

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1974

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1974

## СОДЕРЖАНИЕ

В. Г. Казьмин. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) . . . . .	3
М. К. Блейк, Д. Л. Джонс. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии . . . . .	15
И. Е. Губин. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсмического районирования . . . . .	29
А. В. Тарасов. К вопросу классификации инъективных дислокаций . . . . .	41
В. И. Лукинов. О происхождении срединных выступов фундамента в авлакогенах . . . . .	49
А. Н. Гаджиев. Тектоника мезозойских отложений южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана . . . . .	63
А. Л. Книппер, С. Д. Соколов. Тектонические покровы и Тутхунская зона Малого Кавказа . . . . .	74
С. Л. Бызова, М. А. Бэер. Основные особенности тектоники советской части флишевых Карпат . . . . .	81
В. И. Сомов. Современные движения земной коры Карпат и сопредельных стран . . . . .	97
О. А. Шмидт. Проблемы тектонического развития Командорских островов . . . . .	105
В. С. Шеймович. Особенности развития дочетвертичных вулкано-тектонических депрессий на Камчатке . . . . .	118
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1974 г. . . . .	126

## GEOTECTONICS

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1974

## CONTENTS

V. G. Kazmin. On certain specific features of riftogenesis (as exemplified by the evolution of the Red Sea, Aden and Ethiopian rifts) . . . . .	3
M. C. Blake, D. L. Jones. The Franciscan melange origin in Northern California . . . . .	15
I. E. Gubin. Seismogenetic fractures and their importance in a seismic regionalization . . . . .	29
A. V. Tarasov. To the problem of classifying injection dislocations . . . . .	41
V. I. Lukinov. On the origin of median blocks of basement in avlacogens . . . . .	49
A. N. Gadzhiev. The tectonics of Mesozoic deposits in Southern Daghestan and North-Eastern Azerbaidzhan . . . . .	63
A. L. Knipper, S. D. Sokolov. Tectonic nappes and the Tutkhunsk zone of Lesser Caucasus . . . . .	74
S. L. Byzova, M. A. Beer. Fundamental specific features in the tectonics of the Soviet part of the flysch Carpathians . . . . .	81
V. I. Somov. Recent crustal movements in the Carpathians and adjacent countries . . . . .	97
O. A. Shmidt. Problems of a tectonic evolution of the Komandorskie Islands . . . . .	105
V. S. Sheimovich. Specific features in the evolution of pre-Quaternary tecto-volcanic depressions on Kamchatka . . . . .	118
Index of the magazine «Geotektonika» for the year 1974 . . . . .	126

УДК 551.243.8(267.5+63+571.5)

В. Г. КАЗЬМИН

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РИФТОГЕНЕЗА

(на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов)

Рассматривается геологическое развитие Эфиопского, Афарского, Красноморского и Аденского рифтов. Устанавливаются четыре главные фазы расширения рифтов, совпадающие по времени с главными фазами складчатости в альпийском обрамлении Аравийской плиты. Установлены векторы перемещения Аравийской и Сомалийской плит, анализируются признаки и причины изменения траектории дрефта Аравии. Выясняется возможность перехода «пассивных» структур растяжения в активно расширяющиеся рифты. Подчеркивается ведущая роль Красноморского рифта в развитии структур региона.

В последние 10 лет развернулись широкие исследования рифтов Красного моря, Аденского залива и Эфиопии. Внимание к этому региону не случайно. В нем необычайно отчетливо проявились крупные горизонтальные движения—перемещения плит литосферы, поэтому многие вопросы новой глобальной тектоники могут быть изучены и разрешены именно здесь. Особую важность при этом приобретает реконструкция геологической истории региона. Как ни странно, подобных реконструкций мало, и сделаны они, как правило, без учета всех доступных геологических данных. В большинстве работ главное внимание уделяется анализу геофизических данных или различным геометрическим построениям о движении плит. Лишь в немногочисленных публикациях анализируются геологические материалы (Azzaroli, 1968; Burek, 1969; Barberi et al., 1972), но и то, как правило, лишь для одной из трех сопряженных рифтовых систем.

В результате многие важнейшие вопросы их развития остаются невыясненными или поняты неправильно.

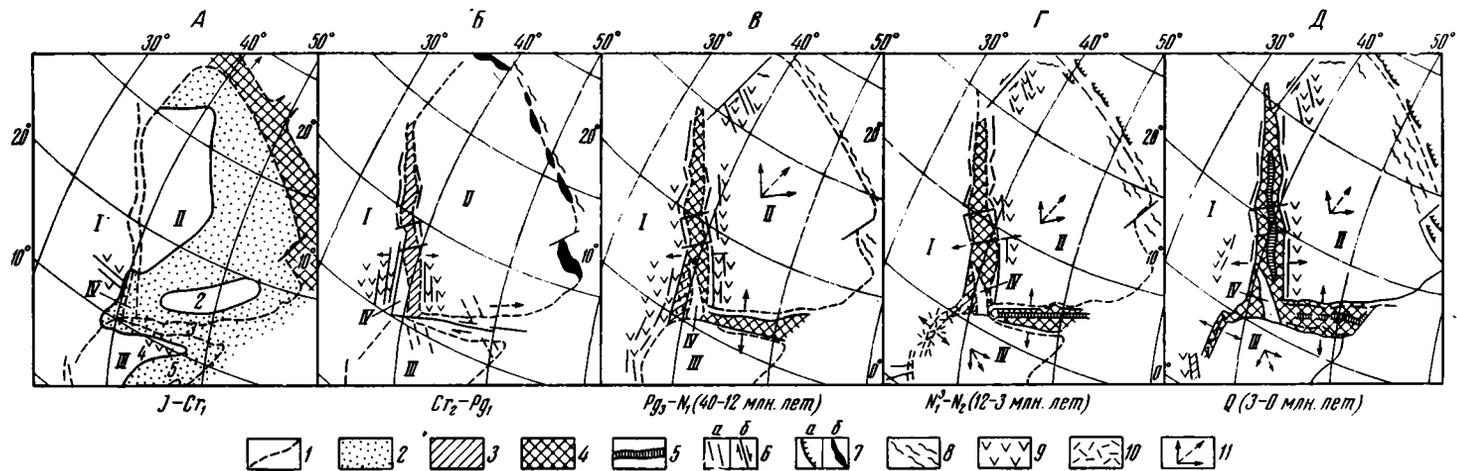
Не выяснен окончательно возраст структур. Так, время заложения Красноморского рифта определяется как миоценовое (McKenzie et al., 1970; Baker et al., 1972), эоценовое (Allan, 1970; Girdler, 1969). Еще более неясен этот вопрос для Аденского и Эфиопского рифтов. Невыяснено также, протекает ли процесс рифтообразования прерывисто или непрерывно, синхронно во всех упомянутых рифтовых системах, или нет и т. д.

В ряде работ (Burek, 1969; Казьмин, 1971; Takin, 1972) отмечалась тесная связь между складчатостями в альпийском обрамлении Аравии и рифтообразованием в Красноморско-Аденском регионе, однако точная корреляция движений (а это очень важно) пока отсутствует.

Попытаемся рассмотреть геологическую историю региона и ответить на некоторые из поставленных вопросов.

**Юрский-нижнемеловой этап** (рисунок, а).

Как показывает сравнение разрезов на прибрежной равнине в Северном Сомали и на расположенном южнее плато Голис (Сомалийское плато) погружения в зоне Аденского рифта происходили уже в юре (Azza-



Эволюция рифтов Красноморского — Аденского — Эфиопского региона<sup>1</sup>. 1 — Предполагаемые положения краев континентальных блоков в прошлом; 2 — области глубоких погружений в юре — нижнем мелу; 3—4 — рифты; 3 — первая стадия, утонение континентальной коры, опускание блоков по сбросам; 4 — вторая стадия, утонение коры, раскалывание гранитного слоя, излияния океанических базальтов (океанизация); 5 — осевые трогии; 6 — а) сбросы, б) сдвиги; 7 — а) надвиги, б) шарьяжи офиолитов; 8 — складки; 9 — излияния щелочных базальтов; 10 — излияние кислых пород; 11 — направление растягивающих усилий в рифтах и направление движения блоков (плит)

Примечание: перемещения Аравийской (II) и Сомалийской (III) плит показаны по отношению к условно неподвижной Африканской (Нубийской-I) плите в ее современном положении. Блок Данакиль — Айша-IV

goli, 1968). Интенсивность погружений возросла в нижнем мелу, когда началось накопление мощной кластической толщи, отделенной от подстилающих верхнеюрских отложений несогласием.

Две фазы погружений Аденского прогиба совпадают с двумя мезозойскими трансгрессиями в пределах «рога Африки» — верхнеюрской (с максимумом в киммериджском веке) и нижнемеловой (апт-альбской).

Суммарная мощность мезозойских осадков на прибрежной равнине достигает 2900 м, тогда как на плато развиты лишь верхнемеловые нубийские песчаники в 300 м мощностью. Наличие оползневых брекчий и распределение обломочного материала указывают на существование уже в юре уступа приблизительно на месте современного уступа плато. В Северном Сомали и в Харраском районе Эфиопии в зоне уступа отмечаются небольшие излияния нижнемеловых базальтов (Canuti et al., 1972), что свидетельствует о формировании уже в то время разломов растяжения.

С севера Аденский прогиб был ограничен поднятием Хадрамаут в Йемене, в то время как на запад он прослеживался, примерно до восточного уступа Эфиопского плато.

Как показывает анализ мощностей верхнеюрских отложений (Mohr, 1967; Hutchinsohn, Engel, 1970), этот уступ также был уже четко выражен в верхнеюрское время.

П. Бурек (Burek, 1969) рассматривает юрское-нижнемеловое прогибание в зоне Аденского залива как первую стадию рифтообразования, однако медленно и длительно развивавшийся компенсированный осадконакоплением прогиб со слабыми проявлениями вулканизма (и, следовательно, со слабым развитием разломов) мало походил на рифты более поздних эпох.

Он напоминает больше другой прогиб, развившийся в юрское время в Северо-Восточной Африке между поднятыми докембрийскими блоками Южной Эфиопии и массива Бур. Этот прогиб (Огаденский) начал формироваться в триасе и закончил свое развитие в конце юры или раннем мелу. Таким образом, время развития Аденского и Огаденского прогибов не совпадает. Не совпадает и их ориентировка — Аденский прогиб имел запад — юго-западное, а Огаденский северо-восточное простирание.

Образование этих и других подобных прогибов может быть связано с крупными этапами раздробления Гондваны. У. Совербатс (Soverbutts, 1972) отмечает, что в Южной и Центральной Африке можно выделить грабены и прогибы, отвечающие по времени заложения отделению Антарктиды, Мадагаскара, Индостана. Заложение Огаденского прогиба может быть связано с отделением Индостанского блока, тогда как широтные впадины, Аденский прогиб и прогиб Пальмирид в Сирии образовались в связи с отделением от края Афро-Аравии массивов кристаллиникума, находящихся в настоящее время в пределах Альпийского пояса (Пейве, 1967).

Хотя развитие Аденского прогиба в нижнем мезозое, очевидно, предопределило положение будущего рифта, можно считать, что обособление Аравийской плиты в это время не произошло. Это подтверждается отсутствием признаков нижнемезозойских движений в зоне Красного моря. Образование Аденского прогиба было пассивной реакцией коры на активное, т. е. связанное с глубинным процессом рифтообразование. Последнее в эту эпоху происходило в зоне Восточного Тавра и Внутреннего Загроса (Казьмин, 1971).

#### **Маастрихтский-палеоценовый этап (рисунок б).**

К концу мела Аденский прогиб был заполнен осадками и в сеноне, палеоцене и эоцене на его месте заметных погружений не происходило. Как показал Азаролли (Azzarolli, 1968), фации и мощности сенонских-эоценовых отложений на прибрежных равнинах Сомали и Йемена, а также на прилегающих поднятиях сходны. Проявления вулканизма в этот период также неизвестны.

Активное рифтообразование началось в конце мела в зоне Красного моря. В маастрихтском веке узкий морской залив проник в образовавшийся рифт почти на всю длину современной морской впадины. Морские осадки маастрихтского возраста известны на побережье Саудовской Аравии (Kagroff, 1957), на прибрежных островах Судана (Whiteman, 1968). Многочисленные находки переотложенной верхнемеловой-палеоценовой микрофауны известны в миоценовых эвапоритах южной оконечности Красного моря (Hutchinson, Engel, 1970).

Формирование рифта сопровождалось крупными излияниями щелочных базальтов. Характерна пространственная приуроченность излияний к обоим бортам Красноморского рифта у его южной оконечности. Базальты палеоценового возраста известны на Эфиопском плато, в бассейне Голубого Нила (Grasty et al., 1963) и в Йемене, где щелочные базальты изливались, начиная с конца мела (Geukens, 1966). Образование глубоких трещин — подводящих каналов излияний в южном конце рифта показывает, что растяжение земной коры было максимальным на юге и уменьшалось в северном направлении, где вулканизм данного периода не проявился.

Разломы Красноморского направления протягивались, угасая значительно южнее южной оконечности рифта: они широко развиты в Восточной Эфиопии, Северном Сомали, на юго-восточном побережье Аравии.

Открытие Красноморского рифта совпадает по времени с надвижением шарьяжей офиолитов на опущенный край Аравийского блока по всей его северной периферии — от Омана до Северо-Западной Сирии. Возраст шарьирования — маастрихтский век фиксируется очень точно, поскольку офиолиты надвинуты на отложения нижней части маастрихтского яруса и перекрыты осадками его верхней части.

Еще Г. Лиз (Lees, 1928) подчеркнул значение маастрихтского тектогенеза для складчатых сооружений Тавра — Внутреннего Загроса. Впоследствии многие авторы (Казьмин, 1965, 1971; Ломизе, 1972) отмечали связь маастрихтских движений с покровообразованием. Обращает на себя внимание кратковременность движений и в то же время их значительная амплитуда. Так, покровы в Сирии и Восточной Турции перемещены не менее чем на 70—80 км, в Омани на 150 км.

Увеличение амплитуды покровов от Сирии к Омани согласуется с высказанным выше представлением о расширении Красноморского прарифта к югу, иными словами, с вращательно-поступательным характером перемещения Аравии.

По-видимому, маастрихтское перемещение Аравии привело к закрытию рифта с океаническим ложем, существовавшего на месте Внутреннего Загроса с юрского времени. В результате Аравийский блок и «срединный массив» Центрального Ирана оказались спаянными вдоль сложнопостроенной шовной зоны (Казьмин, 1971).

Внутри самого Аравийского блока маастрихтские движения также четко проявлены — с ними связан первый этап складкообразования во внутриплатформенном прогибе Пальмирид (Поникаров и др., 1969).

Расширение Красноморского рифта в направлении, перпендикулярном его оси, обусловило перемещение Аравийского блока по азимуту северо-восток  $65^\circ$ . Это направление очень близко к простиранию оси Аденского залива ( $70—75^\circ$ ). Таким образом, перемещение Аравийского блока не могло бы осуществляться без срыва и правобочного сдвигового смещения вдоль оси будущего Аденского рифта. В результате произошло полное отделение Аравийского блока от Африки.

Интересно, что на данном этапе развития «активной» структурой был Красноморский рифт, тогда как разделение блоков земной коры в зоне будущего Аденского рифта носило «пассивный» характер.

По комплексу признаков (батиметрия, смещение уступов плато, интерпретация магнитных и телесеismicических данных) в Красноморском

рифте выделяется система поперечных нарушений (большой частью сдвигов), ориентированных перпендикулярно к оси рифта. Смещения по этим разломам отражают траекторию маастрихтского дрефта Аравии ( $65^\circ$ ), и поэтому наиболее логично связывать их заложение именно с этим этапом развития.

В палеоцене и эоцене происходило, по-видимому, заполнение Красноморского рифта осадками. Соответствующие отложения пока мало и плохо изучены, но указания на их существование в Красном море имеются (Whitman, 1968; Karpoff, 1957; Said, 1969; Abdel-Gawad, 1970).

В альпийском складчатом обрамлении Аравии в этот период происходило накопление флиша, последовавшее за маастрихтской складчатостью и покровообразованием. Проявления складчатости фиксируются перед средним эоценом, однако, они не были значительными. Выявить синхронные движения в Красноморско-Аденском регионе на современной стадии изученности не удается.

**Олигоценый-миоценовый этап** (рисунок *в*). Обычно считают, что интенсивные движения возобновились или начались в Красноморском рифте в нижнем миоцене (20—25 млн. лет), что привело к образованию грабена, заполнявшегося среднемиоценовыми эвапоритами (Coleman, Brown, 1971; Heubroek, 1965, и др.).

На самом деле новая фаза расширения рифта и связанные с этим крупные опускания начались значительно раньше. По данным Дж. Ловелла и К. Геника (Lowell, Genik, 1972), уже 30—36 млн. лет тому назад (начало олигоцена) в осевой зоне южной части Красноморского рифта происходили излияния базальтов Хармил, имеющих толеитовый характер. Бурение вскрыло здесь также озерные (?) отложения нижнеолигоценового возраста, формировавшиеся, по мнению цитированных авторов, в депрессии типа современного Восточно-Африканского рифта.

В Суэцком заливе в олигоцене произошло резкое усиление темпа погружений, что также, вероятно, связано с новой фазой рифтообразования (Abdel-Gawad, 1970). Наконец, в Афаре, на крайнем юге рифта, континентальные толщи начали накапливаться 25 млн. лет тому назад (Bannert et al., 1970), а следовательно, формирование депрессии началось ранее, в олигоцене. В Аденском заливе погружения, связанные с ранней стадией развития рифта, начались в низах олигоцена или ранее, что фиксируется появлением кластических толщ олигоценового возраста в зоне рифта (Azzagoli, 1968). В общем наиболее вероятным временем начала новой фазы рифтовых движений следует считать ранний олигоцен или даже конец эоцена.

Специфика нового этапа развития заключалась в том, что вместо одного (Красноморского) в это время развивались два рифта: Красноморский и Аденский. С олигоцена Аденский рифт формируется как активная структура вдоль зоны слабости — верхнемелового сдвига. Одновременное расширение Красноморского и Аденского рифтов привело к изменению траектории движения Аравийской плиты.

Считая, что скорости расширения обоих рифтов в направлении, перпендикулярном к их осям, примерно равны (это подтверждено расчетами для более поздних эпох), можно, пользуясь правилом параллелограмма, найти вектор перемещения Аравии. Полученный вектор движения Аравии — северо-восток  $25^\circ$  — близок к направлению поперечных сдвигов в Аденском рифте ( $30—32^\circ$ ) и к направлению зоны сдвигов Мертвого моря ( $12—15^\circ$ ). Образование указанных сдвигов следует, таким образом, связывать с олигоценым этапом развития. Интересно, что некоторые из более ранних (верхнемеловых) поперечных разломов Красноморского рифта ( $60—65^\circ$ ) вблизи Аравийского блока претерпевают изгиб, приобретая простирание северо-восток  $10—20^\circ$ . Этот изгиб, по всей видимости, связан с изменением траектории движения Аравии в олигоцене.

В олигоцене — миоцене начинается формирование Афарского рифта, обусловленное, по мнению большинства исследователей, вращением Данакильского блока вокруг полюса, расположенного южнее залива Зула на Красном море (Laughton, 1966; Roberts, 1970; Tazieff et al., 1972). Представление о вращении Данакильского блока подтверждается общим расширением структуры Афара с северо-запада на юго-восток при одновременном сужении Красного моря. Степень растяжения земной коры в Афаре нарастает в юго-восточном направлении, о чем свидетельствует увеличение числа разломов растяжения, структур «рифт в рифте», разветвление осевых вулканических хребтов — зон раскола «гранитного» слоя (Tazieff et al., 1972) и т. д.

Представление о вращательном движении Данакильского блока вытекает также из палеотектонических реконструкций, основанных на сближении Аравии и Африки: если допустить положение Данакильского блока «in situ», возникают большие необъяснимые перекрытия.

Помимо толеитового базальтового вулканизма во внутренних частях Красноморского и Аденского рифтов в олигоцене — нижнем миоцене начались трещинные излияния щелочных базальтов вдоль обоих бортов Красноморского рифта, а также в зоне Восточно-Африканского рифта. Излияния распространялись от старых (палеоценовых) центров базальтового магматизма в Эфиопии и Йемене, постепенно омолаживаясь по мере удаления от них.

Так, палеоценовые-эоценовые базальты Центральной Эфиопии сменяются на юге страны олигоцен-нижнемиоценовыми, а далее в Кении ниже- и среднемиоценовыми излияниями. Постепенное распространение вулканизма в зоне Восточно-Африканского рифта свидетельствует о прогрессивном проникновении разломов с юга на север, что в свою очередь свидетельствует о начале «отщепления» Сомалийской плиты под действием активных сил в Аденском рифте. Зона Восточно-Африканского рифта на этом этапе выступает как зона «пассивного» отрыва.

После олигоценовой фазы расширения в течение нижнего-среднего миоцена происходило медленное погружение дна рифтов и заполнение их осадками. Так, в Красноморском рифте в это время накопилась толща эвапоритов (преимущественно галита) до 3—4 км мощностью.

Накопление столь мощной толщи соли можно объяснить только периодически повторяющейся ингрессией моря с последующей изоляцией от океана, выпариванием, садкой соли и т. д. Можно предполагать, таким образом, что процесс опускания дна в возникших рифтах был пульсирующим, а это в свою очередь может быть связано с просадками утоненной коры в результате выноса материала при вулканизме.

Изоляцию Красноморского рифта от Аденского в миоцене (Неуброек, 1965) следует связывать с диагональным, барьерным положением Данакильского блока.

В альпийском складчатом обрамлении Аравии олигоцен был эпохой главной складчатости, завершившей развитие флишевых прогибов и сопровождавшейся горообразованием и формированием краевых прогибов и межгорных впадин. Местами складчатость сопровождалась образованием тектонических покровов, а также смещениями по субмеридиональным сдвигам. Заполнение прогибов и впадин кластическим материалом началось в нижнем и продолжалось в среднем миоцене. Удастся, таким образом, точно синхронизировать складчатость и горообразование в альпийском обрамлении с фазой расширения в Красноморском и Аденском рифтах. Следует вновь подчеркнуть сравнительную краткость активных движений, сменившихся периодом относительного покоя.

**Верхнемиоценовый-плиоценовый этап** (рисунок 2). Период погружений и заполнения рифтов осадками продолжался в нижнем и среднем миоцене, новая активная фаза расширения началась в верхнем миоцене ранее чем 9 млн. лет назад. Такой возраст имеют древнейшие полосовые

магнитные аномалии в Аденском заливе (Laughton et al., 1970). Образование полосовых магнитных аномалий свидетельствует о новой фазе развития рифта, знаменующейся полным разрывом литосферных плит вдоль осевой зоны и началом формирования новой океанической коры в зоне разрыва (Vine, Matthews, 1963). Очевидно, разрыву коры предшествовали интенсивные движения, начавшиеся ранее чем 9 млн. лет тому назад, т. е. скорее всего где-то в верхнем миоцене.

На Красноморском побережье Эфиопии верхнемиоценовые движения фиксируются началом накопления грубообломочных отложений плиоценовой формации Дессет, залегающей с угловым несогласием на вулканогенно-осадочных породах формации Догали. Возраст наиболее молодых базальтов в последней 14 млн. лет, т. е. тектонические движения приходится на период 14—10 млн. лет. В Красноморском рифте эти движения не привели к разрыву литосферных плит: здесь продолжалось растяжение и утонение коры. Образование центрального трога и связанных с ним полосовых магнитных аномалий началось в Красном море значительно позже.

В начале плиоцена установилась связь между Красноморским и Аденским бассейнами через Баб-эль-Мандебский пролив. Образование пролива можно объяснить тем, что во время рассматриваемой фазы движений Аравийский блок двигался быстрее и «оторвался» от Данакильского блока.

В Афаре новая фаза расширения Красноморского рифта фиксируется очень четко наступлением длительного периода вулканической активности, начальный этап который связан с формированием мощных (до 400 м) игнимбритов, сменившихся затем трещинными излияниями щелочных базальтов с отдельными прослоями кислых пород.

Древнейшие излияния имеют возраст, близкий к 11 млн. лет (Varberg et al., 1972). Появление кислых эффузивов на ранних стадиях развития Афара весьма значительно. По времени извержения игнимбритов совпадают с начальным периодом утонения гранитного слоя. С одной стороны, в Афаре сохранялся еще в это время «гранитный» слой значительной мощности, с другой — началось раскалывание слоя на отдельные блоки, смещавшиеся друг относительно друга по сбросам и сдвигам, испытывавшие наклон, напоминающий наклон книг на полупустой книжной полке (Black et al., 1972) и т. д. Остается неясным, могли ли эти движения сопровождаться превращением механической энергии в тепловую в количестве, достаточном для палингенеза и образования кислого вулканического материала, или в процессе частичного плавления граничного вещества значительную роль сыграл также подъем геозотерм. Скорее всего оба процесса действовали одновременно. Вероятно также, что при разогреве вещество «гранитного» слоя приобрело пластичность и могло «растягиваться» без образования сбросов.

Характерно, что кислый вулканизм охватил область более широкую, чем Афарский рифт: его проявления известны в восточной части Эфиопского плато, на поднятии Айша, а также в зоне Эфиопского рифта. По данным П. Моора (Mohr, 1967, 1968), в зоне последнего в конце миоцена заложился широкий и неглубокий прогиб, в котором накапливались чередующиеся кислые эффузивы и щелочные базальты.

Первые преобладали в непосредственной близости к будущему рифту, выклиниваясь по мере удаления от него. Очевидно, уже в это время начались движения, приведшие позднее к образованию Эфиопского рифта, а следовательно, началось движение Сомалийской плиты.

То, что, начиная с верхнего миоцена, в раскрытии Аденского рифта участвуют две движущиеся плиты — Аравийская и Сомалийская, обусловило, видимо, более быстрый в сравнении с Красноморским рифтом темп развития, привело к более раннему расколу и разделению плит с образованием осевого трога.

В альпийском обрамлении верхнемиоценовые движения Аравийского блока привели к усложнению складок и резкому подъему горных сооружений. Эти движения фиксируются по появлению плиоценовых грубообломочных конгломератов в Месопотамском краевом прогибе, поднятиям и регрессии верхнемиоценового моря в краевых прогибах Восточного Средиземноморья, по активизации роста складок и поднятий в Пальмирах и Антиливане.

**Позднеплиоценовый-четвертичный этап** (рисунок д). Новый этап расширения рифтов начинается 3—4 млн. лет тому назад. В Красном море с этими движениями связано заложение осевого трога и начало формирования полосовых магнитных аномалий (Allan, 1970; Phillips, 1970). Таким образом, полное отделение Аравийской плиты произошло в Красноморском рифте на 5—6 млн. лет позже, чем в Аденском.

В Афаре новая фаза расширения привела к дальнейшему утонению коры и образованию в ней системы зияющих трещин, вдоль которых начали формироваться осевые вулканические хребты (Tazieff et al., 1972). Базальты, составляющие главную массу излияний, имеют возраст от 1—2 млн. лет до современного и отличаются переходным к толеитовому характером. Произошел, таким образом, переход от стадии растяжения и утонения коры к стадии «океанизации», на которой блоки утоненного «гранитного» слоя «перемещиваются» с массой субокеанических базальтов. Подобную стадию скорее всего прошли в своем развитии Красноморский и Аденский рифты в более ранние периоды.

В Аденском рифте на верхнеплиоценовом-четвертичном этапе продолжалось быстрое расширение, в результате чего осевой трог оказался резко смещенным по поперечным левым сдвигам (трансформенным разломам?). Одновременно началось усложнение структуры, связанное с вертикальными перемещениями блоков океанической коры. Последнее вероятнее всего обусловлено усилением восходящего потока глубинного вещества в зоне рифта. В совокупности эти движения привели к преобразованию относительно просто построенного осевого трога в срединный хребет.

3—4 млн. лет тому назад началось формирование Эфиопского рифта, выразившееся в крупных опусканиях блоков по сбросам и образовании осевой зоны растяжения и утонения земной коры — зоны разломов Вончжи (Mohr, 1967<sub>1, 2</sub>). К последней приурочены центры извержений пантеллеритовых лав и туфов, а также молодые щелочно-базальтовые излияния. Разломы Эфиопского рифта нарушают плиоценовые отложения, поднятые в бортовых уступах на значительную высоту. Вместе с тем озерные отложения, известные внутри рифта, по возрасту не древнее плейстоцена. Уже в конце плейстоцена — голоцена намечается образование осевых впадин — структур «рифт в рифте», — отвечающих зоне новейшего максимального растяжения.

В целом современный этап развития Эфиопского рифта отвечает, видимо, ранней (верхнемиоцен-плиоценовой) стадии развития Афара, стадии, для которой характерны интенсивные перемещения блоков «гранитного» слоя в процессе его утонения и кислый коровой магматизм.

Геофизические данные (Makris et al., 1969) свидетельствуют о существовании под Эфиопским рифтом линзы разуплотненного мантийного материала (плотность  $3,1 \text{ г/см}^3$ ). Подобные линзы характерны и для других рифтов региона, но там они отличаются значительно большей мощностью. Становится ясным, что под Эфиопским рифтом оперирует глубинная система, сходная с действующими под другими, более древними рифтами, но менее развитая.

«Активное» развитие Эфиопского рифта, наблюдаемое в четвертичное время, возможно, началось ранее, в конце миоцена — плиоцене. Учитывая этот факт, можно, пользуясь вышеприведенными рассуждениями, определить направление вектора перемещения Сомалийской плиты как

юго-восток  $150\text{--}155^\circ$ . Интересно, что некоторые из поперечных разломов Эфиопского рифта имеют такое же или близкое простирание, т. е. отражают траекторию перемещения Сомалийского блока. Близкое направление ( $150^\circ$ ) имеют магнитные аномалии рифта Грегори, также скорее всего отражающие направление поперечных разрывов.

В четвертичное время в пределах Эфиопского плато произошло образование нескольких грабенообразных депрессий, ориентированных в общем вдоль одной линии, параллельной бортам Афара и Красноморского рифта. По данным П. Моора и А. Роджерса (Mohr, Rogers, 1966), кора под крупнейшей из этих депрессий — депрессией оз. Тана — нормальная континентальная. Указанные депрессии можно рассматривать как «пассивные» структуры, возникшие в результате реакции коры на напряжения в смежных «активных» рифтах. Их можно в то же время рассматривать как зародыш будущего крупного рифта типа Эфиопского.

В альпийском обрамлении Аравии движения рассматриваемого этапа фиксируются очень четко. В краевой, опущенной части Аравийской плиты, в этот период формировалась линейная система складок Внешнего Загроса, образовались тектонические покровы значительной амплитуды во Внутреннем Загросе и Восточном Тавре.

Образование складок Внешнего Загроса большинством исследователей связывается со срывом платформенного чехла по горизонту кембрийской соли. Срыв чехла в свою очередь мог произойти только в том случае, если происходило пододвигание фундамента Аравии под складчатые сооружения Внутреннего Загроса, которые сыграли роль жесткого упора при смятии платформенных отложений.

В это же время резко усилился рост складок и отвечающих им горных хребтов во внутриплатформенном прогибе Пальмирид. Таким образом, и на этом этапе фаза растяжения в рифтах точно совпадает с фазой сжатия в складчатой области.

Суммируя данные по истории рифтовых структур Красноморско-Аденского региона, можно сделать следующие выводы. Расширение рифтов происходит не непрерывно, а отдельными импульсами. Эти импульсы могут быть сравнительно короткими — 2—5 млн. лет (например, часть маастрихтского века, часть олигоцена) и могут разделяться длительными периодами относительного покоя и заполнения возникших рифтов осадочно-вулканогенными толщами. С течением времени промежутки между главными импульсами рифтообразования сокращаются, а в последние 10—12 млн. лет процесс протекает посредством коротких и частых импульсов, отраженных в формировании линейных магнитных аномалий.

В Аденском рифте наблюдается до пяти подобных аномалий, образовавшихся за последние 9 млн. лет (Laughton et al., 1970). Время формирования одной аномалии, отвечающее образованию полосы новой океанической коры в осевом трогее, составляет 1,8 млн. лет. Можно сказать, что темп движений увеличивается с приближением к настоящему времени.

Скорости расширения могут варьировать в значительных пределах. Так, для Красного моря максимальная скорость расширения имела место, видимо, в маастрихтском веке, когда за период 2—3 млн. лет (часть века) произошло расширение рифта на 100—120 км.

Скорость расширения при этом составляла 4—5 см/год. Для последних этапов развития (начиная с 10—12 млн. лет) как для Аденского, так и для Красноморского рифтов средняя скорость расширения, установленная по изохронным магнитным аномалиям, составляет 2 см/год (Allan, 1970; Laughton et al., 1970).

Отчетливо выступают различия между активными рифтами и пассивными структурами растяжения или скола, связанными с рифтообразованием. Активные рифты связаны с глубинными системами, развитие

которых обуславливает растяжение и разрыв коры, раздвигание литосферных плит. Пассивные структуры отражают реакцию коры на движения в активных рифтах. В результате могут возникнуть грабены, прогибы, зоны разломов растяжения или скола, разделяющие литосферу на отдельные блоки. Впоследствии некоторые из пассивных рифтовых структур превращаются в активные рифты, что можно проиллюстрировать примерами Аденского и Эфиопского рифтов.

Главной активной структурой региона являются, безусловно, Красноморский рифт, развитие которого в верхнемеловое время обусловило пассивное разделение Аравийской и Сомалийской плит по плоскости сдвига. В более позднее время (олигоцен, конец миоцена), когда Аденский рифт уже функционировал как активная система, его развитие обусловило отрыв Сомалийской плиты вдоль системы разломов, на месте которых впоследствии формируется активный Эфиопский рифт. Наконец, развитие Красноморского и Афарского рифтов обусловило образование цепи депрессий на Эфиопском плато — зародышей будущего крупного рифта. Наблюдаемая картина напоминает цепную реакцию: под влиянием раздвигания в активной рифтовой структуре в сопредельных районах образуются зоны растяжения или скола, разделяющие кору на отдельные блоки. Это в свою очередь вызывает глубинную перестройку и превращение отдельных таких зон в активные рифты.

Приуроченность активной зоны, инициировавшей развитие рифтовых структур в данном регионе, к Красному морю, по-видимому, неслучайна. Реконструкция докембрийской тектоники (Schürmann, 1961; Kazmin, в печати) показывает, что Красноморский рифт заложен вдоль эвгеосинклинальной зоны рифейского возраста, разделявшей блоки древнего фундамента. Таким образом, уже в рифее на месте будущего рифта происходило дробление «гранитного» слоя, возможно формировались зоны с океанической корой. Можно предположить, что возрождение активного рифтообразования в мезозое как-то связано с рифейским развитием, обусловлено существованием зоны глубинной переработки земной коры. Что касается других рифтовых структур региона, то они закладываются обычно вдоль зон слабости в докембрийском фундаменте — контактов крупных блоков древних пород с более молодыми складчатými системами, поясов активизации, крупных разрывов и т. д. Как правило, рифтовые структуры следуют докембрийским простираниям.

В данной статье не представляется возможным рассматривать гипотетические схемы глубинного механизма, вызывающего образование рифтов и движение плит. В работах Г. Хесса, Р. Дитца, Э. Вайна и Д. Метьюза в качестве такого механизма рассматривается глубинная конвекция. Хотелось бы только высказать следующие предположения.

Образование пассивных структур растяжения должно приводить к резкому снижению давления в нижней части коры и верхней мантии. Это в свою очередь может вести к частичному расплавлению вещества верхней части мантии с образованием линзы низкоплотного материала, наблюдаемого под рифтами. В дальнейшем следует ожидать перемещение, подток глубинного материала в область возникшего пониженного давления, т. е. зарождение восходящего потока.

При переходе от восходящей, вертикальной ветви потока к горизонтальной могут, по-видимому, иметь место два случая.

1. Восходящий поток разветвляется на две ветви под осевой зоной рифта, обуславливая симметричное по отношению к ней расхождение плит.

2. Восходящий поток, изгибаясь, образует одну ветвь, обуславливая отодвигание одной подвижной плиты от второй, неподвижной. Первый случай иллюстрируется в рассматриваемом регионе системой Аравийской и Сомалийской плит и Аденского рифта, второй — системой Аравийской и Нубийской плит и Красноморского рифта.

Очень четко выявляется связь между периодами расширения Красноморского и Аденского рифтов и периодами сжатия в альпийском обрамлении Аравии. Становится ясным, что весь комплекс явлений в складчатом поясе, таких, как образование покровов, формирование альпийского меланжа, складчатость, рост горных сооружений, связанных со складчатостью, целиком определяется горизонтальными движениями Аравийской плиты и не зависит от каких-то гипотетических эндогенных (по отношению к этому поясу) сил. Активными зонами, определяющими ход тектонического развития складчатого пояса Тавра — Загроса, являются Красноморский и Аденский рифты.

#### Литература

- Казьмин В. Г.* Особенности сочленения древней платформы и Альпийской геосинклинальной системы в Северо-Восточном Средиземноморье.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 4.
- Казьмин В. Г.* К проблеме альпийского меланжа.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Ломизе М. Г.* Краевые офиолитовые швы Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Поникаров В. П. и др.* Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Вып. 18. Сирия, Л., «Недра», 1969.
- Abdel-Gawad M.* The Gulf of Suez: a brief review of stratigraphy and structure.— Philos. Trans. Roy. Soc., London, ser. A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Allan T. D.* Magnetic and gravity fields over the Red Sea.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Azzaroli A.* On the evolution of the Gulf of Aden. XXIII Intern. Geol. Congr., 1968, v. 1.
- Baker M. H., Mohr P. A., Williams L. A.* Geology of the Eastern Rift System of Africa.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 136, 1972.
- Bannert von D., Brinckmann J., Käding K. Ch., Knetsch G., Kürsten M., Mayrhofer H.* Geologie der Danakil Senke.— Geol. Rundschau, 1970, B. 59, v. 2.
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Marinelli G., Santacrose R., Tazieff H., Varet J.* Evolution of the Danakil depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations.— J. Geol., 1972, v. 80, No. 6.
- Black R., Morton W. H., Varet J.* Structure of the Afar floor.— Nature, 1972, v. 240.
- Burek P. J.* Structural effects of seafloor spreading in the Gulf of Aden and the Red Sea on the Arabian Shield.— In: Hot. Brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer — Verlag, N. Y., Ltd. Inc., 1969.
- Canuti P., Gregnanin A., Piccirillo E. M., Sargi M., Tacconi P.* Volcanic intercalation in the Mesozoic sediments of the Kulubi area (Harrar, Ethiopia).— Boll. Soc. Geol. Ital., 1972, v. 91.
- Coleman R. G., Brown G. F.* Volcanism in southwest Saudi Arabia.— Geol. Soc. Amer. Abstr., 1971, v. 3, No. 7.
- Dakin F., Gouin P., Searle R. S.* The 1969 earthquakes in Serdo (Ethiopia).— Bull. Geophys. Obs. Addis-Abeba, 1971, No. 13.
- Geukens F.* Geology of the Arabian Peninsula, Yemen. U. S. G. S. Prof. pap. 560B, 1966.
- Girdler R. M.* The Red Sea — a geophysical background.— In: Hot Brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer — Verlag, N. Y., Ltd. Inc., 1969.
- Grasty R., Miller J. A., Mohr P. A.* Preliminary results of Potassium — Argon age determination on some Ethiopian Trap Series basalts.— Bull. Geophys. Obs. Addis-Abeba, 1963, No. 6.
- Heybroek F.* The Red Sea Miocene evaporite basin. In: Salt basins around Africa. Inst. Petr. London, 1965.
- Hutchinson R. W., Engel G. G.* Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Ethiopia.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Karpoff R.* Esquisse géologique de l'Arabie Séodite.— Bull. Soc. Geol. France, 1957, v. 8.
- Kazmin V.* Precambrian development of Northeast Africa and rifts.— Bull. Geol. Soc. America (в печати).
- Laughton A. S., Whitmarsh R. B., Johns M. T.* The evolution of the Gulf of Aden.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Laughton A. S.* The Gulf of Aden.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1966, v. 259.
- Lees G.* The geology and tectonics of Oman and of parts South — Eastern Arabia.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1928, v. 84, No. 4.
- Lowell J. D., Genik C. J.* Sea floor spreading and structural evolution of Southern Red Sea.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 1972, v. 56, No. 2.
- Makris J., Menzel H., Zimmerman J., Bonjer K. P., Fuchs K., Wohlenberg E. J.* Crustal and upper mantle structure of the Ethiopian Rift derived from seismic and gravity data.— Z. Geophys., 1969, No. 36.

- McKenzie D. P., Davies D., Molnar P.* Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa.— Nature, 1970, v. 226.
- Mohr P. A.* The Ethiopian Rift System.— Bull. Geophys. Obs. Addis-Ababa, 1967<sup>1</sup>, No. 11.
- Mohr P. A.* Major volcano-tectonic lineament in the Ethiopian Rift System.— Nature, 1967<sup>2</sup>, v. 213.
- Mohr P. A.* The Ethiopian Cenozoic volcanic succession.— Bull. volcanol., 1968, v. 32.
- Mohr P. A., Rogers A. S.* Gravity Traverses in Ethiopia.— Bull. Geophys. Obs. Addis-Ababa, 1966, No. 9.
- Phillips J. D.* Magnetic anomalies in the Red Sea.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Roberts D. G.* A discussion mainly concerning the contribution by Hutchinson and by Baker.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, 1970, v. 267, No. 1181.
- Said R.* General stratigraphy of the adjacent land areas of the Red Sea.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer-Verlag, N. Y. Ltd. Inc., 1969.
- Schürmann H. M. E.* The Riphean of the Red Sea area, in memory of N. S. Schatsky.— Geol. fören. Stockholm förhandl., 1961, Bd. 83, No. 505, H. 3.
- Sestini J.* Cenozoic stratigraphy and depositional history, Red Sea coast, Sudan.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1965, v. 49, No. 9.
- Sowerbutts W. T. C.* Rifting in Eastern Africa and the fragmentation of Gondwanaland.— Nature, 1972, v. 235.
- Takin M.* Iranian Geology and continental drift in the Middle East.— Nature, 1972, v. 235, No. 5334.
- Tazieff H., Varet J., Barberi F., Giglia G.* Tectonic significance of the Afar (or Danakil) depression.— Nature, 1972, v. 235.
- Vine E. J., Matthews D. H.* Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, v. 199.
- Whiteman A. J.* Formation of the Red Sea depression.— Geol. Mag., 1968, v. 105, No 3.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила  
30 января 1974 г.

УДК 551.243.4+551.26.2(73)

М. К. БЛЕЯК (мл.) и Д. Л. ДЖОНС

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФРАНЦИСКАНСКОГО МЕЛАНЖА СЕВЕРНОЙ КАЛИФОРНИИ<sup>1</sup>

В Северной Калифорнии хаотический францисканский меланж обнажается ниже офиолитов и разреза Большой Долины. Идентичный меланж обнажается западнее, где он разделяет хорошо слоистые толщи францискана, имеющие различный возраст. Изучение меланжа показывает, что он маркирует нижние границы надвиговых пластин и образует несколько отдельных структурных горизонтов. Меланж включает блоки граувакк, зеленокаменных и кремнистых пород, серпентинитов, глыбы глаукофановых сланцев и эклогитов, заключенных в рассланцованный глинистый цемент. За исключением блоков кристаллических сланцев эти породы сходны с осадочными эффузивными образованиями, которые лежат в основании разреза Большой Долины. Породы, образующие основную массу в меланже, содержат окаменелости *Vuchia*, радиолярий и динофлагеллат. Вся фауна имеет титонский — валанжинский возраст. На основании сходства состава и возраста мы полагаем, что цемент меланжа представляет разрушенные или размытые базальные части разреза Большой Долины, которые включают глыбы эффузивов, кремней и серпентинитов из подстилающих разрез пород океанической коры и верхней мантии.

Образование меланжа было связано со сложным процессом всасывания плиты, в результате которого происходило разрушение разрезов ультрабазитов — базитов — радиоляритов, *Vuchia*, содержащих сланцев и граувакк самых низких разрезов Береговых хребтов. Процесс субдукции, вероятно, начался в раннем мелу и продолжался в кайнозое. Тектонические блоки высокометаморфизованных глаукофановых сланцев и эклогитов образовались в ранний период всасывания, затем вместе с серпентинитами они переместились по направлению на восток.

### 1. ВВЕДЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Сейчас популярна концепция, согласно которой францисканский комплекс представляет собой меланж, состоящий из блоков ультраосновных пород, габбро, диабазов, эффузивов, радиоляритов, известняков, граувакк и метаморфических пород. В соответствии с моделью тектоники плит, поддерживаемой некоторыми геологами, позднемезозойская океаническая кора была образована в срединно-океаническом хребте и перекрыта радиоляритовыми илами, отлагавшимися на абиссальных равнинах, и известняками, формировавшимися на хребтах и подводных горах. Она постепенно перемещалась в сторону континента в результате спрединга океанического дна. Эта океаническая плита, как считают, оконтуривалась желобом, который окаймлял западный край Северо-Американской плиты, а в последующие эпохи был заполнен обломочными породами. «Смесь этих пород под желобом и вдоль зоны Беньофа образовала меланж» (Hsu, 1971, стр. 1168). Эта гипотеза может быть признана корректной для части францискана, но не может объяснить геологические явления в Береговых хребтах к северу от Сан-Франциско. На опубликованных геологических картах Береговых хребтов (Brown, 1964; Rich, 1971; Swe, Dickinson, 1970; Fox et al., 1973; Berkland, 1969,

<sup>1</sup> Публикуется с разрешения директора Геологической службы США.

1972; Sims et al., 1973; Blake et al., 1971, 1973; Suppe, 1972). И по неопубликованным данным сотрудников Калифорнийского департамента водных ресурсов видно, что францисканский комплекс образован несколькими субпараллельными литологическими зонами север-северо-западного простирания. Они представлены: 1) относительно хорошо слоистыми граувакками и сланцами, переслаивающимися с кремнями и вулканическими породами; 2) метаграувакками, метакремнистыми сланцами и зеленокаменными породами, характеризующимися слабо развитыми метаморфическими текстурами и распространением новообразованных метаморфических минералов, таких, как лавсонит, жадеит и глаукофан; 3) массивными аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами, чередующимися с тонкослоистыми флишоидно переслаивающимися песчаниками и сланцами. Контакт между этими своеобразными литологическими толщами проводится по зонам расщепления, вдоль которых развит меланж, состоящий из блоков и глыб граувакк, зеленокаменных пород, кремней, серпентинитов и их метаморфизованных эквивалентов, заключенных в темный, развальцованный, пронизанный кварцевыми жилами сланцевый, реже песчаный цемент. Структурно все эти литологические зоны перекрываются крупной пластиной, сложенной ультрабазитами, габбро, диабазами, шаровыми лавами и кремнистыми породами, которые в свою очередь залегают под осадочными породами разреза Большой Долины позднеюрского и мелового возраста. Основные районы, где развиты породы верхнего покрова, расположены вдоль западного края Большой Долины; они также встречаются в виде тектонических отторженцев (клиппенов) к западу от Долины. Надвиг Береговых хребтов прослеживается в основании этой верхней пластины.

## 2. ОПИСАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЗОН

### А. Францисканский комплекс

Самая верхняя структурная единица, сложенная францисканом в Северной Калифорнии, обычно именуется поясом Юлла-Болли, по названию гор Юлла-Болли, расположенных на севере района, приведенного на карте (рис. 1). Породы этого пояса представлены преимущественно граувакками и сланцами, которые включают маркирующие пачки чередующихся между собой радиоляритов и вулканических пород.

Средне- и грубозернистые граувакки образуют слои, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров, но чаще всего она изменяется в диапазоне от 30 см до 1 м. Слагающие отдельные прослои толщиной в несколько сантиметров темные глинистые сланцы, встречаются значительно реже. Кроме них имеются прослои среднегалечных конгломератов и алевролитов, содержащих отдельные гальки и валуны; пачки алевролитов местами достигают по мощности нескольких сотен метров. Эти породы характеризуются текстурами, которые позволяют предполагать, что их перенос совершался турбидитными потоками: градационной слоистостью, донной рябью и следами мелкой ряби подводных течений.

Радиоляриты во многих районах переслаиваются с грубозернистыми граувакками и алевролитами и не связаны с вулканическими породами. В районе Юлла-Болли (см. рис. 1) три прослоя кремней, каждый мощностью более 50 м, были закартированы по простиранию с северо-запада на юго-восток в пределах всей площади карты более, чем на 15 км (Blake, 1965).

Вулканические породы пояса Юлла-Болли изменяются по составу от кварцевых кератофиров до базальтов; туфы среди них практически отсутствуют. Шаровые структуры в лавах встречаются очень редко и, по видимому, ограничены прослоем валунных алевролитов. Только в очень



ограниченном количестве разрезов эффузивы и радиоляриты встречаются вместе, что позволяет предполагать отсутствие генетических связей между ними.

Фауна очень редка в породах этого пояса. В слоях валунно-галечных алевролитов было сделано несколько сборов *Vuchia* позднеюрского — пшинецевого возраста и в одном месте *Vuchia*, относящиеся к нижнему мелу, были обнаружены в грубозернистых полосатых метаморфизованных метаграувакках, содержащих минералы глаукофановых сланцев.

Экзотические породы, такие, как глаукофановые сланцы, амфиболиты и эклогиты в этом поясе не известны, а серпинтиниты встречаются очень редко.

Пояс Юлла-Болли непрерывно прослеживается вдоль западного борта Большой Долины севернее Стонифорда, где он перекрыт офиолитами и осадочными образованиями разреза Большой Долины (см. рис. 1). Далее пояс продолжается на север, по крайней мере до квадрата Пиккет-Пик (Irwin et al., 1973) и, возможно, в пределы юго-западного Орегона (Blake et al., 1967), где он погружается под тектонический покров более древних пород провинции гор Кламат. Детальные исследования в поясе Юлла-Болли (Blake, 1965) показывают, что он состоит из нескольких картируемых литологических горизонтов, каждый из которых имеет отличную степень метаморфизма. Степень изменения пород по простиранию несколько уменьшается с юга и запада на север и восток, но особенно резко метаморфизм возрастает по направлению к надвигу, ограничивающему разрез пояса в его верхней части. Эта часть разреза, подвергшаяся наибольшему метаморфизму, носит название кристаллических сланцев Саус-форк-Маунтин (Blake et al., 1967).

Нижний контакт пояса Юлла-Болли был детально закартирован Р. Брауном (Brown, 1964) на южном окончании пояса, который четко показал, что метаморфические породы (филлонитовая пачка, по Р. Брауну) структурно залегают выше зоны пологого разлома на меланже, названного Р. Брауном «брекчией волочения». Последующие работы геологов Калифорнийского департамента водных ресурсов (съемки М. Дуайера, Дж. Вантина и других) позволили проследить контакт, установленный Р. Брауном на север и запад, где ими «брекчия волочения» была выделена под структурным названием меланж Сканк-Рок.

Несколько горизонтов метаграувакк обнажается к западу от меланжа Сканк-Рок. Часть из них, вероятно, представляет собой клиппены в пределах пояса Юлла-Болли, но, по меньшей мере, один из горизонтов отличается от предыдущей зоны палеонтологически и литологически и был выделен как пояс Халл-Маунтин (см. рис. 1) по названию горы, в подножье которой он обнажен. К западу прослеживается еще один пояс метаграувакк, обычно называемый поясом Маунт-Санхедрин, а западнее него — несколько францисканских граувакковых горизонтов, каждый из которых ограничен меланжем. Эти пояса, включая и сопредельные с ними зоны меланжа, часто не имеют названий и пока получено еще мало сведений об их возрасте или степени метаморфизма, за исключением того, что в них обычно отсутствуют метаморфические структуры и развиты кварц-альбит-пумпеллит-хлорит-мусковит-селадонит-арагоновые минеральные ассоциации, но нет лавсонита. Один из этих поясов, прослеживающийся вдоль р. Эйл, у хребта Инглиш (см. рис. 1) содержит фауну конца раннего мела (альб) (J. Berkland, письменное сообщение, 1972).

Самый крайний закартированный горизонт — Береговой пояс францискана, как уже давно установлено, включает окаменелости позднего мела (Bailey et al., 1964). Породы Берегового пояса отличны от других горизонтов францискана тем, что его песчаники содержат заметно больше аркозового материала и очень мало продуктов разрушения кислых

вулканитов и кремнистых пород. Самая южная часть его обнажается в районе залива Сан-Франциско. Фауна, встреченная в этих породах, имеет позднемеловой (турон и кампан), палеоценовый и эоценовый возраст (см. рис. 1). Степень метаморфизма пород здесь меньше, чем в других горизонтах францискана; в них встречается лаумонит и местами притит — пумпеллит. Из-за широкого развития молодых разломов, образующих систему Сан-Андреас, все породы западной части закартированного района разделены на многочисленные фрагменты, и поэтому стратиграфическая и структурная последовательность самых молодых францисканских пород еще не установлена. Однако около Кloverдейла (рис. 1, на западе центральной части карты) Береговой пояс структурно подстилается толщей хаотического меланжа и породы его смяты в изоклинальные складки и рассланцованы (Blake et al., 1971). Эти данные позволяют предполагать, что и часть францискана также была вовлечена в деформации, подобные широко развитым на востоке, но несравненно меньшей интенсивности, чем восточнее, например, вдоль надвига Береговых хребтов.

### Б. Разрез Большой Долины

Породы разреза Большой Долины по многим характеристикам отличны от францисканского комплекса (Bailey et al., 1964; Бейли, Блейк, 1969). Наиболее существенные отличия заключаются: в большей протяженности отдельных слоев песчаников и глинистых сланцев, в развитии открытых крупных складок, в поразительном отсутствии мелких дислокаций, складок и разломов, а также в соотношении песчаников и сланцев. В основании разреза Большой Долины распространены офиолиты и в меньшей степени кремни, но во многих районах базальные толщи срезаются разломом и породы разреза Большой Долины по нему контактируют с рассланцованными серпентинитами или метаморфизованными францисканскими образованиями. На офиолитах залегают толща (мощностью не менее 16000 м) алевролитов, песчаников и конгломератов, возрастной диапазон которой измеряется от поздней юры (средний титон) до конца мела. Осадочные породы в низах разреза представлены главным образом темными алевролитами с прослоями тонкослоистых песчаников, а также базальтовых (вулканомиктовых?) песчаников и туфов (BROWN, 1964), галечных алевролитов и конгломератов, местами достигающих мощности 5000 м.

В этих образованиях часто встречается традиционная слоистость и следы ряби, позволяющие предполагать, что перенос осадков осуществлялся турбидитными течениями. Индикаторы направления течений, такие, как отпечатки ряби, выемки от водных струй, мелкая косая слоистость, наблюдаются повсеместно вдоль западного края северной половины Большой Долины; все они ориентированы примерно с севера на юг, позволяя предполагать перенос осадков постоянно в этом направлении, за исключением туронского века, когда перенос обломочного материала шел в обратном направлении (Ojakangas, 1968). Их постоянство в ориентировке и выдержанность свидетельствуют, что течения были параллельны трогам на протяжении всего периода осадконакопления и этот район был центральной частью прогиба, в котором формировался разрез Большой Долины.

Особо следует остановиться на различиях в отношении песчаного и глинистого материала между окраинными древнейшими францисканскими образованиями (пояс Юлла-Болли) и слоями с *Vishia* в разрезе Большой Долины (отношение песков и глин в поясе Юлла-Болли — 3 : 1, тогда как в разрезе Большой Долины — 1 : 3), что представляется важным с генетической точки зрения. Петрология песчаников разреза Большой Долины в Северной Калифорнии была детально изучена (Ojakangas, 1968; Dickinson, Rich, 1972), и одновременно подобные исследова-

ния были проведены на юге Береговых хребтов (Gilbert, Dickinson, 1970). Результаты этих исследований показывают, что осадочные породы разреза Большой Долины подразделяются на несколько различных петрографических единиц, которые близки к картируемым стратиграфическим свитам. Древнейшие петрофации (титон и неоком) состоят из бедных кварцем полевшпатовых песчаников, содержащих небольшое количество калиевых полевых шпатов и слюды. Эти породы, по мнению большинства геологов, образовались за счет разрушения в основном верхнеюрских вулканических и изверженных пород Сьерры-Невады, но наши наблюдения позволяют также высказать предположение, что значительная часть вулканического обломочного материала поступила в результате размыва подстилающего офиолитового комплекса.

Офиолиты, которые сейчас местами выходят на поверхность, в течение позднего мезозоя обнажались на дне бассейна и в результате их интенсивного размыва формировались «осадочные серпентиниты», которые переслаиваются с отложениями нижнего мела разреза Большой Долины. Эти необычные осадочные породы, сложенные почти целиком обломочным серпентинитом, кое-где содержат фауну. Хотя они были описаны или упоминались давно и неоднократно (Taliaferro, 1943, стр. 206—207; Bailey et al., 1964, стр. 164; Lawton, 1956; Brice, 1953, стр. 25; Averitt, 1945, стр. 73; Moiseyev, 1966), их значение так и не было в целом понято.

Обломочный материал, несомненно поступающий с Сьерры-Невады в период, приходящийся по времени приблизительно на границу между юрой и мелом, образует конгломераты, которые содержат гранитную гальку и валуны, датированные позднеюрским временем (Irwin, 1966). Состав меловых песчаников, которые моложе неокома, хорошо коррелируется по времени их образования с эпохами магматизма в Сьерре-Неваде. Это свидетельствует о том, что часть батолитов и связанные с ними известково-щелочные вулканы были областью размыва и поставщиками обломочного материала для меловых отложений (Dickinson, Rich, 1972).

Западнее Большой Долины имеются крупные останцы сходных осадочных пород, которые представляют собой клиппены единого крупного покрова разреза Большой Долины (Irwin, 1964; Bailey et al., 1964). Эти породы сходны с отложениями, распространенными на западе Большой Долины и содержат такую же фауну. Однако имеются и различия между ними, так как в составе клиппенов больше конгломератов, а в их цементе — калиевых полевых шпатов. Песчаники и конгломераты, распространенные в Хилдсбурге (Gealey, 1951), у Уард-Крика (Irwin, 1964), Новато (Berkland, 1969), а в пределах пояса, прослеживающегося от истоков реки Русской до района, расположенного к югу от Севастополя (Blake et al., 1971), содержат гальку и валуны андезитов, дацитов, риолитов и их интрузивных эквивалентов и все они имеют в цементе кварц и калиевый полевой шпат. Возраст биотита из гальки риолита у Новато был датирован в 138 млн. лет (Berkland, 1969). Пористые вулканические породы распространены в низах толщи алевролитов в разрезах по р. Драй-крик на востоке 15-го квадрата Скай-Спрингс (неопубликованная карта Э. Бейли), улицы Атертон в квадрате 7<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Новато (Berkland, 1969). Это своеобразие данных толщ свидетельствует о том, что источником обломочного материала, откуда поступали осадки для слоев с Visalia на западе Большой Долины, служили иные регионы, а не склоны Сьерры-Невады. Возможно, ими была вулкано-плутоническая дуга, которая располагалась к западу от Большой Долины. Эта предполагаемая палеотектоническая модель будет обсуждаться ниже в связи с общей гипотезой процессов седиментации и тектонического развития региона.

Осадочная петрология францисканских песчаников не изучалась так детально, как подобные образования в разрезе Большой Долины, глав-

ным образом потому, что они подверглись вторичным изменениям и слабым процессам метаморфизма. Тем не менее исследования, которые были проведены (Soliman, 1965; Swe, Dickinson, 1970; Bailey et al., 1964, и многие другие), показывают, что францисканские песчаники (граувакки) в целом более грубозернистые и более кварцевые, чем одновозрастные однотипные породы разреза Большой Долины. Химические анализы наиболее древних граувакк пояса Юлла-Болли показывают, что они содержат 65—70%  $\text{SiO}_2$  и для них характерно необычно высокое соотношение  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ , сходное с подобным в гранитных породах региона Кламат-Сьерра (Bateman, Dodge, 1970). В соответствии с мнением большинства геологов грубообломочный плутонический материал переносился через промежуточный бассейн Большой Долины и отлагался в желобе. Это предположение будет подробно разобрано ниже при описании гипотетической модели накопления осадков и тектоники района Береговых хребтов.

### 3. ВОЗРАСТ И ЛИТОЛОГИЯ МЕЛАНЖА И ЕГО СХОДСТВО С РАЗРЕЗОМ БОЛЬШОЙ ДОЛИНЫ

В отличие от других членов разреза францискана в меланже фауна встречается относительно часто. Среди нее присутствуют макроформы, такие, как *Vuchia*, которые встречаются в линзах и известковых конкрециях среди рассланцованного глинистого цемента, здесь распространены и микроформы, такие, как пыльца и споры, а в блоках и пластинах кремнистых пород радиолярии. Мы показали на схематической геологической карте (рис. 1) все места находок фауны в францискане в этой части Северной Калифорнии. Большинство этих местонахождений фауны, включая радиоляриевые сланцы, приурочено к меланжу. Весьма примечательно, что большинство форм имеет титонский — валанжинский возраст. Мы не имеем никаких доказательств, что в процесс образования меланжа<sup>1</sup> были вовлечены серии широкого возрастного диапазона, как, например, верхней юры и верхнего мела. Скорее, меланж, по-видимому, развивался в сланцевой толще, включающей многочисленные прослойки кремнистых сланцев и вулканических пород, которые охватывали узкий возрастной диапазон — от титона до валанжина (зоны меланжа другого возраста могут быть встречены в других районах Береговых хребтов).

Другими важными аспектами, заслуживающими внимания, являются литологический характер, структурное положение и история метаморфизма меланжа. Как было впервые отмечено Р. Брауном (мл.) (Brown, jr., 1964<sub>2</sub>) при его исследовании в квадрате Стонифорд, меланж («брекчия волочения» по Р. Брауну) состоит из осадочных, вулканических и ультраосновных пород, которые хаотически деформированы и резко отличаются от обычных осадочных, вулканических и других пород, залегающих непосредственно выше надвига, в основании разреза Большой Долины. Последующие работы в обширном регионе Северной Калифорнии подтвердили эти наблюдения и в ряде обнажений относительно неметаморфизированный цемент меланжа отличается от базальной части разреза Большой Долины (слоев с *Vuchia*) только по большей плотности, поверхностям скольжения и кварцевым прожилкам. Наше изучение района залива Сан-Франциско показывает, что песчаники (граувакки) в меланже бедны кварцем и более богаты обломками вулканитов, чем другие части разреза францискана. Этот вывод совпадает с предшествующим петрографическим изучением нижней части разреза Большой Долины (Ojakangas, 1968; Dickinson, Rich, 1972; Gilbert, Dickinson, 1970).

<sup>1</sup> Вдоль контакта между Береговым поясом и серией меланжа блоки фораминиферовых верхнемеловых известняков были местами тектонически перемешаны с расположенной гипсометрически выше пластиной меланжа.

#### 4. ГИПОТЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНИКИ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Вслед за спредингом и связанными с ним деформациями, метаморфизмом и вулканоплутонической активностью в поздней юре (до среднего титона) у западной континентальной окраины Северной Америки образовывалась новая океаническая кора. Предварительное изучение показало, что эта новая океаническая кора по следующим причинам не могла образовываться в расширяющемся хребте, подобно Срединно-Атлантическому или Восточно-Тихоокеанскому: 1) местами она аномально маломощна (Bailey et al., 1970); 2) весьма гетерогенна по составу и включает значительно больше по объему кварцевых кератофиров и альбитовых гранитов, чем установлено в современных активных осевых частях хребтов; 3) обычно не содержала обильных даек, сравнимых с комплексом параллельных даек, известных повсеместно и типичных для рифтовых долин хребтов; 4) отсутствием относительно мощного чехла пелагических осадков, которые на ней могли бы накопиться, если бы срединно-океанический хребет был расположен далеко на западе от континента (Scholl, Marlow, 1973).

Более подходящими условиями для образования новой коры были либо впадина между двумя дугами, либо окраинное море около современной Большой Долины, хотя существование реликтов вулканической дуги к западу от данного региона нельзя считать установленным. Одно из возможных решений этой задачи было предложено Д. Каригом (Kargig, 1972, стр. 1065). Он считал, что кислые и средние магматические породы, которые в отдельных участках преобладают в офиолитах Большой Долины, скорее относятся к образованиям вулканической дуги, чем срединно-океанических хребтов. Химические анализы офиолитов Калифорнии (Blake, Bailey, неопубликованные данные, 1972) показали, что многие из этих пород по своему составу близки к андезитам, дацитам и риолитам, за исключением, пожалуй, необычайно высокого соотношения натрия и калия; последнее, однако, может быть обусловлено последующими процессами метасоматоза.

Так как полноценных радиометрических определений недостаточно и огромные территории перекрыты более молодыми осадками во впадине Большой Долины, строгая последовательность движений и даже полярность предполагаемых зон субдукций базируются в основном на предположениях. Последние скорее всего падали на восток, так как такое их положение, в целом, лучше увязывается со всем тектоническим планом Тихоокеанских Береговых хребтов. Например, возможные фаунистически охарактеризованные зоны субдукций в горах Клатмат все, вероятно, наклонены на восток (Irwin, 1966, рис. 6, стр. 32) и содержание  $K_2O$  в мезойских гранитных батолитах возрастает в восточном направлении и в некоторых местах прослеживается до Невады (Dickinson, 1970; Bateman, Dodge, 1970; Evernden, Kistler, 1970).

Согласно большинству современных моделей седиментации и истории тектонического развития (Бейли, Блейк, 1969; Hamilton, 1969; Ernst, 1970; Dickinson, 1971, и мн. др.), начиная со среднетитонского времени, основная масса обломочного материала поступала с поднятия, располагавшегося на месте гор Сьерры-Клатмат, и сносилась с него реками и потоками, устремлявшимися на запад, и впоследствии перераспределялась меридиональными турбидитными течениями. В то же самое время местами грубозернистые осадки вдоль подводных каньонов периодически переносились через впадину Большой Долины и отлагались во францисканском желобе. Во время периодов относительного покоя в желобе формировались мощные линзы радиоларитов. Одновременно с осадконакоплением в отдельные периоды или пульсационные эпохи, материал желоба испытывал субдукцию с образованием метаграувакк с лавсонитом и жадеитом, а также меланжа.

Утверждение, что меланж на севере Береговых хребтов образуется из нескольких определенных стратиграфических горизонтов, которые прослеживаются в самом низу разреза верхнего мезозоя Береговых хребтов, существенно отличается от того представления о происхождении и значении этой важной тектоно-стратиграфической единицы, которое было рассмотрено в предлагаемой модели.

Мы хотели бы подчеркнуть следующие особенности.

1) Цемент меланжа содержит разрушенный или перемытый материал так называемой формации Ноксвилл, сходный по составу и фауне с горизонтом Ноксвилл, залегающим в основании разреза Большой Долины.

2) Имеющиеся в меланже обильные зеленокаменные породы, кремнистые сланцы и серпентиниты, которые встречаются в виде тектонических блоков, вероятно, образовались из непосредственно подстилающих разрез Большой Долины пород океанической коры и верхней мантии.

3) Эта океаническая кора и серпентиниты, вероятно, образовались в пределах внутренней впадины, располагавшейся между вулканическими дугами или в окраинном море, а не в рифте срединно-океанического хребта, который был далеко на западе.

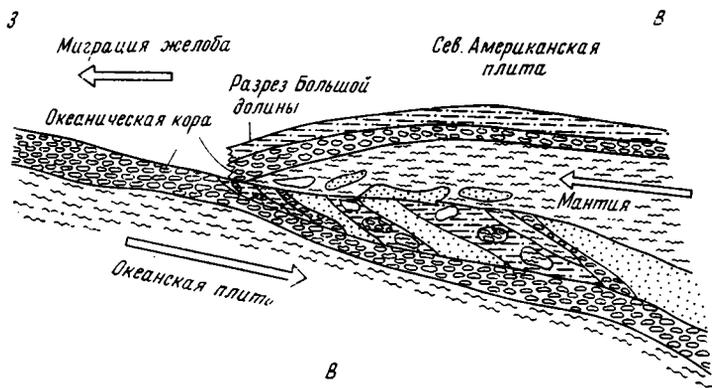
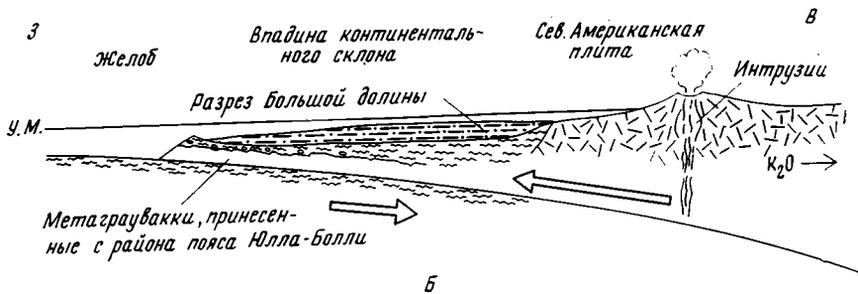
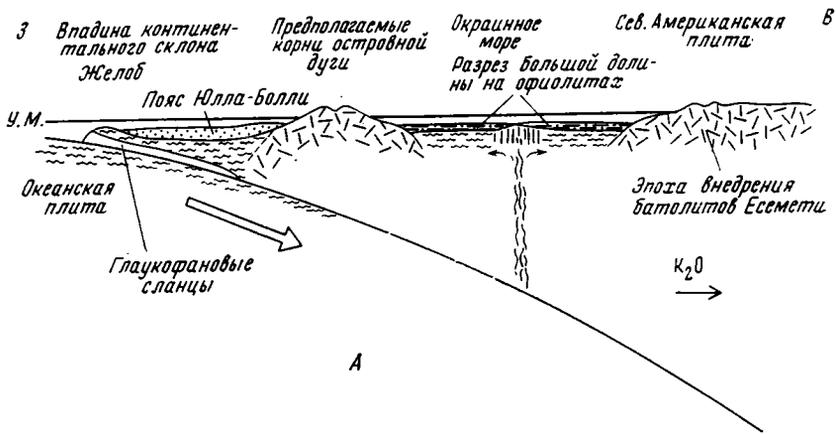
4) Некоторые или большинство богатых кремнеземом до средних интрузивных пород, которые прорывают или перекрывают породы основного состава офиолитов, возможно, представляют продукты вулканизма островной дуги, лежавшей к западу от окраинного моря.

5) Тектонические блоки или «закатыши» глубокометаморфизованных голубых сланцев и эклогитов, которые встречаются в меланже, образовались в ранние периоды развития зоны субдукции одновременно с эпохой дислокаций формаций Галиси и Марипоза, т. е. 150—160 млн. лет назад; приблизительно в то же время образовались и офиолиты (Lapierre, 1971).

6) Так как фаунистически охарактеризованный (содержащий *Vischia*) меланж местами контактирует с более молодыми породами (позднего мела и моложе) и не содержит блоков этих отложений, мало вероятно чтобы он образовался в результате простого оползания, так как при этом произошло бы полное смешение пород самого различного возраста во всех разрезах меланжа. Только вдоль тектонического контакта между меланжем и францисканскими граувакками или метаграувакками устанавливается пачка, в которой наблюдается перемешивание пород.

В образование меланжа были вовлечены все типы пород погружающейся плиты и данный меланж включает блоки ультрабазитов — базитов — кремней и сланцев, содержащих *Vischia*, которые представляют древнейшие породы Береговых хребтов. Поэтому он мог образоваться двумя путями: 1) в результате выдавливания вверх и разлинзования всасывающейся плиты, образованной этими породами, или 2) соскабливанием основания более ранней субдуктированной плиты, сложенной офиолито-сланцевым разрезом, при перемещении другой более молодой плиты и погружением ее под перекрывающие более древние породы. Основываясь на палеонтологических данных, мы предполагаем, что процесс субдукции начался в поздневаланжинское или готеривское время. Он продолжался в течение всего эоцена, о чем свидетельствуют находки эоценовой фауны в складчатых францисканских породах (Береговой пояс), лежащих структурно ниже типичного меланжа.

Принимая во внимание эти петрологические, палеонтологические, тектонические и радиометрические данные при воссоздании правдоподобной истории геологического развития, мы предлагаем серию диаграмм гипотетической модели, которая базируется на гипотезе тектоники плит и, в частности, на идеях недавно высказанных Д. Каригом (Carig, 1971) о путях развития юго-запада Тихого океана. На первой схеме



(рис. 2, а) показана геологическая обстановка, которая была в течение титонского и валанжинского времени совпадающей с интрузивной эпохой Йосемети (148—132 млн. лет, Everden, Kistler, 1970). На нашем весьма обобщенном рисунке базальная часть разреза Большой Долины залегает в прогибе между двумя дугами, к западу от наклоненной на восток зоны субдукции. Офиолиты в основании этого разреза, вероятно, формировались до начала накопления осадков формации Ноксвилл, но это можно только предполагать. Древнейшие францисканские отложения (пояс Юлла-Болли, а также, по-видимому, титонские и валанжинские метаграувакки и кремнистые сланцы в хребте Диабло) скорее формировались в прогибе между дугами, чем в желобе. Это предположение частично основывается на радиометрическом возрасте глаукофа-



Рис. 2. Гипотетические поперечные разрезы через северную Калифорнию, показывающие развитие этого региона и последовательность формирования францисканского меланжа: А — титон — валанжин; Б — ранний мел — ускоренное движение в западном направлении Северо-Американской плиты привело к перекрытию желоба и выполаживанию зоны субдукции; В — схематическая диаграмма, показывающая образование переслаивающейся толщи, состоящей из меланжа и метаграувакк; Г — движения позднего мела и раннего эоцена вдоль очень пологой зоны субдукции

новых сланцев, который свидетельствует, что metabазальты и метакремни III типа в Казадеро (Lee et al., 1964; Suppe, Armstrong, 1972) и в других районах были вовлечены в зону всасывания приблизительно тогда же, когда начали формироваться отложения Ноксвилл и самые древние францисканские граувакки. На схеме показано возможное положение вулcano-плутонической дуги, которую отделял рифт от дуги Марипоза-Амадор и она перемещалась в сторону от нее во время образования офиолитового комплекса в основании прогиба Большой Долины. Положение этой дуги показано таким, чтобы грубозернистый вулcano-плутонический обломочный материал мог поступать с нее как в самые западные разрезы Большой Долины, где клиппены их часто встречаются сейчас к северу от Сан-Франциско, так и в наиболее древние граувакки францискана. Одна из проблем заключается в том, что эта дуга сейчас никак не выражена и, следовательно, она либо полностью была размыта, либо погрузилась в зону всасывания. Геологические данные, которые были недавно получены Россом и др. (Ross et al., 1973), подтверждают возможное существование предполагаемой дуги. Они установили, что во время осадконакопления поздне меловой формации Гуалала (Weaver, 1973) снос гранитного обломочного материала шел с запада, а область с океанической корой была на востоке. Учитывая смещение в третичное время по сдвигу Сан-Андреас, можно полагать, что впадина Гуалала располагалась непосредственно у южного ограничения Большой Долины, западнее батолита Сьерры-Невады.

В течение раннего мела (рис. 2, б) произошло заметное изменение общей тектонической обстановки, так как зона субдукции стала заметно положе и началось погружение в нее самых древних францисканских пород, которые до этого формировались к западу от впадины между двумя дугами. Об этом свидетельствуют радиометрические определения возраста гранитов Сьерры (эпоха Хантингтон-Лейк по Evernden, Kistler, 1970) и глаукофановых сланцев Юлла-Болли и других районов (Suppe, Armstrong, 1972). Выполаживание наклона зоны субдукции почти до горизонтального подтверждается современным положением надвига Береговых хребтов (Bailey et al., 1970), широким распространением в широтном направлении известково-щелочных изверженных пород этого возраста и присутствием в глаукофановых сланцах минеральных ассоциаций низких давлений — низких температур с возрастом 110 млн. лет в отличие от более древних сланцев. Детальное изучение разреза Большой Долины на севере долины р. Сакраменто (Jones et al., 1969; Jones, Irvin, 1971) показывает, что Северо-Американская плита была

пересечена глубокими разломами, образование которых обусловлено перемещением на запад блока гор Кламат относительно разреза Большой Долины, в ту же геологическую эпоху, когда древнейшие францисканские образования поддвигались вместе с океанической плитой. Время этих движений хорошо фиксируется по магнитным аномалиям как в Тихом, так и в Атлантическом океанах (Larson, Chase, Larson, Pitman, 1972). Недавно Р. Гиндманом (Hyndman, 1972) было высказано предположение, что абсолютное перемещение обеих плит было конвергентным, а, следовательно, наклон зон Беньюффа был значительно больше по сравнению с современными, которые падают под углами 45% и более.

В это время, мы полагаем, началось образование меланжа. Древнейшие францисканские толщи залегают *in situ* в поясе Юлла-Болли, который, как уже указывалось выше, тектонически залегают непосредственно под еще более древними породами провинции гор Кламат, а южнее — под разрезом Большой Долины, включая комплекс офиолитов основания. Последующее всасывание образований пояса Юлла-Болли и быстрое перемещение на запад Северо-Американской плиты, по-видимому, приводило к периодическому надвиганию части разреза Большой Долины и залегающих ниже его офиолитов на францискан. Материал, встречающийся в тектоническом меланже, маркирует границу между последовательно погружающимися плитами францискана. Образовавшиеся в зоне субдукции высокометаморфизованные породы, такие, как эклогиты, глаукофан-эпидотовые гнейсы и амфиболиты, были выдвинуты вверх и передвинуты на запад как часть верхней плиты вместе с серпентинизированными базальными офиолитами, образуя многообразные включения (Coleman, Lanphere, 1971). Предполагаемая нами модель развития этих структур более подробно показана на рис. 2, в. По-видимому, в период времени около 80 млн. лет процесс всасывания постепенно замедлился или почти совсем прекратился в результате уменьшения скорости перемещения плиты, что доказывается отсутствием известково-щелочной вулканоплутонической деятельности в это время, а также отсутствием глаукофановых сланцев моложе этого возраста (2д). Всасывание плиты в дальнейшем продолжалось в течение всего эоцена, что подтверждается характером деформаций эоценовых францисканских пород (Береговой пояс). Гранитные интрузии этого возраста не известны в районе батолита Сьерры-Невады, хотя к востоку от этого региона ларамийские и более молодые магматические породы, занимающие большие площади. В последующем произошли новые некоторые изменения в тектонической активности, в целом сходные с теми, что происходили на рубеже около 80 млн лет; всасывание происходило медленнее и тектонические движения проявлялись в другой форме, а магматическая деятельность вновь сместилась далеко на восток; метаморфизм высоких давлений уже не получал никакого выражения в связи с малой глубиной всасывания. Возможно, эти изменения произошли из-за полного выполаживания зоны субдукции и подвиг плиты в Калифорнии был на малой глубине, которой было недостаточно для формирования глаукофановых сланцев и известково-щелочных магм.

\* \* \*

В заключение мы хотели бы выразить свою признательность ряду геологов за предоставление геологических и палеонтологических данных. Среди них мы хотели бы отметить Джеймса Беркланда из Аппалачского университета за разрешение пользоваться неопубликованными данными, Салема Райса из Калифорнийского Департамента руд и геологии, М. Д. Двайра и Джеймса Вантина из Калифорнийского Департамента водных ресурсов; за палинологические определения и определения ра-

диолярый мы благодарны У. Р. Эвитту (Стэнфордский университет) и Е. А. Пассагно (Университет Техаса). Мы рады возможности выразить свою признательность нашим коллегам из Геологической службы и участникам конференции «Современное и древнее геосинклинальное осадконакопление», состоявшейся в Мадисоне (штат Висконсин) в ноябре 1972 г.

#### Литература

- Бейли Э. Х., Блейк М. К. (мл.)*. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем Мезозое (ст. 1 и 2).— Геотектоника, 1969, № 1, 2.
- Averitt, Paul*. Quicksilver deposits of the Knoxville district, Napa, Yolo and Lake Counties, California.— *Calif. J. Mines and Geol.*, 1945, v. 41, No. 2.
- Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L.* Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California.— *Calif. Div. Mines and Geology Bull.*, 1964, Bull. 183.
- Bailey E. H., Blake M. C., jr., Jones D. L.* On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1970, No. 700-C.
- Bateman P. C., Dodge F. C. W.* Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada batholith.— *Geol. Soc., Amer. Bull.*, 1970, v. 81, No. 2.
- Berkland J. O.* Notes on the geology of the Alder Creek area near Point Arena, California.— *Calif. Div. Mines and Geology Mineral Information Service*, 1964, v. 17, No. 8.
- Berkland J. O.* Geology of the Novato quadrangle, Marin County, California.— San Jose, State College, San Jose, California, M. S. Thesis, 1969.
- Berkland J. O.* Paleogene «frozen» subduction zone in the Coast Ranges of northern California in Tectonics.— International Geological Congress, 24th Montreal 1972, Reports Section, 1972, No. 3.
- Blake M. C. Jr.* Structure and petrology of low-grade metamorphic rocks, blueschist facies, Yolla Bolly area, northern California.— Stanford Univ., Ph. D thesis, 1965.
- Blake M. C. R., Irwin W. P., Coleman R. G.* Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon, in Geological Survey Research, 1967.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1967, No. 575-C.
- Blake M. C., JR., Shith J. T., Wentworth C. M., Wright R. H.* Preliminary geologic map of western Sonoma county and northernmost Marin County, California. U. S. Geol. Surv. open-file report, 1971.
- Blake M. C., JR., Bartow J. A., Sorg D., Schlocker J., Wentworth C. M., Wright R. H.* Preliminary geologic map of Marin County, California. U. S. Geol. Surv. Map MF-scale 1: 62, 500, 1973.
- Brice J. C.* Geology of the Lower Lake quadrangle, California.— *Calif. Div. Mines Bull.*, 1953, Bull. 166.
- Brown R. D., JR.* Geological map of the Stonyford map of the Stonyford quadrangle, Glenn, Colusa, and Lake Counties, California. U. S. Geol. Surv. Mineral Inv. Field Studies, Map MF-279, scale 1: 48,000, 1964.
- Brown R. D., JR.* Thrust-fault relations in the northern Coast Ranges, California, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1964<sub>2</sub>, No 475-D.
- Goleman R. G., Lanphere M. A.* Distribution and age of high, associated eclogites, and amphibolites from Oregon and California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82.
- Dickinson W. R.* Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics.— *Rev. Geophys. and Space Physics*, 1970, v. 8.
- Dickinson W. R.* Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope, and trough settings between magnetic arcs and associated trenches.— *Pacific Geol.*, 1971, v. 3.
- Dickinson W. R., Rich E. I.* Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83.
- Ernst W. G.* Tectonic contact between the Franciscan mélange and the Great Valley sequence, crustal expression of a late Mesozoic Beniff zone.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75.
- Evernden J. F., Kistler R. W.* Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1970, No 623.
- Fox K. F., Sims J. D., Bartow J. A., Helley E. H.* Preliminary geologic map of eastern Sonoma, Napa, and Solano Counties, California.— *U. S. Geol. Surv. Map. MF-483*, scale 1: 62, 500, 1973.
- Gealey W. K.* Geology of the Healdsburg quadrangle, California.— *Calif. Div. Mines Bull.*, 1951, No. 161.
- Ghent E. D.* Fossil evidence for maximum age of metamorphism in part of the Franciscan Formation, northern Coast Ranges, California.— *Calif. Div. Mines and Geol. Spec. Rept.*, 1963, No 82.
- Gilbert W. G., Dickinson W. R.* Stratigraphic variations in sandstone petrology, late Mesozoic Great Valley sequence, southern Santa Lucia Range, California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, No. 2.

- Hamilton Warren*. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, No. 5.
- Hsu K. J.* Franciscan mélanges as a model for engeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76.
- Hyndman R. D.* Plate motions relative to the deep mantle and the development of subduction zones.—*Nature*, 1972, v. 238.
- Irwin W. P.* Franciscan group in Coast Ranges and its equivalents in Sacramento Valley, California.—*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1957, v. 41.
- Irwin W. P.* Late Mesozoic orogenies in the ultramafic belts of northwestern California and southwestern Oregon, in *Geological Survey Research 1964*.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1964, No 501-C.
- Irwin W. P.* Geology of the Klamath Mountains province.—*Calif. Div. Mines and Geol. Bull.*, 1966, No. 190.
- Irwin W. P., Wolfe E. W., Blake M. C., JR., Cunningham C. G., JR.* Geologic Map of the Pickett Peak quadrangle, Trinity County, California.—*U. S. Geol. Surv. Map CQ-1111*, 1973.
- Jones D. L., Bailey E. H., Imlay R. W.* Structural and stratigraphic significance of the Buchia zones in the Colyear Spring—Paskenta area, California.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1969, No. 647-A.
- Jones D. L., Irwin W. P.* Structural implications of an offset early Cretaceous shoreline in northern California.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76.
- Karig D. E.* Remnant arcs.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83.
- Lanphere M. A.* Age of the Mesozoic oceanic crust in the California Coast Ranges.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82.
- Larson R. L., Chase C. G.* Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83.
- Larson R. L., Pitman W. C. III* World wide correlation of Mesozoic Magnetic anomalies, and its implications.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83.
- Lawton J. E.* Geology of the north half of the Morgan Valley quadrangle and the south half of the Wilbur Springs quadrangle, California.—*Stanford Univ. Stanford, Calif.*, Ph. D. thesis, 1956.
- Lee D. E., Thomas H. H., Marvin R. F., Coleman R. G.* Isotopic ages of glaucophane schists from the area of Cazadero, California.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1964, 475-D.
- Moiseyev A. N.* The geology and geochemistry of the Wilbur Springs quicksilver district, Colusa and Lake Counties, California.—*Stanford Univ., Stanford, Calif.*, Ph. D. thesis, 1966.
- O'Day Michael, Kramer J. C.* Geologic guide to the northern Coast Ranges—Lake, Sonoma, and Mendocino Counties, California.—*Sacramento Geol. Soc., Ann. Field Trip. Guidebook*, 1972.
- Qjakangas R. W.* Cretaceous sedimentation, Sacramento Valley, California.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1968, v. 79.
- Rich E. I.* Geologic map of the Wilbur Springs quadrangle, Colusa and Lake Counties, California.—*U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Map I-538*, scale 1:48 000, 1971.
- Ross D. C., Wentworth C. M., Mckee E. H.* Cretaceous mafic conglomerate near Gualala offset 350 miles by San Andreas fault from oceanic crustal source near Eagle Rest Peak, California.—*U. S. Geol. Surv. J. Res.*, 1973, v. 1, No. 1.
- Scholl D. W., Marlow M. S.* The sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed Circumpacific eugeosynclines. (in press).
- Sims J. D., Fox K. F., JR., Bartow J. A., Helley E. J.* Preliminary geologic map of Solano County and parts of Napa, Contra Costa, Marin and Yolo Counties, California.—*U. S. Geol. Surv. Map MF-484*, scale 1:62 500, 1973.
- Soliman S. M.* Geology of the east half of the Mount Hamilton quadrangle, California.—*Calif. Div. Mines and Geol. Bull.*, 1965, 185.
- Suppe John, Armstrong R. L.* Potassium—argon dating of Franciscan metamorphic rocks.—*Amer. J. Sci.*, 1972, v. 272.
- Suppe John.* Geology of the Leech Lake Mountain—Ball Mountain region, California: a cross section of the northeastern Franciscan belt.—*Calif. Univ. Publications in Geol. Sci.*, 1972.
- Swe Win, Dickinson W. R.* Sedimentation and thrusting of late Mesozoic rocks in the Coast Ranges near Clear Lake, California.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81.
- Taliaferro N. L.* Franciscan-Knoxville problem.—*Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1943, v. 27.
- Weaver C. E.*, Point Arena-Fort Ross region.—*Calif. Div. Mines Bull.*, 1943, 118, pt. 3.

Геологическая служба США  
Вашингтон и Менло Парк

Статья поступила  
23 мая 1974 г.

УДК 551.243+550.34

И. Е. ГУБИН

## СЕЙСМОГЕННЫЕ РАЗРЫВЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЯ

В статье сообщаются некоторые новые данные о сейсмогенности активных разрывов, находящихся в различных геологических средах. Приведены карты сейсмораионирования, каркас которых образуют сейсмогенные зоны, обусловленные активными дизъюнктивными нарушениями. Заполнены карты различными ожидаемыми проявлениями максимальных толчков, генерация которых возможна по данной зоне разрывов.

Перед рассмотрением сейсмогенных разрывов необходимо разъяснить некоторые употребляемые в статье термины. Сейсмогенный разрыв — это нарушение в земной коре, по которому в результате резких тектонических движений возникают сильные толчки, с  $M \geq 4\frac{1}{2}$ —5; термин введен в 1950 г. (Губин). Степень сейсмогенности — это возможные максимальные проявления сейсмичности в зоне разрыва: параметры ожидаемых максимальных толчков и частота их повторения. Сейсмогенный процесс — это глубинные тектонические движения, которые приводят к скачкообразным смещениям по разрывам и к генерации толчков.

Очаг землетрясения — это поверхность разрыва, по которой произошло скачкообразное смещение и освободилась основная часть энергии данного толчка. Макросейсмический эпицентр — это точка, центр тяжести области наибольшей интенсивности данного землетрясения. Сейсмодислокация — это нарушение земной поверхности при сильном землетрясении: смещение по разрыву при толчке — разрывная сейсмодислокация; обвал — обвальная сейсмодислокация.

Практически несейсмогенная или слабо сейсмогенная территория — это территория, не нарушенная крупными активными разрывами, в пределах которой не возникают сильные землетрясения. Она может временами испытывать сотрясения, распространяющиеся из зон сейсмогенных разрывов. Возможна также генерация слабых местных толчков, максимальных с  $M$  около 4.

Новейшая структура — это например, поднятие или впадина, созданные молодыми движениями с неогена по настоящее время. Новейший разрыв — это дизъюнктивное нарушение, развившееся в тот же период.

### РАЗРЫВЫ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

О соответствии геологических и сейсмических данных. На континентах в земной коре разрушительные толчки с магнитудой  $4\frac{1}{2}$ —5 и больше генерируются в результате скачкообразных тектонических движений по крупным активным новейшим и активизированным древним разрывам. Там, где нет таких разрывов и движений, или они не предполагаются на глубине, разрушительные землетрясения не возникают.

Сейсмогенные разрывы весьма неодинаковы. Они различаются морфологически и по размерам, затем по геологическим процессам их образования и развития, скорости тектонического движения, по ним, также по степени консолидации той среды, в которой они находятся. Различия эти весьма велики и разрывы каждого определенного вида по перечисленным признакам образуют сложный ряд.

Например, длина сейсмогенных разрывов и их зон бывает от нескольких до 2—3 тыс. км, а глубина заложения от 2—3 до 50 км и более. Не менее велики различия в скорости тектонических движений по разрывам, а также в жесткости и раздробленности вмещающей их среды.

В соответствии с перечисленными геологическими различиями разрывы также значительно различаются по силе возникающих по ним максимальных землетрясений. Установлено (Губин, 1950, 1960, 1974): чем длиннее разрыв и он глубже заложен и чем крупнее нарушенные блоки, которые смещаются по разрыву, и больше степень их консолидации, тем по большему участку разрыва происходит новое скачкообразное движение и тем больше очаг и энергия толчка.

По глубинным разрывам, имеющим длину до сотен километров и прорезающим значительную часть земной коры, иногда часть верхней мантии, т. е. по нарушениям первой категории, возникают сильнейшие землетрясения, с  $M \geq 7$ . Длина очагов землетрясений с  $M=7-7\frac{1}{2}$  бывает от 50 до 100 км и больше, у толчков с  $M=8-8\frac{1}{2}$  до 200—300 км и длиннее в зависимости от особенностей среды, вертикальная протяженность очага — многие десятки километров.

В качестве примера отметим землетрясение Каратагское 1907 г. и Хаитское 1949 г. с  $M=7-7\frac{1}{2}$ , возникших по глубинным разломам Гиссаро-Кокшаальской зоны. Их очаги имели длину около 50—75 км (Губин, 1950, 1960) и вертикальную протяженность, вероятно, около 20—30 км (Губин, 1960).

В зонах разрывов второй категории, имеющих длину много десятков километров и глубину заложения порядка 10—15 км, максимальные толчки в зависимости от степени консолидации среды достигали магнитуды  $5\frac{1}{2}-6\frac{1}{2}$ , длина их очагов была от 10 до 30 км. Например, землетрясения Каратегинское 1939 г. и Деишинское 1943 г., с  $M=5\frac{1}{2}-5\frac{3}{4}$ , возникшие по надвигам в мезозойской толще в Привахшской зоне второй категории, имели длину очага около 10—15 км (Губин, 1950) и вертикальную протяженность около 4—8 км (Губин, 1960).

По разрывам третьей категории, имеющим длину около 10 км, генерируются толчки, максимальные с  $M=4\frac{1}{2}-5$ . Длина их очагов — несколько километров. Данные цифры предварительные. Вышеперечисленные категории разрывов являются, видимо, основными в наборе сейсмогенных дизъюнктивных нарушений.

Чтобы лучше представить себе огромные различия в силе землетрясений, возникающих по разрывам различных категорий, напомним, что при толчке с  $M=8$  освобождается энергии приблизительно в 200 000 раз больше, чем при толчке с  $M=5$ <sup>1</sup>.

Добавим важное обстоятельство: степень консолидации среды, в которой находятся дизъюнктивные нарушения, и степень ее раздробленности обуславливают в значительной мере величину и однородность разрыва, также размеры отдельных активных блоков, движения которых генерируют разрушительные толчки. Известны случаи, когда в весьма консолидированной среде длина очага была соизмерима с

---

<sup>1</sup> Сводка данных о длине очагов землетрясений была составлена Н. В. Шебалиным (1971). О сейсмогенных зонах различных категорий сообщали В. Н. Крестников, А. М. Бабаев и другие (Сейсмическое районирование СССР, 1968).

длиной активного блока, ограниченного разрывами, например, у Хаитского землетрясения 1949 г. (Губин, 1960).

Наиболее консолидированными являются области докембрийской стабилизации. При их большей активизации образуются преимущественно по окраинам новейших структур разломы длиной до многих сотен километров, пререзающие большую часть земной коры; создаются также во многих случаях весьма жесткие блоки длиной от многих десятков до сотен километров. Именно в такой среде максимальные толчки достигают  $M \geq 7-7\frac{1}{2}$ ; как, например, в зоне Северо-Тяньшанских разломов (Кнауф, 1973; Губин, 1974). В порядке убывания степени консолидации далее следуют области палеозойской стабилизации. Наименее консолидированы территории, сложенные осадочной мезозойской и третичной толщами, в том числе собранными в разорванные складки. Максимальные толчки, известные в них, имели магнитуду не более 6, как, например, в толщах Внешней зоны Памира. Объясняется это тем, что в такой относительно пластичной среде разовые подвижки по разрыву происходят не по всему протяжению нарушенной складки, а по ее относительно коротким отрезкам (Губин, 1960).

**Установление степени сейсмогенности разрывов.** Как следует из предыдущего раздела, землетрясения с определенной максимальной магнитудой возникают только по разрывам соответствующей категории и в среде определенной консолидации. Например, толчок с  $M \geq 7$  может возникнуть только по разрыву первой категории и не может произойти по разрыву второй или третьей категории. Землетрясение с магнитудой до 6 может возникнуть по разрывам первых двух категорий и не может возникнуть по разрыву третьей категории.

Следовательно, категория разрыва и степень консолидации среды являются важным показателем верхнего предела магнитуды возможных максимальных толчков. Однако по ряду причин не во всех зонах разрывов данной категории и не во всех их участках известны толчки соответствующей высшей силы.

Для выяснения реально существующего верхнего предела магнитуды в различных зонах разрывов и вероятности соответствующих землетрясений анализируются не только геологические, но и другие проявления сейсмогенного процесса. Этот вопрос изучается. Важнейшими являются сейсмические данные, в том числе по сейсмодислокациям. Было предложено существующий ныне верхний предел магнитуды определять так: если в однородной зоне разрывов где либо был зарегистрирован максимальный толчок определенной магнитуды, то возможность генерации такого толчка экстраполируется в геологически аналогичных участках разрыва и в зоны других сходных дизъюнктивных нарушений с помощью первого и второго приемов сеймотектонического метода. Такой подход и его возможные ошибки были рассмотрены в работах автора (Губин, 1960, 1974).

Аналогичность разрывов для производства экстраполяции устанавливается по приблизительно одинаковым: длине, глубине заложения и типу разрывов; скорости (размаху) последнего этапа четвертичного движения; степени консолидации нарушаемой среды; сходности тектонического процесса (например, сопоставляемые разрывы могут ограничивать один и тот же рифт); по однородности состава и размерам блоков, испытывающих смещения по разрывам; по числу слабых и средних толчков в районах разрывов и по сходности различных геофизических полей, если имеются соответствующие данные.

**Скорость движения по разрыву.** Определение последней необходимо для решения многих задач сейсморайонирования, в том числе для установления идентичности зон разрывов и выяснения возможности экстраполяции вдоль них вероятности генерации максимального толчка и экстраполяции частоты повторения землетрясений различных

магнитуд, зарегистрированных в каком-либо участке однородной зоны.

Приблизительно одинаковый размах (амплитуда) последнего этапа четвертичных движений является предварительным показателем одинаковой скорости современных движений по соответствующим разломам. При таких заключениях временные спады и увеличения скорости движения по разрывам не вскрываются, как и связанная с этим флуктуация сейсмогенности. При этом могут быть допущены и значительные ошибки. Например, если в зоне разрывов недавно начались энергичные движения, то в этом случае их суммарная амплитуда невелика, а скорость, наоборот, большая. Для выявления таких случаев производится историко-структурный анализ (Губин, 1960). Абсолютная скорость движения и ее флуктуация могут быть установлены только повторными геодезическими измерениями.

**Порядок выделения сейсмогенных разрывов.** Наиболее активными обычно являются краевые разрывы, ограничивающие новейшую структуру, например поднятие или впадину. Они выделяются в первую очередь при составлении карты сейсмического районирования.

Важнейшими из них являются краевые глубинные разломы, т. е. разрывы первой категории, ограничивающие, например, региональные поднятия, выраженные горными хребтами. Они в глубине нарушают весьма консолидированные горизонты земной коры.

Затем выделяются краевые разломы, имеющие глубину заложения порядка 10—15 км, т. е. разрывы второй категории. Они ограничивают обычно меньшие структуры, относительно неглубокого заложения. К их числу относятся, например, Привахшская зона надвигов, развитая в мезозойской толще в Таджикистане (Губин, 1960) и, вероятно, флексурно-разрывные зоны О. А. Рыжкова и Р. Н. Ибрагимова в Ферганской долине (Ибрагимов, 1970).

Разрывы, находящиеся во внутренних районах крупных новейших структур, в большинстве случаев тектонически и сейсмогенно слабоактивны. Они выделяются в последнюю очередь, так же как и небольшие зоны третьей категории.

**Изображение сейсмогенной зоны.** На карте сейсмического районирования в зависимости от ее масштаба и предъявляемых требований очаговая зона разрушительных землетрясений изображается различно.

1. Сейсмогенная зона дается в виде полосы, которая соответствует зоне сейсмогенных разрывов или одному разрыву с учетом их падения в глубине, сами же разрывы не показываются; внутри зоны обозначается балльность ожидаемых максимальных сотрясений (Губин, 1960; Хромовских и др., 1974; Чедия, Сабитова, 1974).

2. Сейсмогенная зона изображается в виде полосы, в пределах которой могут возникнуть и распространиться максимальные для нее сотрясения; обозначаются балльность этих сотрясений и линии сейсмогенных разрывов (Губин, 1949; Симонян, 1972).

3. На картах мелкого масштаба, например, 1 : 2 500 000, сейсмогенная зона изображается как и в предыдущем случае, однако линии разрывом не даются. Подробнее это недавно было рассмотрено автором (Губин, 1974).

При изображении сейсмогенных зон учитывается следующее. Области распространения максимальной интенсивности землетрясений, возникших по надвигам, взбросам и сбросам, располагаются в основном на всячих крыльях последних (Губин, 1960). В случае крутого разлома, в том числе сдвига, они располагаются по обе стороны от линии нарушения. Материалы для соответствующего обозначения сейсмогенных зон имеются на картах изосейст землетрясений и новейших структур. Гипоцентры афтершоков располагаются во многих случаях преимущественно в пределах активных крыльев дизъюнктивных нарушений, как это найдено, например, И. Л. Нерсесовым в зоне Талассо-Ферганского

разлома в районе Токтогула и Д. Н. Рустановичем — в районе Скопье и в других местах. Перейдем теперь к рассмотрению карт сейсморайонирования, каркас которых образуют сейсмогенные зоны, обусловленные активными разрывами.

### КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

**Карта Гармской области.** Первая опытная карта сейсморайонирования с сейсмогенными зонами разрушительных толчков была составлена с помощью сеймотектонического метода в 1948 г. по Гармской области и опубликована в 1949 г. (Губин). За ее основу взята карта новейших структур и новейших разрывов, составленная по геологическим данным (рис. 1). В северных районах рассматриваемой территории обнажаются докембрийские и палеозойские породы. Это территория герцинской стабилизации Южного Тянь-Шаня (Гиссарского хребта), разбитая в новейшее время на крупные блоки, испытывавшие большие дифференцированные поднятия. За последний отрезок четвертичного периода движения наибольшей амплитуды произошли по Гиссаро-Кокшаальской зоне краевых глубинных разломов (рис. 1, зона III—III).

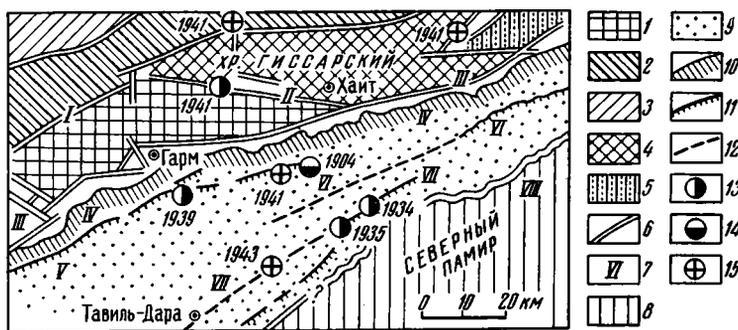


Рис. 1. Карта новейших структур Гармской области. Составил И. Е. Губин по материалам 1948 г.

1—5 — область герцинской стабилизации Южного Тянь-Шаня, в новейшее время разбитая на блоки, показанные различной штриховкой; 6 — крутой новейший разрыв, нарушающий палеозойские и более древние породы; 7 — номер разрыва; 8 — область герцинской стабилизации Северного Памира; 9 — мезозойские и третичные толщи хребта Петра I; 10 — фронтальная часть Вахского надвига, меловая толща; 11 — новейший надвиг в мезозойской толще; 12 — новейший разрыв, предполагаемый в глубине в меловой толще, собранной в складки; 13 — макросейсмический эпицентр девятибалльного толчка; 14 — то же семи-, восьмибалльного; 15 — то же семибалльного

В районах юго-восточной части карты также развиты палеозойские породы. Это область герцинской стабилизации Северного Памира, испытывавшая интенсивное поднятие в новейшее время. Она ограничена с северо-запада Каракульским (Дарваз-Каракульским) краевым глубинным разломом (взбросом) большой амплитуды (рис. 1, разлом VIII).

Между Гиссарским хребтом и Северным Памиром находится зона, выполненная мощными юрско-меловыми и третичными осадочными толщами передового прогиба Северного Памира, участвующими в строении хребта Петра I. Они собраны в сложные складки юго-западного простирания, дисгармоничные к своему основанию. На северо-западном склоне хребта Петра I юрско-меловая толща надвинута к северо-западу на Передовую менее поднятую зону Южного Тянь-Шаня. Под этим

Вахшским надвигом скрыта часть Передовой зоны и ее южная окраина, круто понижающаяся к юго-востоку. Эта окраина Передовой зоны, возможно, нарушена в глубине крутыми разрывами, вероятно, отделяющими ее от передового прогиба Северного Памира (Губин, 1960; Беккер и др., 1974).

С 1904 по 1948 г. девять землетрясений с магнитудой от  $4\frac{1}{2}$  до  $6\frac{1}{2}$  и с интенсивностью от 7 до 9 баллов возникли в Гармской области. Их очаги располагались по поверхностям разрывов: в Южном Тянь-Шане по контактам блоков, по крутым разломам, на глубинах примерно до 25 км; на северном склоне хребта Петра I по надвигам на глубине до 5 км, местами немного больше, в пределах глубины заложения дисгармоничных складок.

Максимальные землетрясения на Южном Тянь-Шане, обусловленные движениями жестких крупных блоков, сложенных палеозойскими и докембрийскими породами, имели в Гармской области магнитуду  $6\frac{1}{2}$ , интенсивность 9. Западнее этой области  $M$  около  $7\frac{1}{2}$  и интенсивность 9—10. Эпицентральные зоны (зоны наибольшего сотрясения) этих толчков имели длину от 35 до 50 км, область распространения интенсивности в стороны от эпицентральных зон были велики (Губин, 1949).

Максимальные землетрясения на северном склоне хребта Петра I, обусловленные движениями юрско-меловой толщи по надвигам, имели магнитуду до  $5\frac{3}{4}$  и интенсивность до 8—9. Эпицентральные зоны этих толчков были длиной от нескольких до 10—12 км и имели очень небольшие области распространения интенсивности в стороны от эпицентральных зон (Губин, 1949).

Сильнейшие землетрясения в Южном Тянь-Шане были выделены в виде гиссарского типа; на северном склоне хребта Петра I — в виде привахшского типа. Используя первый и второй приемы сейсмотектонического метода, упоминавшиеся ранее, автор допустил возможность генерации толчков гиссарского типа по крупнейшим разрывам Южного Тянь-Шаня. Зона же краевых Гиссаро-Кокшаальских глубинных разломов была выделена как наиболее сейсмогенная, т. е. в ней возможны наиболее сильные толчки в районе и чаще, чем по другим разрывам Южного Тянь-Шаня. С применением тех же приемов была определена в хребте Петра I степень сейсмогенности других различных молодых дизъюнктивных нарушений, но уже второй категории, в том числе предполагаемых в глубине, и глубинного Каракульского разлома.

На основе перечисленных заключений и была составлена в 1948 г. карта сейсморайонирования (рис. 2). На ней сейсмогенные зоны изображены в виде зон генерации и распространения максимальных для них сотрясений с указанием линий сейсмогенных разрывов. Линии крутых разрывов находятся в осевых частях таких зон (рис. 2, зоны I—IV). Линия надвига или взброса находится на окраине сейсмогенной зоны, основные же части последней располагаются на висячем крыле данного нарушения (рис. 2, зоны V, VI, VIII). Линия разрыва, предполагаемого в глубине, на карте в сейсмогенной зоне не показывалась (зона VII). Фронтальная (горизонтальная) часть Вахшского надвига (рис. 1, надвиг IV—IV) обозначена на крате как практически несейсмогенная.

После составления карты, с 1949 по 1974 г., т. е. за прошедшие 25 лет в Гармской области возникло шесть разрушительных землетрясений (рис. 2). В Южном Тянь-Шане, в Гиссарском хребте они были гиссарского типа, из них максимальное с  $M=7\frac{1}{2}$ . В хребте Петра I — привахшского типа, максимальное с  $M=5\frac{1}{2}$ . Их очаги расположились по ранее выделенным крутым разрывам и надвигам на соответствующих глубинах. Итак, все 15 разрушительных толчков, известных в Гармской области, возникли по давно существующим, зафиксирован-

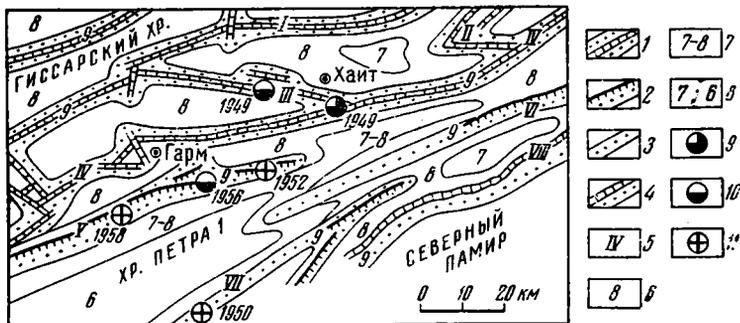


Рис. 2. Карта сейсмического районирования Гармской области.  
Составил И. Е. Губин, 1948.

1 — сейсмогенная зона, в ней могут возникнуть и распространиться сотрясения, максимальные в зоне до 9 баллов; в ее осевой части линия крутого сейсмогенного разрыва; 2 — то же, показана линия сейсмогенного надвига; 3 — то же, сейсмогенный разрыв не показан, он предполагается в глубине, в меловой толще, собранной в складки; 4 — линия Каракульского сейсмогенного взброса и соответствующая область возможного максимального девятибалльного сотрясения, она показана крапом на всячем крыле взброса; 5 — номер зоны; 6 — область ожидаемого распространения восьмибалльных сотрясений из сейсмогенной зоны; 7 — то же, семи-восьмибалльных; 8 — то же, семи и шестибалльных; 9—11 — макросейсмические эпицентры сильных толчков, происшедших после составления карты с 1949 по 1974 г., балльность толчков: 9—10, 8 и 7 соответственно. Примечание: в зонах распространения сотрясений 8, 7—8, 7 и 6 баллов, показанных на карте, возможна генерация локальных толчков, максимальных с магнитудой около 4 и интенсивностью 5—6 баллов.

ным в природе разрывам, которые были приняты в 1948 г. в виде каркаса для рассмотренной карты сейсморайонирования.

**Карта Камбейской равнины.** Названная равнина находится в Индии в пределах докембрийской платформы. В строении чехла платформы здесь принимает участие толща деканских траппов мел-эоценового возраста, ее мощность около 3500 м. В противоположность Гармской области на данной территории разрывы не выходят на земную поверхность и очаги местных землетрясений какой-либо силы до 1970 г. достоверно не были установлены.

За основу карты сейсморайонирования автором была взята карта новейших структур, скрытых под ровным покровом современных осадков, составленная целиком по структурно-разведочным геофизическим данным (рис. 3). Особенность геологического строения района следующая. В центре изучаемой территории в глубине, согласно данным сейсморазведки, находится новейший крупный Камбейский грабен. Он заложен на глубину до 5000 м и заполнен новейшими осадками. Ограничивающие его разрывы имеют крутое падение (Коупа Earthquake, 1968).

Южная часть грабена на глубине расчленена крутыми поперечными разрывами, составляющими Нармада-Сонскую зону (рис. 3, зона IV). В северо-восточной части этой зоны, которая находится вне Камбейского района за рамкой карты, в 1927 и 1938 гг. возникло два толчка с магнитудой  $6\frac{1}{2}$  и  $6\frac{1}{4}$  и с интенсивностью 7 и 8 баллов (Коупа Earthquake, 1968).

Нармада-Сонская зона разрывов на всем своем протяжении относительно однородна, и размах новейших движений в ней везде приблизительно одинаков. С ней сходны и другие зоны разрывов Камбейского грабена. Исходя из этого, применяя первый и второй приемы сейс-

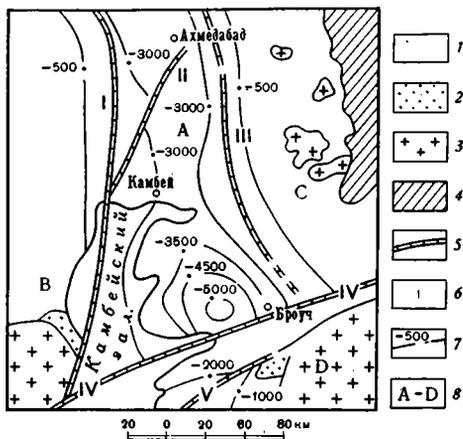


Рис. 3

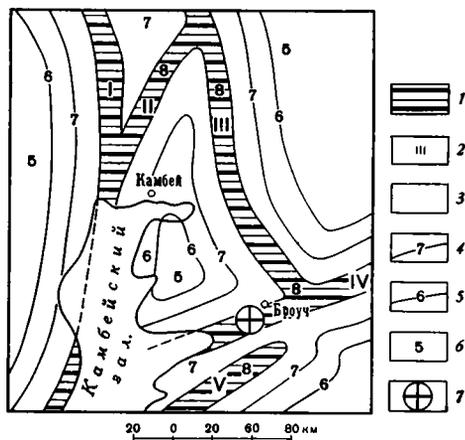


Рис. 4

Рис. 3. Карта новейших структур Камбейской равнины, составленная по структурно-разведочным геофизическим данным 1—аллювий; 2—третичные осадки; 3—деканские траппы мел-палеогенового возраста; 4—докембрийские породы; 5—крутой разрыв, установленный сейсморазведкой; 6—номер разрыва; 7—изогипсы кровли деканских траппов, глубина залегания ниже уровня моря дана в метрах; 8—блоки земной коры, А—Камбейский грабен

Рис. 4. Карта сейсмического районирования Камбейской равнины. Составил И. Е. Губин, 1968

1—сейсмогенная зона, в ней могут возникнуть и распространиться сотрясения, максимальные в зоне до 8 баллов; 2—номер зоны; 3—практически несейсмогенная территория; 4—граница ожидаемого максимального распространения семибалльного сотрясения из ближайшей сейсмогенной зоны; 5—то же, шестибалльного сотрясения; 6—область распространения пятибалльных сотрясений; 7—макросейсмический эпицентр Броучского землетрясения 23 марта 1970 г., происшедшего через 2 года после установления сейсмогенности Нармада-Сонской зоны (зона IV) (Gubin, 1968)

мотектонического метода, автор, (Gubin, 1968) пришел к заключению, что в пределах всей Нармада-Сонской зоны и по другим разрывам Камбейского грабена могут возникнуть толчки, максимальные до 8 баллов, т. е. такой же силы, как была интенсивность землетрясений 1927 и 1938 гг., а также Койнинского толчка 1967 г. (Губин, 1971)<sup>1</sup>, и с такими же площадями распространения интенсивности. Соответственно с этим и была составлена карта сейсмрайонирования (рис. 4). Сейсмогенные зоны на ней изображены в виде зон генерации и распространения в них возможных максимальных сотрясений. Линии крутых разрывов, находящиеся в осевых частях зон, не показаны.

Спустя 2 года после соответствующей публикации (Gubin, 1968) в 1970 г., в юго-западной части Нармада-Сонской зоны в пределах территории, изображенной на карте, в верхней части земной коры возникло Броучское землетрясение с  $M=5\frac{1}{2}$  и интенсивностью 7—8 баллов (Губин, 1971) при этом пострадал г. Броуч.

**Карта юго-западной Армении.** За ее основу Г. П. Симонян (1972) принял следующее. Территория юго-западной Армении является в основном областью древней консолидации. В новейшей структуре она представляет собой грабен-синклиний, расчлененный на поднятые и относительно опущенные блоки. Все известные здесь разрушительные землетрясения возникли в контактах блоков по разделяющим их крутым разрывам. Последние и были взяты в виде каркаса карты сейсмического районирования (рис. 5). Степень сейсмогенности каждой зоны разрывов определялась по максимальному землетрясению, заре-

<sup>1</sup> Койнинский толчок произошел южнее изучаемого района.

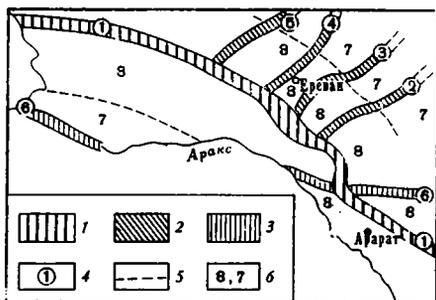


Рис. 5

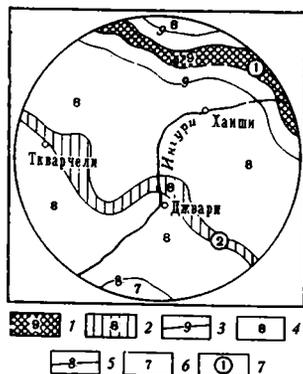


Рис. 6

Рис. 5. Карта сейсмического районирования Среднеараксинского межгорного прогиба. Составил Г. П. Симонян (1972). Линии разрывов, показанные на оригинальной карте внутри сейсмогенных зон, на данной копии сняты ввиду ее малого масштаба

1—3 — сейсмогенные зоны, в них могут возникнуть и распространиться сотрясения, максимальные в зонах: 1 — девять баллов, 2 — восемь баллов, 3 — семь баллов; 4 — номер зоны; 5 — граница ожидаемого максимального распространения сотрясения 8 баллов из зоны 1; 6 — область ожидаемого восьмibalльного сотрясения, то же семibalльного, которые могут поступить из сейсмогенной зоны

Рис. 6. Карта сейсмического районирования бассейна р. Ингури. Составил В. С. Хромовских и В. П. Солоненко (1974)

1 — сейсмогенная зона, в ней могут возникнуть сотрясения, максимальные в зоне до 9 баллов, возможно, 9 — 10 баллов; 2 — то же, могут возникнуть сотрясения, максимальные до 8 баллов; 3 — граница ожидаемого максимального распространения сотрясений 9 баллов из зоны 1; 4 — область ожидаемого распространения сотрясений 8 баллов из зон 1 и 2; 5 — граница ожидаемого максимального распространения сотрясений 8 баллов из зоны 2; 6 — ожидается семibalльное сотрясение, которое распространится из зоны 2; 7 — номер зоны

гистрированному где-либо в ее пределах, в основном по макросейсмическим данным. Возможность генерации таких толчков экстраполировалась по зоне и в другие сходные зоны, с помощью первого и второго приемов сеймотектонического метода.

На карте сейсморайонирования сейсмогенные или очаговые зоны, соответствующие разрывам, изображены в виде полос, в которых могут возникнуть и распространиться максимальные для них сотрясения; обозначена балльность последних. На оригинальной карте в зоне показаны линии разрывов. На приведенной копии они не показаны из-за ее мелкого масштаба.

Величина распространения интенсивности в стороны от зоны рассчитана, исходя из характерной для района глубины очагов в 10 км и магнитуды ожидаемого максимального толчка.

Ереванская сейсмогенная зона (рис. 5, зона 1) является важнейшей. Она обусловлена краевым глубинным Ереванским разломом. В ней ожидается генерация толчков, сильнейших с интенсивностью до 9 баллов и с максимальным распространением восьмibalльных сотрясений до 17 км в стороны от зоны.

Другие зоны обусловлены меньшими разрывами: Азатским, Мангюз-Джрвежским, Разданским и Касахским (рис. 5, зоны 2, 3, 4, 5). В них ожидается генерация толчков, максимальных до 8 баллов. В зоне Араксинского разлома (зона 6) — до 7 баллов. Остальная территория карты причислена к практически несейсмогенной. В ней нет никаких известных предпосылок для возникновения разрушительных толчков с интенсивностью 8 баллов и больше (Симонян, 1972).

**Карта бассейна р. Ингури.** Территория карты (рис. 6) находится в альпийском складчатом поясе и включает бассейн р. Ингури на юго-западном склоне Кавказского хребта. В ее пределах развито две системы новейших дизъюнктивных нарушений: зона глубинного краевого разлома, известного в литературе как Главный надвиг Большого Кавказа, и Ткварчельская флексурно-разрывная зона.

В согласии со сказанным, авторы данной карты сейсмораионирования В. С. Хромовских и В. П. Солоненко и др. (1974) выделили на ее территории две сейсмогенные зоны. Первая из них (рис. 6, зона 1) соответствует активным разрывам зоны Главного надвига с учетом их падения в глубине. Вторая зона (зона 2) соответствует системе локальных дизъюнктивных нарушений, насыщающих Ткварчельскую флексурную зону.

В первой сейсмогенной зоне ожидается возникновение толчков сильнейших с  $M=6\frac{1}{2}$  или немного больше и с интенсивностью 9, возможно, 9—10 баллов; во второй зоне — с магнитудой до  $5\frac{1}{2}$  и с интенсивностью до 8 баллов. Данные сейсмогенные особенности были установлены для каждой зоны по максимальному землетрясению, зарегистрированному где-либо в ее пределах. Возможность генерации таких толчков была экстраполирована в пределах зоны. При этом учитывались материалы о бывших различных сейсмодислокациях (Солоненко, 1970).

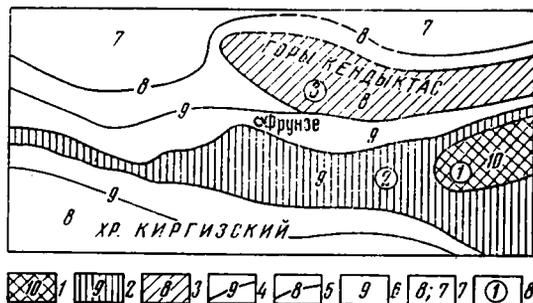


Рис. 7. Карта сейсмического районирования Чуйской впадины и ее горного обрамления. Составили О. К. Чедия, В. П. Грин, К. Джанузаков, В. И. Кнауф и др. (1974)

1—2 — Южно-Чуйская сейсмогенная зона: 1 — участок генерации сотрясений, максимальных до 10 баллов, возможны сейсмодислокации, 2 — участок генерации сотрясений, максимальных до 9 баллов, вероятны сейсмодислокации; 3 — Северо-Чуйская сейсмогенная зона, возможна генерация землетрясений, максимальных до 8 баллов; 4 — граница ожидаемого максимального распространения сотрясений 9 баллов из Южно-Чуйской сейсмогенной зоны; 5 — то же, 8 баллов из Южно- и Северо-Чуйской зон; 6 — в зону достигнет сотрясение 9 баллов; 7 — то же 8 и 7 баллов; 8 — номер зоны

В остальные районы сотрясения будут поступать из сейсмогенных зон 1 и 2, как показано изосейстами. Кроме того, в этих же районах в некоторых участках установлена вероятность генерации локальных толчков, максимальных с магнитудой приблизительно до 5 и с интенсивностью до 7 баллов. Данный сейсмический фон не показан на карте, так как интенсивность фоновых толчков меньше интенсивности сотрясений, которые могут распространяться из сейсмогенных зон 1 и 2 (Хромовских, Солоненко и др. 1974).

**Карта Чуйской впадины и ее горного обрамления.** Данный регион (рис. 7) находится в пределах Северного Тянь-Шаня. Согласно авто-

рам карты О. К. Чедия, В. И. Кнауфа и др (1974), а также данным В. И. Кнауфа (1973), настоящая территория является областью докембрийской стабилизации, испытавшей неоднократную активизацию в палеозое. В кайнозое она снова была активизирована, в результате чего образовались: район устойчивого прогибания в виде Чуйской впадины и две зоны устойчивых поднятий, одна из них выражена Кыргызским хребтом, другая зона, менее активная, представлена горами Кендыктас.

В новейшее время наибольшие дифференцированные движения происходят на северном склоне Кыргызского хребта, в области контакта с Чуйской впадиной, в зоне унаследованных краевых глубинных разломов (Северо-Тяньшаньских). Разрывы развились также в горах Кендыктас, в основном у их подножья, в области контакта с Чуйской впадиной.

В согласии со сказанным, на карте выделены две сейсмогенные зоны. Первая из них Южно-Чуйская зона (рис. 7, зона 1—2) соответствует широкой полосе Северо-Тяньшаньских краевых сейсмогенных глубинных разломов первой категории. В ее пределах ожидается генерация толчков, максимальных с интенсивностью 9 баллов; в восточном участке зоны до 10 баллов. Области вероятного максимального распространения интенсивности сотрясений вне зоны: 9, 8 и 7 баллов показаны изосейстами. Данные сейсмогенные особенности зоны были установлены по максимальным землетрясениям, зарегистрированным в ее пределах. Возможность генерации таких толчков была экстраполирована в зоне по однородным разрывам и с одного разрыва на идентичный другой, согласно первому и второму приемам сейсмотектонического метода. Размеры областей распространения интенсивности сотрясений вне зоны определены исходя из известной в районе глубины очагов и ожидаемой максимальной магнитуды землетрясений.

Вторая сейсмогенная зона, Северо-Чуйская (рис. 7, зона 3) соответствует системе разрывов, находящихся в горах Кендыктас. В ее пределах ожидается генерация толчков, максимальных до 8 баллов. Области ожидаемого максимального распространения интенсивности сотрясений 8 и 7 баллов, в стороны от зоны, оконтурены изосейстами. Вне рассмотренных нами двух сейсмогенных зон на данной территории нет предположений для генерации разрушительных толчков, за исключением некоторых участков, вопрос о которых изучается (Чедия, Сабитова, 1974).

Особо подчеркнем, что на данной карте учтено возможное изменение интенсивности землетрясений в зависимости от местных грунтовых и гидрогеологических условий. Сами же грунты и некоторые другие элементы, показанные на оригинальной карте, на приведенной копии не изображены ввиду ее мелкого масштаба.

Кроме рассмотренных выше карты сейсморайонирования с каркасом из зон сейсмогенных разрывов составлены и для некоторых других территорий (Губин, 1954, 1960, 1971).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмическое районирование — очень сложная проблема, и ее многие стороны нами не рассматривались. Отметим лишь два вопроса, имеющие прямое отношение к сейсмогенным разрывам. Сейсмические данные по многим территориям недостаточны, и в ряде зон они не включают присущих им максимальных толчков. Поэтому для выяснения степени сейсмогенности разрывов сейсмостатистика дополняется геологической и другой информацией, что было недавно подробно рассмотрено автором (Губин, 1974), а также в статьях, поясняющих карты, приведенные в этой работе.

Определение сейсмогенных разрывов и их дифференциация в одних условиях возможна геологическими методами, в других — только с помощью сейсмологических и структурно-разведочных геофизических исследований, как, например, в случае Камбейского района.

Мы старались показать, что с помощью установления активных разрывов и степени их сейсмогенности вскрываются основные черты сейсмичности района. Уровень же достоверности соответствующих заключений зависит, конечно, от полноты исходных данных.

#### Литература

- Беккер Я. А., Кошлаков Г. В., Кузнецов Е. С.* Глубинное строение юго-западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. В сб. «Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах». «Наука», М., 1974.
- Губин И. Е.* Землетрясение в Гармской области.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 8, 135. Изд-во АН СССР.
- Губин И. Е.* Сейсмотектонический метод сейсмического районирования.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13, (140). Изд-во АН СССР.
- Губин И. Е.* О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 3.
- Губин И. Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд-во АН СССР, 1960.
- Губин И. Е.* Многоэлементное сейсмическое районирование.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 12.
- Губин И. Е.* О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР.— В сб. «Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах». «Наука», М., 1974.
- Ибрагимов Р. Н.* Сейсмоструктура Ферганской впадины. Изд-во «ФАН», УзССР, 1970.
- Кнауф В. И.* О связях между региональными сейсмическими зонами и домезозойскими структурами Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 7.
- Сейсмическое районирование СССР. Ред. С. В. Медведев. «Наука», М., 1968. О категориях сейсмогенных зон см. главы — «Восточный Казахстан» и «Таджикистан».
- Симонян Г. П.* Сейсмоструктура Среднеараксинского межгорного прогиба.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1972, № 4.
- Солоненко В. П.* Палеосейсмогеологический метод.— В сб. «Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана». Ежегодник № 1. «Дониш», Душанбе, 1970.
- Хромовских В. С., Солоненко В. П., Жилкин В. М.* и др. Сейсмическая опасность в районе строящейся и проектируемых ГЭС Ингурского каскада по палеосейсмическим данным. Всес. н.-и. ин-т гидротехники им. Б. Е. Веденеева.— Тр. координационных совещаний по гидротехнике, вып. 94. «Энергия», Ленингр. отд-ние, 1974.
- Чедия О. К., Сабитова Т. М.* (редакторы). Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань). «Илим», Фрунзе, 1974.
- Шебалин Н. В.* Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения.— В сб. «Сейсмические исследования для строительства». Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 14. «Наука», М., 1971.
- Gubin I. E.* Seismic Zoning of Indian Peninsula.— Bull. Internat. Inst. Seismol. Earthq. Engin., 1968, v. 5, Tokyo, Japan.
- Коупа Earthquake, December 11, 1967. Report of the Committee of Experts, Government of India Press, New Delhi, 1968.

Институт физики  
Земли АН СССР

Статья поступила  
31 мая 1974 г.

УДК 551.243+551.253

А. В. ТАРАСОВ

**К ВОПРОСУ КЛАССИФИКАЦИИ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ**

Обсуждаются вопросы детальной классификации инъективных дислокаций. Предлагается классификация инъективных дислокаций по структурно-вещественным признакам инъективных тел.

Изучением инъективных дислокаций занимались многие исследователи, и в том числе В. В. Белоусов (1948), С. Н. Бубнов (1960), Н. И. Буялов (1957), Р. Зондер (R. Sonder, 1956), А. В. Пейве (1967), Г. Л. Поспелов (1963, 1969), М. М. Тетяев (1934), Г. Штилле (Stille, 1923) и др.

В 1969 г. Ю. А. Косыгин выделил инъективные дислокации как равноправный тип наряду с пликативными и дизъюнктивными дислокациями и наметил основные положения для классификации инъективных дислокаций по структурно-вещественным признакам. Однако при тектонических, в частности, крупномасштабных структурных исследованиях, требуется более детальная классификация инъективных дислокаций по различным признакам. Этим вопросам посвящена настоящая статья.

Инъективные дислокации имеют много сходных черт с пликативными и дизъюнктивными, поэтому четкое разделение типов дислокаций имеет очень большое значение. Инъективные дислокации нередко сочетаются с разрывными нарушениями. Разрывы в этих случаях формируются как до инъективных дислокаций, образуя пространство для инжецирующихся масс, так и в момент проявления последних и под их непосредственным воздействием (открытие трещин под давлением магмы, дизъюнктивы в перекрывающих и подстилающих породах инъективных тел, гидроразрывов пластов и др.). Общее для дизъюнктивных и инъективных дислокаций — относительное перемещение вещества. Но при дизъюнктивных дислокациях этот процесс происходит в результате хрупких деформаций и сопровождается разрывами, ограничивающими приподнимающиеся или опускающиеся блоки, а при инъективных дислокациях процесс вызван пластическим (слабовязким) течением одних масс по отношению к другим менее пластичным (вязким) массам, представляющим «каркас» структуры.

Нередко инъективные дислокации сопровождаются пликативными. В этом случае характерный признак, отличающий последние, — непрерывность структур в отличие от прерывистости первых.

Важным критерием отличия различных типов дислокаций друг от друга являются физико-механические свойства слоистой толщи: степень пластичности или вязкости пород (Gignoux, 1948). Пластическое течение во многом определяется временем приложения нагрузок; некоторые тела при кратковременных нагрузках не образуют инъективных дислокаций, в то время как при длительных нагрузках горные массы инжецируют в участки с ослабленным давлением. Развитие тех или иных типов дислокаций зависит главным образом от физико-механических свойств пород определенного горизонта, влияющего на структуру участка или целого района. Естественно, что таких горизонтов может быть

несколько с различными и даже прямо противоположными свойствами слагающих их пород. Различные пространственные соотношения таких «диктующих» горизонтов и различное направление сил, вызывающих дислокации, позволяет различить следующие переходные типы дислокаций: инъективно-пликативные, инъективно-дизъюнктивные, дизъюнктивно-пликативные.

Таким образом, под **инъективными дислокациями** следует понимать нарушение залегания горных пород и образование новых тектонических форм под действием инъективных тел, сложенных веществом, перемещенным из одного участка в другой. Под **инъективным телом** понимается фиксированное в пространстве геологическое тело, имеющее определенные границы, форму, размер, и сложенное веществом, первоначально обладающим высокой пластичностью или слабой вязкостью и инъектированным из одного участка Земли в другой. Инъективное тело — главный структурный элемент инъективной дислокации и активно влияет на ее форму.

Основные особенности строения инъективных дислокаций обусловлены главным образом инъективными телами. Классификационными признаками инъективных тел являются: размер, форма, взаимоотношение с вмещающими толщами, состав и глубина их залегания. Эти признаки могут служить основанием для структурно-вещественной классификации инъективных дислокаций.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПО РАЗМЕРАМ ИНЪЕКТИВНЫХ ТЕЛ

По размерам прежде всего следует различать **макроскопические и микроскопические инъективные тела**.

Так как размер инъективных тел включает в себя объем, мощность и площадь как наиболее характерные признаки, то классифицировать их будем по каждому этому признаку. Ю. А. Косыгиним, Ю. А. Ворониным и В. А. Соловьевым (1964) было предложено все геологические тела по объему делить на девять порядков относительно объема Земли. Тела первого порядка имеют объем  $10^{12}$ — $10^9$  км<sup>3</sup>, II порядка —  $10^9$ — $10^6$  км<sup>3</sup>, III порядка —  $10^6$ — $10^3$  км<sup>3</sup>, IV порядка —  $10^3$  и  $10^0$  км<sup>3</sup>. Более мелкие тела относятся к V, VI и т. д. порядкам. Объемные размеры соседних порядков отличаются на  $10^3$  км<sup>3</sup>. По площади геологические тела разделяют (Косыгин, 1969) на порядки, различающиеся на  $10^2$  км<sup>2</sup>, принимая за эталон пятую часть поверхности Земли: I порядка с площадью более  $10^8$  км<sup>2</sup>, II порядка —  $10^8$ — $10^6$  км<sup>2</sup>, III порядка —  $10^6$ — $10^4$  км<sup>2</sup> и т. д. Аналогично этому нами предлагается по мощности (или радиусу сечения округлых тел) геологические тела разделять на порядки, различающиеся на 10 м, принимая за эталон  $\frac{1}{63,71}$  часть радиуса Земли: тела I порядка —  $10^5$ — $10^4$  м, II —  $10^4$ — $10^3$ , III —  $10^3$ — $10^2$ , IV —  $10^2$ —10, V —  $10$ — $10^{-1}$ , VI —  $10^{-1}$ — $10^{-2}$  м и т. д.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПО ФОРМЕ ИНЪЕКТИВНЫХ ТЕЛ

Формы инъективных тел во многом зависят от положения их осевой плоскости к горизонту. По этому признаку выделяются: а) горизонтальные инъективные тела — от 0 до  $10^\circ$ , б) пологопадающие — от 10 до  $45^\circ$ , в) крутопадающие —  $45$ — $80^\circ$ , г) вертикальные —  $80$ — $90^\circ$ . При предварительных работах они могут быть разделены на две более крупные группы — **пологие** ( $0$ — $45^\circ$ ) и **крутопадающие** ( $45$ — $90^\circ$ ), так как именно в этих пределах наиболее ярко выражаются особенности взаимоотношений инъективных тел с вмещающими толщами и их морфологии. Если в первой группе решающее значение в морфологии этих тел играют очертания висячего и лежащего бортов, то для второй группы, кроме

того, большое значение имеют также передовые (головные) зоны выклинивания (например, в ядрах протыкания, соляных и гранитных штоках и т. д.).

Морфология инъективных тел может быть охарактеризована сочетанием прямолинейных, выпуклых и вогнутых границ. Сочетания различных видов границ могут ограничивать тела с симметричным чертанием их форм относительно плоскости, образуя **симметричные** инъективные тела. Такие формы образуются при ограничении их прямыми линиями (силлы, дайки, залежи), однонаправленными вогнутыми (лополиты) или выпуклыми (факолиты), вогнутыми и выпуклыми линиями одновременно (линзы). Другие сочетания границ образуют несимметричные формы (лакколиты, изометричные тела). Инъективные тела, имеющие в различных параллельных сечениях одинаковые сочетания их границ, относятся к морфологически простым (пластовые тела, дайки, линзы). Совокупности простых форм образуют морфологически сложные инъективные тела (батолиты, хонолиты и т. п.). Строго говоря, в природе не существует морфологически простых инъективных дислокаций, так как последние в пространстве представляют собой единые системы простых и сложных тел.

#### **КЛАССИФИКАЦИЯ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПО ВЗАИМООТНОШЕНИЮ ИНЪЕКТИВНЫХ ТЕЛ С ВМЕЩАЮЩИМИ ТОЛЩАМИ**

По соотношению инъективных тел с вмещающими толщами принято выделять **согласные** и **несогласные** тела. К первым относят те из них, у которых границы параллельны слоистости вмещающих пород, а ко вторым — секущие к слоистости тела. Следует подчеркнуть, что к согласным могут быть отнесены только те тела, в результате инъекций которых изменение структуры слоистой толщи происходит без нарушения углов падения ее элементов. К ним могут относиться инъекции метаморфических растворов и возникновение метасоматических тел и тел магматического замещения, нефтегазовые инъекции и т. п.

#### **КЛАССИФИКАЦИЯ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ИНЪЕКТИВНЫХ ТЕЛ**

По вещественному составу инъективные тела разделяются на два ряда — **силикатные** и **несиликатные**.

В ряду силикатных выделяются две группы инъективных тел — сложенные кристаллическими и обломочными горными породами. Первые из них представлены различными по составу силикатными магматическими, реоморфическими и метаморфическими образованиями, вторые — осадочными и кластическими образованиями.

Детальный формационный анализ магматических инъективных тел приводится в работе Ю. А. Кузнецова (1964). Магматические силикатные тела имеют разнообразную морфологию и размеры — от маломощных жил и даек до крупных батолитовых массивов. При этом формы их залегания во многом зависят от их вещественного состава. Так, среди инъективных тел основного и ультраосновного состава распространены главным образом пластовые тела, дайку, факолиты, лакколиты, а для тел кислого и среднего состава характерны батолиты, штоки и жилы.

Среди метаморфических пород выделяются пять классов (Williams et al., 1955): 1) пелитовый, 2) кварцево-полевошпатовый, 3) известковый, 4) основной, 5) магнезиальный. Широко распространены инъективные тела этих классов в зонах регионального метаморфизма при процессах гранитизации, а также при реоморфизме вмещающих пород, в частности в связи с трапповым магматизмом (Уокер, Польдерваарт, 1950; Меняйлов, 1962; Тарасов, 1966<sub>1, 2</sub>). Они образуют дайки, жилы и

неправильные пластовые тела различных размеров. К классу магнетизальных инъективных тел относятся серпентинизированные протрузии ультраосновных пород (Книппер, 1965).

Обломочные силикатные инъективные тела связаны с перемещением осадочных пород — песка, песчаника, гравия, конгломерата и т. п. Эти породы слагают кластические (нептунические) дайки и жилы, широко распространенные в приповерхностной части земной коры.

Своеобразную группу составляют тела, сложенные крупнообломочным силикатным материалом первично магматических, осадочных и метаморфических пород. Как правило, такие тела пространственно связаны с эруптивными аппаратами. Ярким примером тел этой группы могут служить описанные Л. Л. Германом и Р. И. Деколядо (1971) дайки, неправильные и штокообразные тела конгломератовидных брекчий в Среднем хребте Камчатки в бассейне р. Левый Лунтос. Длина перемещения обломков авторами оценивается в 300—1500 м. Крупнокластические силикатные инъективные тела наблюдаются в комплексе с магматическими.

К силикатным относятся также **глинистые** инъективные тела, которые регионально распространены в ряде районов (Керченский полуостров, юго-восточный Кавказ, Туркмения, Сахалин и др.). Они образуют диапиры и неправильной формы апофизы, ответвляющиеся от материнского слоя (Филатов, 1961; Лебедева, 1962, и др.). С глинистыми диапирами пространственно и генетически связаны грязевулканические проявления. Погребенные грязевые вулканы представляют собой одну из разновидностей глинистых инъективных тел. Этот комплекс образований, как правило, развит в районах проявления соляных инъекций в нефтегазоносных провинциях. В группе глинистых выделяются также **аргиллитовые** инъективные тела, проявляющиеся как самостоятельно, так и в комплексе с другими. Г. Д. Ажгирей (1956) приводит пример жил аргиллитов, залегающих в трещинах среди известняков карбона и прослеживаемых на 1500—1700 м от их материнских толщ в девонской свите (Каратау). Многочисленные жилы аргиллитового состава распространены вблизи долеритовых силлов района Карру в Африке (Уокер и Польдерваарт, 1950).

Среди ряда несиликатных инъективных тел выделяются группы соляных, карбонатных, рудных, углистых, нефтидных, водных, водно-нефтегазовых и гибридных.

**Соляные** тела широко распространены и играют заметную роль в формировании структуры осадочного слоя земной коры (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая и Хатангская впадины, Приуральская, Припятский, Предкарпатский и Закарпатский прогибы и другие районы). В эту группу кроме собственно соляных входят также **гипсовые** и **ангидритовые** инъективные тела. Течение соленосной толщи зависит от относительного содержания соли в разрезе — коэффициента соленасыщенности, чем больше этот коэффициент, тем более благоприятны условия внедрения этих тел. В диапировых инъективных телах нередко отмечаются обломки вмещающих пород различного состава. Так, в южном Иране в штоках каменной соли отмечается материал, представленный частицами докембрийских изверженных пород и обломками осадочных образований всех возрастов — от кембрийских до третичных. Крупный обломок, представляющий собой тонкую вертикальную плиту, обнаружен в соляном руднике Эйвери-Айленд в Луизиане (Леворсен, 1970). В апикальной части инъективных тел в зоне контакта соли с породами надсолевой толщи в большинстве случаев распространены тела брекчированных пород, представляющие собой обломки слабopластичных пород-кепрок. Эти брекчии по своей природе аналогичны брекчиям в апикальных частях магматических тел. Соляные инъективные тела залегают в виде штоков, гребней, ядер, а также покровов и глетчеров.

**Гипсовые** инъективные тела образуются за счет пластического истечения гипсов из гипсоносных материнских толщ. Под действием давления гипс иногда оказывается полностью выдавленным из материнской толщи, в составе которой в подобных случаях сохраняются лишь мергели или доломиты. Ж. Гогель (1969) приводит подобные случаи, отмеченные в Альпах. В районе р. Бес выжатый гипс образует бесформенные мощные тела в 10 км от выходов материнской толщи. Такую же природу имеют **ангидритовые** тела. В районе северо-западной ветви Талнахского медно-никелевого месторождения (Норильский район) вблизи дифференцированной интрузии габбро-долеритов ангидритовые тела развиваются в виде ядер, жил и неправильных тел. Вмещающие их мергели и доломиты под действием пластического течения ангидритов образуют структуры будинаж, а более хрупкие маломощные тела долеритовых силлов образуют обломки с различной ориентировкой в пространстве (Тарасов, 1971).

В группе **карбонатных** инъективных тел, по-видимому, следует различать три вида: 1 — тела, связанные с течением осадочных толщ — известняков, доломитов и мергелей, 2 — различные жилы, дайки, неправильные внедрения карбонатитов и 3 — карбонатные жилы. Последние два вида наиболее тесно связаны с магматическими или метаморфическими силикатными и рудными инъективными телами и имеют, как правило, сложный вещественный состав и строение.

Группа **рудных** тел объединяет различные по составу и форме рудные скопления, полезными компонентами в которых являются различные металлы. К этой группе, в частности, относятся тела хромитов, титаномagnetитов, медно-никелевых руд и др., в том числе все жильные рудные тела. Наиболее яркими примерами могут служить районы Садбери в Канаде, Норильска (Сибирская платформа), Кирунавары (Северная Швеция), Адирондак (США) и др. Рудные инъективные тела, как правило, находятся в пространственной и генетической связи с магматическими и метаморфическими телами, образуя рудномагматические и руднометаморфические комплексы сложного состава и активно влияя на формирование структур месторождений. Это, в частности, было выявлено для норильских медно-никелевых месторождений (Тарасов, 1971).

В районах распространения угленосных формаций развиты **угольные** инъективные тела. Как правило, они образуют небольшие вытянутые внедрения, приуроченные к трещинам и разломам, и имеют связь с материнскими пластами. Угольные тела нередко встречаются совместно с телами графитов и образуют комплексы осадочно-метаморфических инъективных тел. Совместно с силлами долеритов (Сибирская платформа) эти образования образуют сложные комплексы осадочных, метаморфических и магматических инъективных тел (Тарасов, 1966<sub>2</sub>). Развитие угольных тел во многом зависит от насыщения пород разреза угольными пластами, а также отдельных разностей пород углистыми частицами.

Группа **углеводородных** (нафтидных) тел включает каустобиолиты битумного ряда. Выделяются две подгруппы — твердых и твердо-жидких нафтидов (битумоидов). Тела твердых, полутвердых и полужидких нафтидов представляют фиксированные и частично подвижные инъективные тела асфальта, грэемита, гильсонита, озокерита, вюртцилита и др. (р-н Борислава, п-ов Челекен, Индия, р-н Юинта в США и др.). Они слагают жилы и дайки мощностью от первых сантиметров до 10 м.

Нефтяные и сходные с ними водные инъективные тела в большинстве случаев образуют динамические системы, и только при переходе в твердое или полутвердое агрегатное состояние (киры, мальты, асфальты для нефтей и лед для воды) они представляют статические тела. Наиболее активные водные тела связаны с гидровулканизмом (Иванчук, 1967).

Классификация инъективных дислокаций (ИД) по структурно-вещественным признакам инъективных тел (ИТ)

Относительные размеры	По размеру ИТ			По форме ИТ	По положению осевой плоскости ИТ к горизонту	По соотношению ИТ с вмещающими породами	По вещественному составу ИТ	По глубине залегания ИТ	
	Мощность ИТ, м	Площадь ИТ, км <sup>2</sup>	Объем ИТ, км <sup>3</sup>						
Макроскопические ИД*							Ряд силикатных ИД	Ряд несиликатных ИД	
I порядка	10 <sup>6</sup> — 10 <sup>4</sup>	>10 <sup>8</sup>	10 <sup>12</sup> —10 <sup>9</sup>	1. Сложные	1. Горизонтальные (0—10°)	1. Согласно	1. Группа кристаллических ИД	1. Группа соляных ИД	1. Поверхностные ИД
II »	10 <sup>4</sup> — 10 <sup>3</sup>	10 <sup>8</sup> —10 <sup>6</sup>	10 <sup>9</sup> —10 <sup>6</sup>	2. Простые	2. Пологопадающие (10—45°)	2. Несогласные	2. Группа обломочных ИД	2. Группа карбонатных ИД	II. Глубинные ИД
III »	10 <sup>3</sup> — 10 <sup>2</sup>	10 <sup>6</sup> —10 <sup>4</sup>	10 <sup>6</sup> —10 <sup>3</sup>	а) симметричные	3. Крутопадающие (45—80°)		3. Группа глинистых ИД	3. Группа рудных ИД	A. Мантийные ИД
IV »	10 <sup>2</sup> — 10	10 <sup>4</sup> —10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> —10	б) несимметричные	4. Вертикальные (80—90°)			4. Группа угольных ИД	B. Коровые ИД
V »	10 — 10 <sup>-1</sup>	10 <sup>2</sup> —10	10 — 10 <sup>-3</sup>					5. Группа нефтяных ИД	1. Приповерхностные (0—1000 м)
IV »	10 <sup>-1</sup> — 10 <sup>-2</sup>	10 — 10 <sup>2</sup>	10 <sup>-3</sup> —10 <sup>-6</sup>					6. Группа глинных ИД	2. Малоглубинные (1000—1500 м)
и т.д.									3. Среднеглубинные (1500—5000 м)
									4. Глубинные (5—20 км)
									5. Сверхглубинные (20—35 км)

Группа гибридных (смешанных) инъективных тел представлена образованиями, сложенными флюидными и твердыми горными породами. Они образуют как фиксированные, так и динамические системы. К ним относятся грязевые и газовой-грязевые вулканы (Грузия, Туркмения, Сахалин), действующие магматические и обломочно-газовые вулканические аппараты (Камчатка). Как правило, эти тела образуют различные комплексы, в частности, в районах проявления соляных, нефтяных, глинистых и других групп широко распространены грязевулканические проявления, а в областях развития магмовулканических аппаратов — вулкано-плутонические комплексы инъективных тел. Гибридные тела относятся к приповерхностным и поверхностным образованиям. На Южном Сахалине зона влияния грязевого вулканизма распространяется в интервале 140—1500 м (Горкун, Сирык, 1967).

Следует отметить, что серии разных по составу инъективных тел нередко образуют комплексы, о некоторых из которых упоминалось выше. Сводная работа по выделению и описанию подобных комплексов представляет самостоятельную задачу, решение ее может пролить свет на многие вопросы геологии, в частности механизмы формирования магматических камер и закономерности внедрения магматических масс, закономерности развития структурных элементов земной коры, рудных провинций и отдельных полей и в целом закономерности перемещения вещества земной коры, что имеет не только научное, но и большое прикладное значение.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ ПО ГЛУБИНЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

По глубине проявления выделяются две группы инъективных дислокаций: **поверхностные** и **глубинные**. Поверхностные дислокации не имеют решающего значения в изменении структуры земной коры, и большинство их относится к переходному классу от тектонических к нетектоническим дислокациям. В настоящее время познания глубинных инъективных дислокаций ограничиваются главным образом корой и в меньшей мере мантией. В связи с этим целесообразно их разделять на коровые и мантийные.

Верхняя мантия, видимо, область максимального проявления инъективных дислокаций больших масштабов. В то же время эта область характеризуется наибольшей однородностью типов дислокаций, так как является областью зарождения преимущественно ультраосновных и основных магм. На данном этапе изученности этих форм в земной коре материкового типа (строение ее принимаем по В. В. Белоусову, 1966) среди коровых инъективных дислокаций по глубине залегания можно выделить следующие: 1 — приповерхностные (от 0 до 1000 м); 2 — малоглубинные (гипабиссальные) — 1000—1500 км; 3 — среднеглубинные (мезабиссальные) — до 5000 м; 4 — глубинные (абиссальные) — 5—20 км; 5 — сверхглубинные (ультраабиссальные), 20—35 км.

Сводная классификация инъективных дислокаций по структурно-вещественным признакам инъективных тел приводится в таблице.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологические данные с очевидностью свидетельствуют, что инъективные дислокации достаточно широко распространены в природе. И если по масштабам они несоизмеримы с пликативными, то по значимости в выяснении сущности происходящих многих геологических явлений развития земной коры они, безусловно, играют решающую роль.

Эти дислокации образуют самостоятельный тип и должны выделяться и детально исследоваться при геологических работах. Главным

структурным элементом, в большинстве случаев активно влияющем на формирование инъективных дислокаций, является инъективное тело. Поэтому классификация инъективных тел при описаниях инъективных дислокаций является решающей. Структурно-вещественные признаки — главное при такой классификации.

Автор глубоко признателен Ю. А. Косыгину, Г. Л. Поспелову и Ч. Б. Борукаеву за обсуждение рукописи статьи и ценные замечания.

#### Литература

- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.  
*Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948.  
*Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.  
*Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.  
*Буялов Н. И.* Структурная геология. М., Гостоптехиздат, 1957.  
*Герман Л. Л., Деколядо Р. И.* Эруптивные дайки конгломератовидных брекчий в Среднем хребте Камчатки.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2.  
*Гогель Ж.* Основы тектоники. М., «Мир», 1969.  
*Гольдштейн М. Н.* Механические свойства грунтов. Стройиздат, М., 1971.  
*Горкун В. В., Сырык И. М.* Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине.— Геол. и геофизика, 1967, № 2.  
*Иванчук П. П.* Некоторые особенности вертикальной миграции углеводородов при проявлениях гидровулканизма.— В сб.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967.  
*Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 2.  
*Косыгин Ю. А.* Соляная тектоника платформенных областей. М., Гостоптехиздат, 1950.  
*Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А.* Опыт формализации некоторых тектонических понятий.— Геол. и геофизика, 1964, № 1.  
*Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.  
*Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.  
*Лебедева Н. Б.* Условия и некоторые вопросы механизма образования глиняных диапиров Керченско-Таманской области.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.  
*Леворсен А.* Геология нефти и газа. М., «Мир», 1970.  
*Меняйлов А. А.* Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение.— Тр. Якутского филиала СО АН СССР, сб. № 10. Изд-во АН СССР, 1962.  
*Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.  
*Поспелов Г. Л.* Геологические предпосылки к физике рудоуправляющих флюидопродоводников. ст. 1 и 2.— Геол. и геофизика, 1963, № 3, 4.  
*Поспелов Г. Л.* Проблемы эндогенной динамической флюидитологии.— Геол. и геофизика, 1969, № 11, 12.  
*Тарасов А. В.* Реоморфические дайки и жилы в титан-авгитовых долеритах и породах экзоконтакта габбро-долеритовой интрузии Норильск I,— Уч. зап. НИИГА, 1966, вып. 9.  
*Тарасов А. В.* О механизме внедрения пластовых трапповых интрузий Норильского района.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, т. XLI, вып. 1.  
*Тарасов А. В.* О роли инъективных дислокаций в формировании структур Норильских медно-никелевых месторождений.— В сб.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения, Иркутск, 1971.  
*Тетяев М. М.* Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.  
*Уокер Ф., Польдерваарт А.* Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб.: Геология и петрография трапповых формаций. Изд-во иностр. лит., 1950.  
*Филатов О. М.* Морфология и развитие структурных форм в юго-восточном Крыму.— Сов. геология, 1961, № 2.  
*Gignoux M.* Méditation sur la tectonique d'écoulement par gravité.— Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, 1948, v. 27.  
*Sonder R.* Mechanik der Erde. Stuttgart, 1956.  
*Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, 1923.  
*Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M.* Petrography, San Francisco, p. 406, 1935.

УДК 551.242.5

В. И. ЛУКИНОВ

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ СРЕДИННЫХ ВЫСТУПОВ ФУНДАМЕНТА  
В АВЛАКОГЕНАХ**

Происхождение срединных выступов фундамента в авлакогенах и их роль в процессе грабенообразования выясняются с помощью гипотезы сводового обрушения, модернизированной на основе современных геофизических данных. Устанавливается, что наличие срединных горстов свидетельствует о рудиментарной форме отрицательных структур земной коры, наиболее развитыми разновидностями которых являются геосинклинали.

Существует несколько гипотез, объясняющих с различных позиций механизм образования отрицательных структур земной коры, принадлежащих к классу грабенообразных впадин. К последним относятся авлакогены древних платформ, а также новейшие грабены Восточной Африки, Аравийского полуострова, Байкальского свода и др.

Однако все эти гипотезы не объясняют происхождения элементов внутреннего строения грабенов, поскольку являются слишком общими. Так, теория грабенообразования обходит стороной факт наличия срединных выступов фундамента, возвышающихся в осевых зонах многих авлакогенов и разделяющих их более погруженные прибортовые зоны. Эти выступы являются типичным структурным элементом таких авлакогенов, как Днепровско-Донецкий, Вилюйский, Пачелмский, Вичита, Западно-Техасский и др. (рис. 1). В поясах новейшего грабенообразования к аналогичным элементам можно отнести зоны срединных горстов, разделяющих парные системы грабенов Восточной Африки и Байкальского свода (рис. 1). Парная система грабенов Восточной Африки, разделенная срединным выступом, изображена в известной работе Г. Клооса (Cloos, 1939). В пределах же Байкальского свода такая интерпретация еще более очевидна, если рассмотреть схему расположения грабенов на Байкальском своде, предложенную в свое время Е. В. Павловским (1937), и воспользоваться его описанием морфологии свода в целом.

Возникает необходимость объяснения причины появления выступов фундамента в осевых зонах авлакогенов и их роли вообще в сложном тектоническом процессе грабенообразования. Эта проблема, как будет показано ниже, решается гипотезой сводового обрушения (рифтовой гипотезой), но модернизированной в соответствии с современным уровнем геологических знаний, поскольку в старом варианте (Cloos, 1939 и др.) эта гипотеза встречает вполне обоснованные возражения со стороны многих исследователей. Так, Ю. А. Зорин (1966) на основе геологических материалов, связанных с образованием впадины оз. Байкал, доказывает, что любое возможное воздымание Байкальского свода в кайнозой не могло обусловить ту величину растяжения, которая характеризует впадину оз. Байкал. Объем впадин байкальского ряда во много раз превышает объем того пространства, которое могло освободиться в земной коре при росте Байкальского свода. Аналогичное заключение делают Г. В. Богомолов, В. С. Конищев и В. Н. Макаревич (1972) отно-

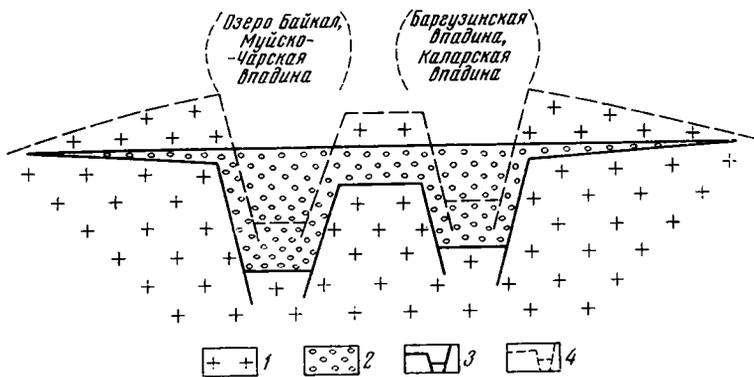


Рис. 1. Типичный профиль авлакогенов, совмещенный с профилем парной системы грабенов Байкальского свода. В пунктирных скобках указаны названия байкальских грабенов (схема)  
 1 — консолидированное основание грабенообразных структур; 2 — осадочная толща авлакогенов и байкальских грабенов; 3 — контур авлакогенов древних платформ типа Вилюйского, Западно-Техасского, западной части Днепровско-Донецкого, Пачелмского, Вичита; 4 — контур парной системы грабенов Байкальского свода

сительно образования Днепровско-Донецкого грабена в своде Украинско-Воронежского щита.

Другое возражение, не менее часто встречающееся в геологической литературе, отмечено в работе Н. А. Флоренсова (1970) при анализе кинематической схемы образования Байкальской впадины. Н. А. Флоренсов приходит к выводу, что образование рельефа Забайкалья началось задолго до появления свода, т. е. прогибы, осложняющие свод, старше самого свода. Эти прогибы на первой стадии формировались как пологие синклинали и только в период формирования свода оформились как грабены. С другой стороны, по Н. А. Флоренсову, геологические данные не дают основания представить Байкальское плиоцен-плейстоценовое поднятие в виде единого простого плосковерхого свода (как это требуется по схеме Г. Клооса). Само Саяно-Байкальское сооружение состоит из отдельных внутренних сводовых поднятий, крупных современных хребтов, оно скорее напоминает крупный уплощенный антиклинорий, чем свод.

Несколько ранее к такому же выводу пришел Е. В. Павловский (1948), предложивший термин «аркогенез» для обозначения сложного процесса коробления земной коры в зонах активизации. Представления Е. В. Павловского того времени в какой-то степени синтезировали, с одной стороны, рамповую теорию Б. Виллиса (1934), согласно которой рассматриваемые структуры образовались в результате тангенциального сжатия, а с другой — теорию Э. Аргана (1935), интерпретировавшего чередование пологих сводов и впадин как складки основания. Позднее механизм коробления земной коры в поясах тектонической активизации получил название волнового или глыбово-волнового (Хаин, 1965, и др.) процесса. В последнее время приобретает популярность гипотеза мобилизма, которая объясняет и возникновение грабенообразных структур типа байкальских с позиций глобального дрейфа крупных материковых глыб (Боголепов, Яншин, 1970; Кропоткин, 1973, и др.). Часто наблюдающиеся надвиги трактуются как результат коробления земной коры горизонтальными силами и даже получили название аркогенных (Данилович, 1963), т. е. образующихся в результате формирования складчатой структуры зон активизации.

Но при более детальном рассмотрении обнаруживается, как это явствует из цитируемой работы Н. А. Флоренсова (1970), что надвиги характеризуют строение мезозойско-палеозойского основания рифтовых впадин и совершенно отсутствуют в осадках самих впадин. Более того, фиксируемые во время землетрясений векторы напряжений в формирующейся в настоящее время системе Байкальских грабенов свидетельствуют о существовании здесь условий растяжения. Условия сжатия имеют место в более западных районах Азии, в пределах которых впадины были сформированы ранее и сейчас проходят более зрелую стадию развития, связанную с инверсией и складчатостью. Такую же позднюю стадию прошла территория открытой части Донецкого бассейна в системе Днепровско-Донецкого грабена, в котором, за исключением указанной территории, отмечаются только одни нормальные сбросы, свидетельствующие о формировании его в условиях растяжений земной коры.

Таким образом, грабенообразные структуры закладываются в условиях горизонтального растяжения. Вопрос состоит только в том, какой характер носят эти растяжения: первичный, обязанный горизонтальному раздвиганию блоков земной коры, или вторичный, производный от вертикальных местных движений. Мы уже показали, какие серьезные возражения выдвигают оппоненты вертикальной рифтовой гипотезы в ее старом варианте, сформулированном в свое время Г. Клоосом. Так, отмечается несоответствие масштабов грабенообразных впадин и образовавших их сводов или полное отсутствие сводов в областях новейшего грабенообразования. Для того чтобы отстаивать рифтовую гипотезу, уже недостаточны ссылки на довольно односторонние эксперименты Г. Клооса, которые не подтверждаются, как мы видели, фактическим материалом. Совершенно очевидно, что рифтовая гипотеза нуждается в дополнении и совершенствовании.

Для решения вопроса о механизме образования грабенов (рифтовых долин, авлакогенов) необходим комплекс сведений, полученных различными методами изучения земной коры и более глубоких земных оболочек.

С точки зрения тектонической науки, как это было обнаружено еще Эли де-Бомоном, Д. В. Грегори, Г. Клоосом и другими геологами, грабены в большинстве своем возникают в замковых частях крупных полных сводов на земной поверхности и располагаются между остатками этого свода, в связи с чем могут рассматриваться в качестве межгорных впадин (Рейнский грабен, Восточно-Африканские грабены, грабены Байкальского свода, Днепровско-Донецкий грабен и др.).

Новейшие грабенообразные впадины характеризуются в неоген-четвертичное время максимальной активностью развития, названной разными исследователями эпиплатформенной активизацией, эпиплатформенным орогенезом, эпиплатформенным горным возрождением (грабены Байкальского свода, Восточно-Африканские и др.). Авлакогены древних платформ прошли эту стадию в более ранние эпохи тектонической активизации (Днепровско-Донецкий, Вичита и др.). Сходные черты геологического строения и развития, свидетельствующие об одинаковой тектонической природе новейших и древних структур тектонической активизации, позволяют применять для решения вопроса о механизме образования последних сведений, получаемые в развивающихся в настоящее время рифтовых зонах и поясах, к которым относится Байкальская система впадин и др.

В структурах зон активизации тектонические процессы отличаются большой интенсивностью и идут в направлении нарушения изостатического равновесия (Артемьев, 1966). Современные подвижные зоны, к которым относится и рассматриваемый класс структур, обладают резко повышенным уровнем теплового потока и магматической актив-

ностью, свидетельствующими о внедрении из больших глубин Земли энергетически активных расплавленных магматических масс.

В этом отношении автор полностью разделяет представления В. В. Белоусова (1971), Е. В. Артиюшкова (1971) и других исследователей, считающих причиной тектонических процессов явление всплывания более легкого материала, обогащенного летучими и кислыми компонентами, возникшего в результате дифференциации первичного земного вещества. Нижней границей плотностной дифференциации является, по видимому, ядро, а верхней — астеносферный слой, в котором накапливаются продукты дифференциации. Всплывание материала сопровождается диапиризмом вмещающих пород.

Концепция внутримантийного (базальтового) диапиризма находится в полном соответствии с современными геофизическими данными о строении земных оболочек. Открытый Б. Гутенбергом волновод, или слой пониженных сейсмических скоростей, характеризуется пониженной вязкостью. Это обусловлено (Магницкий, 1965; Магницкий, Жарков, 1970, и др.) тем, что вещество в указанном слое находится в расплавленном состоянии. Следует подчеркнуть, что слой Гутенберга под различными структурами земной коры располагается на различной глубине. Так, под континентами (платформами разного возраста) он залегает на глубинах порядка 200—300 км, под океаническими плитами — на уровне порядка 30—50 км, а под активными современными тектоническими зонами Земли (рифтовые зоны, островные вулканические дуги и др.) поднимается до поверхности Мохоровичича, т. е. до подошвы коры, образуя здесь зоны так называемой коро-мантийной смеси. В свете вышесказанного такая смесь может интерпретироваться как вещество, которое в значительной части находится в расплавленном состоянии и образует своеобразный внутримантийный диапир.

Таким образом, мы приходим к выводу, что под поверхностью Земли, прошедшей стадию плотностной дифференциации (континенты), уровень расплавленного состояния внутримантийного вещества является в несколько раз более низким, чем под областями Земли, не прошедшими такую стадию (океанические плиты). И наконец, расплавы поднимаются к самой подошве коры под областями современной тектонической активизации (современной плотностной дифференциации).

В этих условиях проявление на земной поверхности тектонических структур зон активизации — гор и межгорных впадин следует рассматривать как результат внедрения из глубин в поверхностные слои Земли легких дериватов, обособляющихся при дифференциации вещества Земли.

Для выяснения механизма образования структур зон активизации можно воспользоваться аналогичным по воздействию на вмещающее вещество механизмом соляного диапиризма в перекрывающие соль слои. В обоих случаях речь идет о всплывании более легкого вещества вверх и перфорации им вышележащих пород. Такой сравнительный анализ очень полезен хотя бы потому, что процесс соляного диапиризма хорошо изучен и многократно смоделирован многочисленными исследователями соляной тектоники, в то время как механизмы образования отрицательных структур земной коры неизвестны, и здесь существует только система гипотез. В этом смысле даже частичные совпадения хорошо изученного механизма с предполагаемым позволили бы приблизиться к пониманию тех тектонических процессов, которые формируют грабенообразные платформенные структуры.

Для сравнения с глубинным механизмом грабенообразования на платформе нами выбрана экспериментальная модель соляного купола, над которым образуется грабен проседания в условиях совместного проявления процессов осадконакопления и соляного диапиризма, предложенная Д. Б. Кьюрреем (1957). Д. Б. Кьюррей создал свою модель с

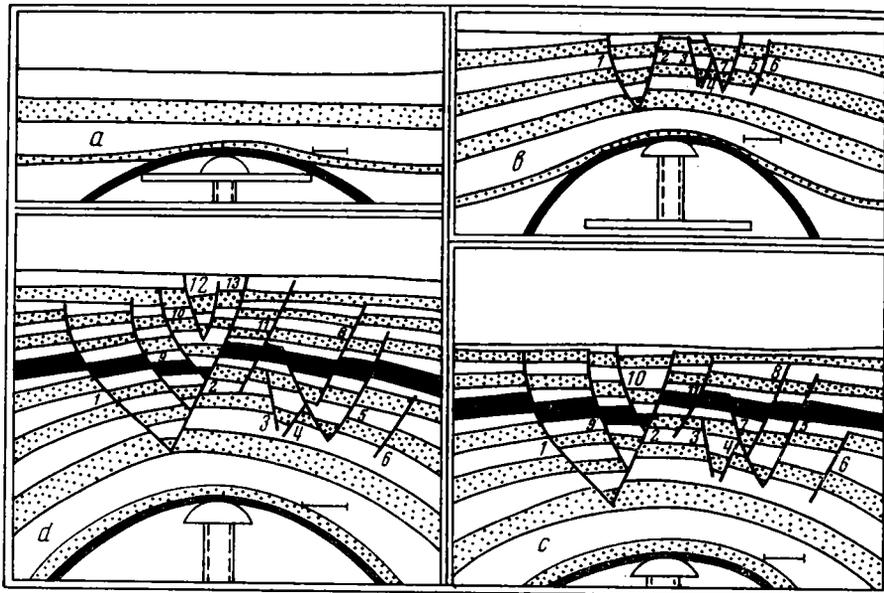


Рис. 2. Кинокадры, иллюстрирующие стадийность грабенообразования при соляном диапиризме на модели соляного купола у Д. Б. Кьюррея (1957)  
 Нумерация сбросов соответствует последовательности их возникновения

учетом всех необходимых требований теории подобия, в результате чего добился совпадения картины деформаций на модели и на изученной им Хайделбергской солянокупольной структуре, расположенной на побережье Мексиканского залива. В качестве материала, имитирующего осадки, применялся бароид (тяжелый буровой шлам), который оказался способным воспроизводить прочность пород и их податливость деформации во всем диапазоне, присущем реальным горным породам. В опытах Д. Б. Кьюррея при подъеме купола одновременно, но с несколько большей скоростью добавлялся модельный материал (рис. 2), в результате чего поверхность постоянно сохранялась горизонтальной, а на крыльях свода отлагались наибольшие мощности осадков. В результате поднятия ядра модели осадки над сводом разуплотняются. Когда силы сцепления частиц верхнего слоя становятся меньше сил тяжести, образуются трещины, по которым происходит перемещение вниз подвергающегося растяжению материала, что приводит к утонению надсводовой части модели. Тонкость эксперимента позволила Д. Б. Кьюррею проследить все стадии деформаций, возникающих в породах под действием поднимающегося свода.

На рис. 2 изображены четыре кадра эксперимента, иллюстрирующие процесс грабенообразования от его начала и до конца. На рис. 2, а показан первичный слой модельного материала. На рис. 2, в показаны первые сбросы, образовавшиеся при поднятии пластины, имитирующей соляной купол. Из кадра видно, что сбросы сгруппированы так, что образуют два периферических грабена, первый из которых составляют сбросы 1 и 2, а второй — 3—7 и 4—5—6. Оба грабена разделены средним горстом, находящимся над центром купола. На рис. 2, с показана следующая стадия процесса грабенообразования, в которой средний горст переходит в сферу образования левого грабена (сбросы 11—2 и 1—9—10) и перестает существовать. В правой части структуры живет только сброс 5 и образуется новый — 8, параллельные сбросу 2 и свидетельствующие об объединении обоих грабенов в один трапециевид-

ный блок, ограниченный сбросами 1 и 5. Последняя стадия эксперимента изображена на рис. 2, *d*. Здесь видно окончательное исчезновение периферических грабенов, затухание самых древних, наиболее удаленных от центра сбросов. Грабенообразование сосредоточено только в центре структуры, где грабен ограничен сбросами 10—12 и 11—2—13.

В той же работе Д. Б. Кьюррея описан опыт над моделью соляного купола меньшей площади и большей кривизны. В результате получен один срединный грабен проседания, но и здесь возраст сбросов в течение опыта омолаживается от периферии грабена к центру и крайне древние сбросы затухают к концу процесса грабенообразования.

Таким образом, кинематическая схема экспериментов Д. Б. Кьюррея состоит в следующем. По мере подъема ядра на начальных стадиях деформациям подвергаются обширные площади модели. При этом периферические части крыльев свода имеют максимальные углы наклона, где и возникают наиболее благоприятные условия для образования трещин. На последующих стадиях эксперимента, когда скорость отсыпки модельного материала превышает скорость подъема ядра, крылья структуры все более выполаживаются, в результате чего благоприятные условия для деформаций смещаются от периферии к центру, где еще ощущается воздействие глубоко погруженного диапира, приподымающего модельный материал, расположенный в непосредственной близости от оси модели, и образующего необходимые для скола углы наклона слоев. Периферические участки ведут себя как монолитные блоки с нулевыми углами наклона поверхности.

Первый вывод, который мы усматриваем из установленных Д. Б. Кьюрреем закономерностей деформаций на моделях диапировых структур, заключается в том, что по мере удаления кровли диапира от поверхности, т. е. по мере «утопления» ядра свода, сопровождающегося выполаживанием вверх по разрезу крыльев структуры, дизъюнктивные дислокации в своде смещаются все ближе и ближе к оси модели. Второй вывод заключается в том, что амплитуда сбросов уменьшается от поверхности растягиваемых слоев в направлении к кровле диапира, по приближении к которой сквозные сбросы затухают. Амплитуда других сбросов, падающих навстречу друг другу, также уменьшается книзу, поскольку перемещение материала по одному из них компенсируется перемещением последнего по другому сбросу. Третий вывод, необходимый нам для дальнейшего доказательства, заключается в том, что структура модели в вертикальном разрезе весьма характерна. Углы наклона крыльев структуры с глубиной резко увеличиваются от нулевых на поверхности до максимальных у кровли диапира. Этот вывод особенно важен, так как позволяет объяснить наиболее часто встречающиеся в природе примеры образования грабенов, обязанных своим происхождением сводам, которые, однако, не выражены геоморфологически или выражены в недостаточной степени. О такой особенности геоморфологии областей новейшего грабенообразования говорилось в начале статьи, где цитировались работы Ю. А. Зорина и Н. А. Флоренсова. Таким образом, экспериментальная модель Д. Б. Кьюррея отвечает наблюдающимся в природе закономерностям и поэтому должна заменить экспериментальную модель Г. Клооса, воспроизводящую процесс грабенообразования в сводах только в принципе. Экспериментальная модель Д. Б. Кьюррея, кроме того, позволяет установить последовательность дислокаций при грабенообразовании и эндогенную причину структурообразования, чем выгодно отличается от всех предшествующих, хотя и применена она ее автором для объяснения другого природного процесса — процесса грабенообразования при соляном диапиризме.

Выяснив на примере современных активизированных областей движущую причину тектонических процессов — внутримантийный диапиризм, обратимся к хорошо изученной геофизическими методами струк-

туре более древней тектонической активизации — Днепровско-Донецкому грабену, на примере которого можно обнаружить конкретные результаты мантийного диапиризма геологического прошлого, зафиксированные в мощностях осадков и форме дислокаций некогда ровной поверхности кристаллического основания.

Для восстановления характера дислокаций эпохи грабенообразования нами используется метод построения палеотектонических профилей для времени окончания формирования Днепровско-Донецкого авлакогена. Для большей — северо-западной его части — это конец девона, для крайней юго-восточной части, собственно Донецкого бассейна — это конец карбона. В более позднее время обе части структуры развивались как синеклизы, формировавшиеся унаследованно по отношению к структуре авлакогена.

Наличие достаточного количества сейсмических профилей ГСЗ, КМПВ и МОВ позволяет наблюдать процесс образования Днепровско-Донецкого авлакогена на различных стадиях интенсивности тектонического процесса, поскольку с северо-запада на юго-восток грабен увеличивается в ширину и глубину, имея зачаточную форму на северо-западе (район г. Чернигова) и постепенно превращаясь в крупную отрицательную структуру Донецкого бассейна на юго-востоке, которую многие тектонисты (Хаин, 1964, и др.) склонны считать разновидностью миогеосинклиналей. Таким образом, на примере образования Днепровско-Донецкого авлакогена мы имеем возможность проследить происхождение всего ряда тектонических структур от рудиментарного грабена до аналога геосинклинали.

Для западной большей части авлакогена породами, заполняющими структуру, являются девонские соленосные, отчасти карбонатно-терригенные образования, в Донецком бассейне девонские отложения имеют малую мощность, и эта часть авлакогена сложена почти полностью угленосной параллельной формацией карбона. При построении палеотектонических профилей выбирались поперечные пересечения авлакогена, на которых есть наблюдения сейсмическими методами ГСЗ, КМПВ и МОВ, с тем чтобы выявить характер дислокаций, начиная от поверхности и кончая верхними горизонтами мантии, где, собственно, и находятся источники интересующих нас поверхностных дислокаций.

На первичные сейсмические профили наносились скважины, вскрывшие кровлю девона. В тех местах, где скважины не достигали девонских отложений, их кровля устанавливалась расчетным способом. Затем границы кровли протягивались от площади к площади параллельно отражающим площадкам МОВ. Поверхность фундамента принималась такой, какой ее получили геофизики с помощью метода КМПВ. Границы Конрада и Мохоровичича автоматически снимались с геофизических профилей, принимая во внимание то обстоятельство, что максимальная интенсивность дислокаций имела место тогда, когда сформировались основные границы раздела коры, не претерпевшие существенных изменений в последующее время, характеризовавшееся затуханием тектонических процессов. За нулевую поверхность на палеотектонических профилях принималась реальная поверхность кровли девона, выявленная на первичных сейсмогеологических разрезах. Существуют различные взгляды на размер предкаменноугольного размыва девонских отложений, однако учесть его практически невозможно. В наших построениях вскрытый девон, по отношению к которому эта проблема затрагивается несколько ниже, участвует только на профиле Свидовец-Адамовка. На остальных профилях девонские отложения вскрыты лишь частично и в пределах крайних прибортовых участков южной и отчасти северной приразломной зон авлакогена, поэтому вопрос о величине размыва на этих профилях снимается автоматически. Мощности девона участвуют в построениях в том виде, в каком они представляются на сейсмогеоло-

гических профилях, однако они настолько велики (2—5 км), что масштабом размыва, по-видимому, можно пренебречь.

Все профили проходят по площадям с незначительным проявлением соляной тектоники, выраженном в строении соляных девонских тел в форме подушек или пологих куполов. Поэтому производились очень небольшие поправки на первичную форму залегания фундамента под районами, занятыми в настоящее время соляными телами. Эта форма оказалась в указанных участках почти прямолинейной. Соляные подушки на сейсмогеологических профилях разделяются участками с уменьшенными мощностями соленосного девона, обычно отделяющихся от первых разломами. При перенесении мощностей девона на палеотектонические профили эти разломы сохранились. В результате на палеотектонических профилях появились разделенные разломами крупные и мелкие депрессии и выступы в фундаменте (рис. 3).

Трассировка разломов глубже поверхности фундамента определялась, во-первых, их направлением на первичных геофизических профилях, которое совпало с направлением на профилях палеотектонических, а оно оказалось таковым, что все разломы падают от горстов, образованных поверхностью фундамента, в сторону разделяющих их депрессий. Таким образом, все разломы, которые зафиксированы геолого-геофизическими методами, оказались нормальными сбросами. Все сбросы на палеотектонических профилях четко разделяются на основные и сопутствующие. Основными являются те сбросы, которые на профилях ГСЗ отражаются в крупноамплитудных смещениях блоков земной коры на уровнях поверхностей фундамента, Конрада и Мохоровичича. Падение сместителей этих сбросов на всех профилях направлено к центру авлакогена. На рис. 3, а и 3, в выделяются четыре сброса мелкого заложения, падающие также к центру авлакогена (соответственно в «кустах» разломов 3 и 3 и 4), но являющихся сопутствующими сбросами, по типу — согласными. Все остальные мелкие сбросы падают в противоположную от центра авлакогена сторону навстречу основным разломам, до которых они протрассированы в соответствии с картиной деформаций блоков земной коры. Эти сбросы также сопутствующие, но по типу — антитетические. Сопутствующие сбросы (обоих типов) почти нигде не отражаются в разрывах поверхности Конрада, а тем более, Мохоровичича, за исключением самых нижних сопутствующих сбросов разломов 3 — на профиле 3, б и 1 — на профиле 3, г, которые значительно смещают поверхность Конрада. Все остальные сопутствующие сбросы смещают только блоки «гранитного» слоя. Иногда и у этих сопутствующих сбросов имеются свои сопутствующие сбросы 3-го порядка, и тогда эти последние падают в противоположную сторону, т. е. к центру авлакогена (рис. 3, б, 3 в — соответственно в «кусте» разломов 3 и 3 и 4). Некоторые из сопутствующих сбросов имеют отражение на геофизических профилях, особенно это касается сопутствующих сбросов у разломов 2 и 4 на профиле 3, г и в других случаях. Итак, трассировка основных и сопутствующих разломов ставилась в зависимость в первую очередь от наблюдаемых деформаций в поверхностях фундамента, Конрада и Мохоровичича. Исключение составляет профиль 3, а (Свидовец — Адамовка), на котором нет наблюдений методом ГСЗ, поэтому на этом профиле разломы трассируются в соответствии с отражением их в поверхности фундамента. Характер же дислокаций поверхности Конрада и Мохоровичича показан идеализированно в соответствии с общими тенденциями, наблюдающимися на остальных профилях.

Из рассмотрения палеотектонических профилей, характеризующих деформации эпохи грабенообразования, вытекают следующие выводы.

1. Степень нарушенности земной коры, максимальная у поверхности Земли, уменьшается с глубиной. Наиболее нарушен «гранитный» слой, который пронизан густой сетью основных и особенно сопутствующих

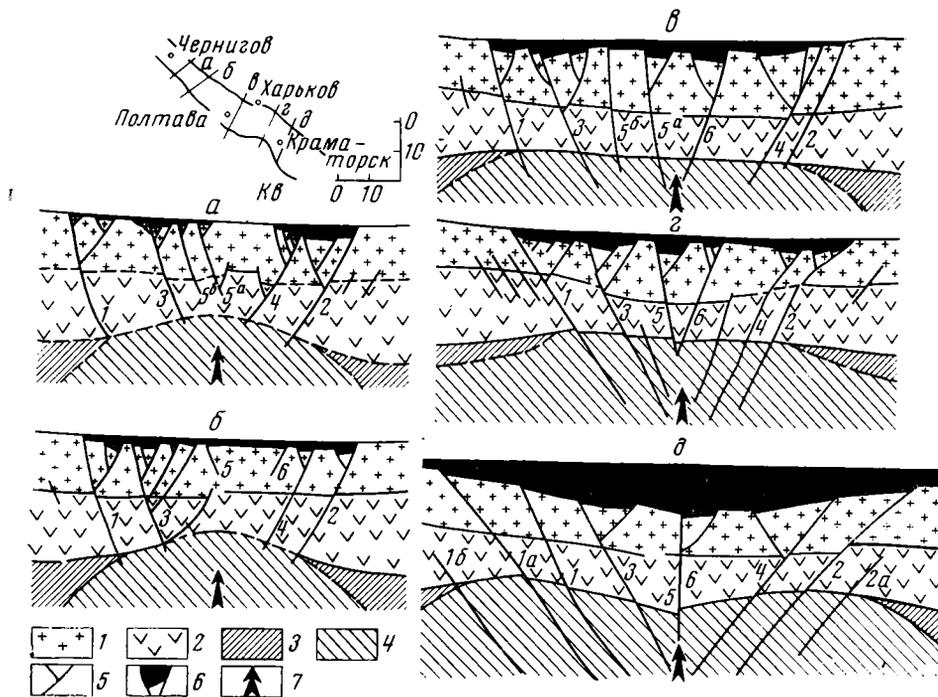


Рис. 3. Схема деформаций земной коры и верхних горизонтов верхней мантии в Днепровско-Донецком алакаогене для верхнего девона и в Донецком бассейне — для девона и карбона в сечениях, взятых по мере возрастания масштаба деформаций от района Кошелевского выступа до западных окраин Донецкого бассейна

1 — схема расположения профилей;

*a* — палеотектонический профиль для конца девона по линии Свидовец — Адамовка. Составлен на основе регионального сейсмического профиля такого же названия, выполненного методами КМПВ и МОВ, составители М. Г. Манюта, З. С. Каплун, Л. М. Мельник, А. А. Папкова, Р. А. Уханская.

Положение нижних границ «гранитного» и «базальтового» слоев нанесено ориентировочно по аналогии с положением последних на профиле Пирятин — Талалаевка и Киев — Гомель, находящихся в таких же тектонических условиях;

*б* — палеотектонический профиль для конца девона по линии Пирятин — Талалаевка, выполненный на основе соответствующего сейсмогеологического профиля, отработанного методами МОВ, КМПВ и ГСЗ, составители: М. И. Буцева, А. П. Гурин, Т. В. Чернышева, Р. А. Уханская;

*в* — палеотектонический профиль для конца девона по линии сейсмогеологического профиля Царичанка — Богодухов, выполненного методами МОВ, КМПВ и ГСЗ, авторы М. Г. Манюта, Л. М. Мельник, Л. М. Спихина, Т. М. Гоцалюк;

*г* — палеотектонический профиль для конца девона по линии соответствующего сейсмогеологического профиля Близнецы — Шевченково, отработанного методами ГСЗ, КМПВ и МОВ, который составили В. Б. Соллогуб, Н. И. Павленко, Т. В. Смелянская, Л. А. Хилинская, А. В. Чекунов, З. С. Каплун, А. Г. Паламарчук, Б. И. Куликовский, Л. А. Бойченко;

*д* — палеотектонический профиль для конца карбона по линии соответствующего сейсмогеологического профиля Ногайск — Константиновка — Сватово, который составили И. А. Гаркаленко, Н. И. Павленко, Т. В. Смелянская, М. Л. Левенштейн методами МОВ, КМПВ и ГСЗ.

Геологическая интерпретация деформаций земной коры и верхних горизонтов мантии выполнена В. И. Лукиновым, масштабы — горизонтальный и вертикальный одинаковые.

Обозначения в схеме:

1 — «гранитный» слой; 2 — «базальтовый» слой; 3 — верхняя мантия; 4 — разуплотненная зона верхних горизонтов мантийного вещества; 5 — разломы (сбросы); 6 — осадочный слой (соленосный верхнедевонский комплекс); 7 — стрелка, указывающая на направление движения диапирирующего вещества.

М — поверхность Мохоровичича, К — поверхность Конрада, Кв — Кошелевский выступ. Цифровые обозначения в схеме указывают на порядок возникновения разломов во времени

сбросов. «Базальтовый» слой нарушен значительно меньше, туда проникают только основные разломы, сопутствующие сбросы деформируют этот слой в исключительно редких случаях. И наконец, поверхности Мохоровичича достигают самые крупные основные разломы, а мелкие затухают еще в «базальтовом» слое.

2. Амплитуда смещения по разломам также максимальна у поверхности (до 5 км) и уменьшается с глубиной до нулевых значений у поверхности Конрада и особенно Мохоровичича, в связи с чем с глубиной увеличивается пликативный элемент в общей картине дислокаций.

3. С увеличением интенсивности тектонического процесса, выражающегося в увеличении мощностей осадков, расширении грабена и т. д., общая картина деформаций значительно упрощается, постепенно уменьшается количество сопутствующих сбросов, обычно создающих мелкую блокировку фундамента.

4. Под районом расположения грабена наблюдается утонение земной коры, за исключением территории Донецкого бассейна, под которым кора вновь увеличивается в мощности, по-видимому, из-за перемещения зоны растяжения в верхние слои верхней мантии. На уровне же коры происходит нагромождение деформирующегося материала.

Рассмотрим кинематическую схему образования Днепровско-Донецкого грабена в ее эволюционном развитии. На рис. 3 изображены пять палеотектонических профилей, расположенных, как уже указывалось, по мере нарастания тектонического процесса, приведшего к образованию Днепровско-Донецкого грабена, т. е. с северо-запада, от района Кошелевского выступа на юго-восток к Донецкому бассейну.

Наиболее показателен в отношении интересующей нас проблемы первый палеотектонический профиль (см. рис. 3, а), составленный на основе сейсмогеологического профиля, отработанного МОВ и КМПВ по линии Свиновец — Адамовка, расположенного в самой узкой и мелкой части Днепровско-Донецкого грабена. Палеотектонический профиль составлен по отношению ко времени завершения формирования авлакогена, т. е. к концу верхнего девона. Район, по которому проходит профиль, достаточно изучен. В центре профиля с некоторым смещением к северу располагается крупный Кошелевский выступ, в пределах которого девонские отложения отсутствуют. Севернее же и южнее этого выступа в глубоких впадинах фундамента девон представлен соленосными и вулканогенно-осадочными образованиями большой мощности (4—3 км). На докембрийских породах фундамента Кошелевского выступа залегают отложения верхнего визе. На сейсмогеологических профилях наблюдается выклинивание всех геофизически отбиваемых пластов внутри девонской толщи по приближении к своду указанного выступа, что свидетельствует о конседиментационном формировании этого выступа в течение девона и, возможно, в течение турне и раннего визе. Дополнительным свидетельством этого положения, на наш взгляд, является отсутствие нижних подразделений девонского разреза в Смоляжской скважине № 223, находящейся на северном погружении Кошелевского выступа. Этой скважиной вскрыт соленосный тип разреза, но базальная пачка представлена карбонатно-терригенными породами воронежско-евлановского горизонта небольшой мощности, которая составляет 80 м против 1000-метровой мощности этого горизонта в осевой части северной зоны погружения. Помимо отсутствия в скважине большой толщи указанного горизонта в ней нет также регионально распространенных в грабене отложений алатырского, семилукского, верхнешигровского, нижнешигровского и старооскольского горизонтов. Надо полагать, что указанные отсутствующие отложения были смыты с Кошелевского выступа до времени отложения верхней части воронежско-евлановского горизонта, т. е. Кошелевский выступ как область отсутствия девонских

осадков существовал еще в девоне и оставался таковым до позднелизской трансгрессии.

Существует, правда, мнение, что девон в Смоляжской скважине 223 контактирует с фундаментом по разлому, но в любом случае существование Кошелевского выступа в качестве крупнейшей положительной конседиментационной структуры в период формирования авлакогена никем не ставится под сомнение. Однако сам факт наличия выступа в девоне свидетельствует о большей правомочности нашей интерпретации характера залегания воронежско-евлановского горизонта на северном склоне Кошелевского выступа, который мы считаем трансгрессивным.

Таким образом, как показано на палеотектоническом профиле 3, а, в период формирования авлакогена в его осевой зоне возвышался обширный Кошелевский выступ, резко вздернутый над интенсивно погружающимися территориями, расположенными к северу и югу от него. Обращаясь для сравнения к рассмотренной выше модели Д. Б. Кьюррея, мы констатируем сходство общей картины деформаций на профиле Свидовец — Адамовка (рис. 3, а) и на начальной стадии опыта Д. Б. Кьюррея (рис. 2, в). В обоих случаях осадконакопление сосредоточено в краевых грабенообразных впадинах, разделенных срединным горстом. На профиле Свидовец — Адамовка нет наблюдений методом ГСЗ, но он находится в примерно одинаковых условиях с расположенными западнее и восточнее профилями Киев — Гомель и Пирятин — Талалаевка, на которых наблюдается значительное воздымание поверхности Мохоровичича и умеренное погружение поверхности Конрада, что и позволило по аналогии с этими профилями на данном профиле показать примерное положение границ М и К. Воздымание поверхности Мохоровичича интерпретируется нами как мантийный свод, возникший под влиянием глубже расположенного астенолита. Вообще же вся эта часть грабена содержит в разрезах девона огромные массы эффузивного и пирокластического материала магмы базальтового состава, в частности, на южном склоне Кошелевского выступа (Анисовская площадь) девон представлен полностью вулканогенной толщей, что свидетельствует о близком расположении базальтового астенолита. В расположенных юго-восточнее этой части грабена разрезах магматические образования в осадках девона содержатся в несравненно меньшем количестве.

Палеотектоническое построение позволило выделить внутри двух периферических грабенов осложняющие выступы более мелкого масштаба. В общем нумерация сбросов на рис. 3, а, по-видимому, соответствует времени их возникновения. Пронумерованы только основные сбросы, падающие к центру свода верхней мантии. Сопутствующие сбросы, компенсирующие погружение по основным сбросам, не пронумерованы и считаются одновременными с соответствующими основными. На рис. 2, а показаны также сбросы 5, а и 5, б, являющиеся, вероятно, недоразвитыми сбросами следующей стадии развития грабена, когда в процесс погружения вовлекается срединный горст кристаллического фундамента.

Следующий палеотектонический профиль, составленный на конец верхнего девона по материалам ГСЗ, КМПВ и МОВ по линии Пирятин — Талалаевка (рис. 3, б), несет на себе черты дальнейшего процесса развития обоих периферийных грабенов (сбросы 1, 3 и 2, 4), однако срединный горст умеренно погрузился по молодым сбросам 5 и 6, не достигнув, однако, амплитуды погружения в краевых грабенах, так же как и в первом случае осложненных менее значительными выступами фундамента, разделяющими в свою очередь эти грабены на более мелкие локальные впадины. Основное погружение оконтуривается краевыми сбросами 1 и 2, и эта фаза в развитии Днепровско-Донецкого грабена напоминает случай, изображенный на рис. 2с модели Д. Б. Кьюррея.

Следующие два палеотектонических профиля 3, в и 3, г — Царичан-

ка — Богодухов и Близнецы — Шевченково, составленные на основе данных ГСЗ, КМПВ и МОВ, в общем соответствуют последней стадии развития грабена проседания в модели Д. Б. Кьюррея (рис. 2, *д*). Общим моментом для них является преимущественное развитие центральных грабенов, образованных осевыми (5 и 6) и сопутствующими им сбросами. Периферические грабены несколько отстают в своем развитии.

Ключевой момент в понимании всего описанного процесса — факт постепенного выполаживания поверхности Мохоровичича от рис. 3, *б* к рис. 3, *в* и даже прогибания осевой ее зоны (рис. 3, *г*), что, наверняка, свидетельствует об участии самых верхних слоев верхней мантии в процессе прогибания Днепровско-Донецкого грабена. Очевидно, что диапир, вызывающий грабенообразное проседание коры и верхних слоев мантии, располагается ниже поверхности М и ниже того уровня, которого она достигает на профилях 3, *а* и 3, *б*.

Это еще более наглядно видно из следующего палеотектонического профиля Ногайск — Константиновка — Сватово (3, *д*), проложенного через северо-западные окраины Донецкого бассейна. Профиль составлен для времени, которое соответствует эпохе окончания формирования в Донбассе угленосной каменноугольной формации (С<sub>3</sub>).

Мы видели, что каждой стадии в развитии Днепровско-Донецкого авлакогена находилась эквивалентная стадия в опыте Д. Б. Кьюррея. Но на палеотектонических профилях вся земная кора охвачена процессом грабенообразования, а на профиле 3, *д* этим процессом охвачены и верхние горизонты верхней мантии. Форма антиклинальной складки, в своде которой образуется грабен, устанавливается только на уровне поверхности Мохоровичича, а на последних профилях ожидается ниже ее. Если бы геофизические методы дали возможность отбивать антиклинальную складку и кровлю внутримантийного диапира, то совпадение было бы полным. Но и косвенные данные позволяют нам сделать вывод о характере поведения внутримантийного диапира. На профилях 3, *а* и 3, *б* кровля мантии является активным диапирирующим телом, имеющим наиболее выпуклую форму с максимальными углами падения крыльев свода. Поверхность М не расчленена, в то время как поверхности фундамента и Конрада сильно дислоцированы. Кроме того, в пересечении профилем Свидовец — Адамовка имеет место, а в пересечении профилем Пирятин — Талалаевка предполагается наличие огромных масс эффузивно-пирокластического материала, что указывает на близость, а может быть, и на совпадение кровли базальтового диапира с поверхностью М. В юго-восточном направлении (профили 3, *в*, 3, *г*, 3, *д*) резко снижается содержание магматического материала в отложениях, а кровля мантии сначала выполаживается (рис. 3, *в*, 3, *г*), а затем и прогибается (рис. 3, *г*, 3, *д*), образуя такой же грабен проседания, как и кора на предшествующей стадии. Следовательно, диапир погружается в юго-восточном направлении и деформирует все более и более глубокие слои верхней мантии. Магматический материал из-за большой глубины источника задерживается по пути к поверхности. По мере погружения диапира, как и у Д. Б. Кьюррея, выполаживается поверхность М, которая на стадиях 3, *а*, 3, *б*, 3, *в* и 3, *г* может ассоциироваться с крыльями диапировой складки. При больших углах наклона крыльев стадии 3, *а*, 3, *б*, скальвающие напряжения, приурочены, как и у Д. Б. Кьюррея, к периферическим участкам складки, а осевая зона не подвергается деформациям и остается горстом.

При выполаживании общей складки, образованной поверхностью М, максимальное прогибание охватывает, как и у Д. Б. Кьюррея, все более центральные зоны авлакогена.

Как и в моделях Д. Б. Кьюррея, по мере «утопления» диапира складка, выраженная на наших профилях поверхностью М, выполаживается.

Сама тенденция развития грабена к более совершенной форме ведет к такому погружению диапира. Высокое положение складки можно ожидать только на начальных стадиях развития. Такие стадии можно наблюдать в областях новейшего грабенообразования (бассейн Рейна, Восточная Африка, Байкальский свод), в которых поверхностные своды, обнаруженные в свое время Эли де-Бомоном, Д. В. Грегори, Е. В. Павловским и другими геологами, обязаны, по-видимому, неглубокому залеганию базальтовых диапиров, крылья которых и представляют собой склоны тех гор, между которыми образуются парные системы грабенов.

При сравнении характера дислокаций в модели Д. Б. Кьюррея и на палеотектонических профилях Днепровско-Донецкого авлакогена мы обнаруживаем очевидное сходство в последовательности образования сбросов, хотя модель состоит из сыпучего материала, а реальная структура в основном из метаморфических пород. Чем объяснить такое сходство и тем самым обосновать правомерность сравнения обоих типов структур? Как на модели (рис. 2), так и на профилях (рис. 3), наиболее нарушены верхние, сильнее растянутые в результате непрерывного поднятия ядра диапира, горизонты. Разуплотняющее действие воздымающегося диапира совместно с воздействием собственного веса погружающихся в грабене пород создают бесконечное число вариантов для скальвающих нарушений в верхних частях земной коры. Возможно, что этому способствуют и постоянно действующие в направлении разуплотнения физико-химические процессы, облегчающие скальвающие деформации. Во всяком случае сглаженная картина деформаций фундамента, которую дает метод КМПВ, свидетельствует о довольно интенсивном дроблении верхних горизонтов земной коры. Истинная картина, по-видимому, намного сложнее. Поэтому кристаллические породы в условиях интенсивного и длительного растяжения, особенно если учитывать его колебательный характер, что отражается в тонкой ритмичности пород, образуют такие же трещины растяжения, как и обычный сыпучий материал. На уровне поверхностей К и М растягивающие усилия менее значительны, поэтому и крупные разломы в них встречаются реже. На этих уровнях можно ожидать образование мелких кливажных трещин, по которым происходят незначительные, создающие иллюзию пликативных, перемещения. Длительно существовавшие растяжения поверхностных горизонтов с постоянным обрушением по системам наклоненных сбросов пород создали утонение над диапиром земной коры, имеющей здесь форму «шейки».

По мере приближения к Донецкому бассейну грабенообразование охватывает горизонты верхней мантии, в которых образуются крупные разломы. Земная кора накапливается в грабене верхней мантии так же, как и осадочный слой в авлакогене на предыдущих стадиях его развития, чему и обязано увеличение мощности земной коры под Донецким бассейном.

Приведенные выше соображения, основанные на сравнительном анализе экспериментальных моделей Д. Б. Кьюррея и палеотектонических профилей Днепровско-Донецкого авлакогена, позволяют нам высказать убеждение, что процессы грабенообразования в замковых частях сводов существуют, но они сложнее, чем те, которые предполагались Г. Клоосом и его последователями.

Целью статьи было выяснение происхождения выступов фундамента, осложняющих, казалось бы, противоестественно, осевые зоны авлакогенов. Однако с точки зрения гипотезы сводового обрушения в варианте, который предложил для диапировых структур Д. Б. Кьюррей, такое расположение выступов вполне закономерно, почему и часто встречается в природе. Наличие у грабенообразных впадин таких выступов (Байкальская и Восточно-Африканская парные системы грабе-

нов, Пачелмский, Днепровско-Донецкий, Вилюйский, Вичитский, Западно-Техасский авлакогены) свидетельствует о зачаточной, рудиментарной форме разломных отрицательных структур этого класса в местах расположения соответствующих выступов. Наиболее развитыми разновидностями таких структур являются геосинклинали, в которые некоторые из авлакогенов переходят по простирацию (Вичита, Западно-Техасский, Днепровско-Донецкий).

#### Литература

- Арган Э. Тектоника Азии. М., ОНТИ, 1935.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
- Артюшков Е. В. Механизм крупномасштабных движений в недрах Земли.— В сб.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Белюсов В. В. О связи глубинных процессов с поверхностными.— В сб.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Боголепов К. В., Якишин А. Л. К современным представлениям об образовании впадин байкальского типа.— Геол. и геофизика, 1970, № 5.
- Богомолов Г. В., Конищев В. С., Макаревич В. Н. О механизме формирования Донецко-Припятского авлакогена.— Докл. АН БССР, 1972, т. XVI, № 4.
- Виллис Б. Проблема Мертвого моря (рифтовая или рамповая долина). ОНТИ, 1934.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов.— Геол. и геофизика, 1963, № 2.
- Зорин Ю. А. К вопросу о механизме образования впадин Байкальского типа.— Геол. и геофизика, 1966, № 8.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В сб.: Проблемы глобальной и региональной тектоники. М., «Наука», 1973.
- Кьюррей Д. Б. Образование грабенов на соляных куполах в условиях совместного проявления процессов осадконакопления и деформации.— В сб.: Вопросы экспериментальной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Магницкий В. А., Жарков В. Н. Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли.— В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., «Наука», 1970, № 7.
- Павловский Е. В. Впадина озера Байкал.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 2.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Флоренсов Н. А. Рифты Байкальской горной области.— В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., «Наука», 1970, № 7.
- Хашн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хашн В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7.
- Cloos H. Hebung — Spaltung — Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 1939, B. 30, H. 4A.

ВНИГНИ  
Москва

Статья поступила  
28 ноября 1972 г.

УДК 551.242.3 (470.67 + 479.24)

А. Н. ГАДЖИЕВ

**ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮЖНОГО ДАГЕСТАНА, СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА  
И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

Освещаются основные черты тектоники и истории тектонического развития Южного Дагестана, Северо-Восточного Азербайджана. Выделены тектонические ступени, разграниченные глубинными разломами. Делается вывод об идентичных условиях образования мезозойских структур Азербайджана и предгорного Дагестана. В работе рассматриваются некоторые закономерности тектонических движений, проявляющихся в пределах зон поднятий.

Южный Дагестан и Северо-Восточный Азербайджан составляют часть Предкавказского и, в частности, Терско-Каспийского передового прогиба.

Терско-Каспийский прогиб представляет собой обширную депрессию, выполненную мощной (7—15 км) толщей терригенных и карбонатных пород юрского, мелового, палеогенового и неоген-антропогенового возраста (Бурштар и др., 1966).

Изучение глубинного геологического строения рассматриваемого прогиба в течение длительного времени ограничивалось областью предгорий, где на дневную поверхность выходят коренные породы мезозойского возраста. Однако наиболее полное познание тектонической природы этого региона стало возможным лишь в результате широко поставленных геофизических работ, а также значительного объема глубокого разведочного бурения.

В настоящее время результаты геофизических исследований и глубокого бурения позволяют нам полнее охарактеризовать интенсивно дислоцированные породы мезозойского комплекса и воссоздать картину строения фундамента. Современный структурный план осадочного чехла Терско-Каспийского прогиба является результатом длительного процесса развития земной коры, сопровождавшегося подвижками блоков по разломам (Вихерт и др., 1966; Гаджиев, Мустафаев, 1968).

В пределах рассматриваемого региона и прилегающей морской акватории установлено существование древних нарушений и разломов двух направлений: субширотного и субмеридионального. Преобладающими являются субширотные разрывы, направление которых согласуется с генеральным простираем структур Альпийской складчатой области. Наиболее крупными из них являются Сиазанский разрыв, разграничивавший Терско-Каспийский передовой прогиб и геосинклиналь Большого Кавказа, и Главный Дербентский, которые на карте аномалий Буге прослеживаются в виде протяженной зоны с интенсивным увеличением градиента силы тяжести. Далее, к северо-западу, расположены Самурский и Гамриозеньский разрывы глубокого заложения, (рис. 1). По данным геолого-геофизических исследований, эти поперечные разрывы относятся к категории глубинных разломов, активно развивающихся на современном этапе и определяющих сейсмичность Предгорного Дагестана (Смирнова и др., 1972).

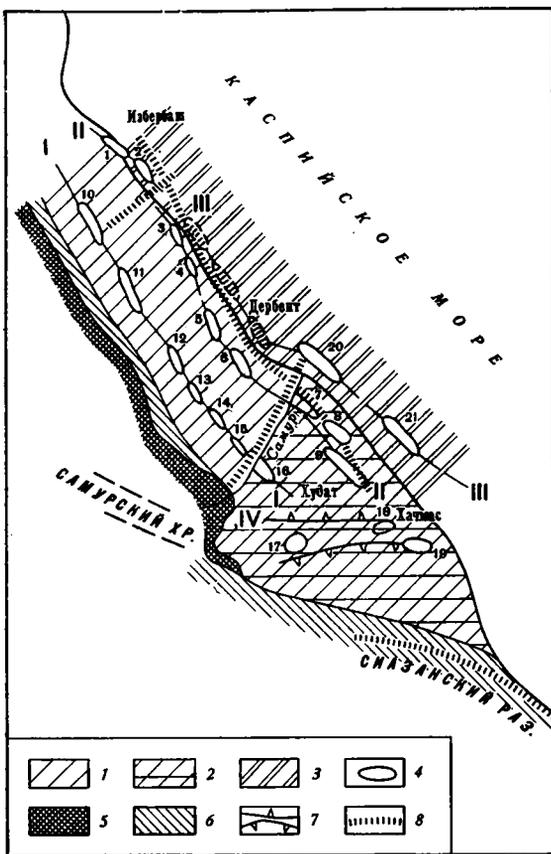


Рис. 1. Схема тектоники Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана

1 — южнодагестанская ступень; 2 — кусарская ступень; 3 — прибрежная ступень; 4 — антиклинальные поднятия: Восточная зона поднятий (II—II); 1 — Избербашское, 2 — Инчехское, 3 — Берикейское, 4 — Дузлакское, 5 — Даг. Огни, 6 — Хошмензильское, 7 — Сев. Яламинское, 8 — Юж. Яламинское, 9 — Худатское. Западная зона поднятий (I—I), 10 — Гашинское, 11 — Селлинское, 12 — Балхас-Хунукское, 13 — Экендильское, 14 — Аджиноурское, 15 — Ханджалкалинское, 16 — Имамкуликендское. Приморская зона поднятий (III—III), 20 — Яламоре, 21 — им. Алиева, 23 — Дербент-море. Кусары-Хачмасская зона поднятий (IV—IV), 17 — Кусарское, 18 — Хачмасское, 19 — Чархинское; 5 — выходы на поверхность юрских отложений; 6 — выходы на поверхность меловых отложений; 7 — поднятие фундамента; 8 — разломы

Юго-западный борт Терско-Каспийского передового прогиба имеет ступенчатое строение. При детальном рассмотрении всей обширной территории в целом, с учетом новейших данных комплексных геолого-геофизических исследований, ее удается расчленить на ступени или уровни разного порядка, формировавшиеся в течение значительного отрезка геологического времени: 1) южнодагестанскую тектоническую ступень; 2) кусарскую ступень (Кусаро-Дивичинский синклиорий); 3) прибрежную тектоническую ступень<sup>1</sup>.

Ниже рассматриваются основные черты тектоники каждой из этих ступеней в отдельности и их структурно-генетическая связь.

1. Предгорный Дагестан представляет собой тектоническую ступень и характеризуется относительно высоким гипсометрическим уровнем зеркала складчатости мезозойских отложений. С северо-востока эта ступень меридиональным Дербентским разломом граничит с прибрежной тектонической ступенью, являющейся составной частью Терско-Каспийского прогиба, на юго-западе крутой флексурой отделяется от высоко поднятой складчатой зоны Горного Дагестана.

На поверхности этой территории обнажена вся кайнозойская группа пород мощностью до 5 км. Мезозойские отложения (J—Cr), принимающие участие в строении Предгорной зоны, имеют сокращенную мощность — 2—3 км.

В пределах южнодагестанской ступени выделяются Восточный (Хошмензиль, Даг. Огни, Дузлак, Берикей и др.) и Западный (Аджиноур,

<sup>1</sup> Впервые выделена автором.

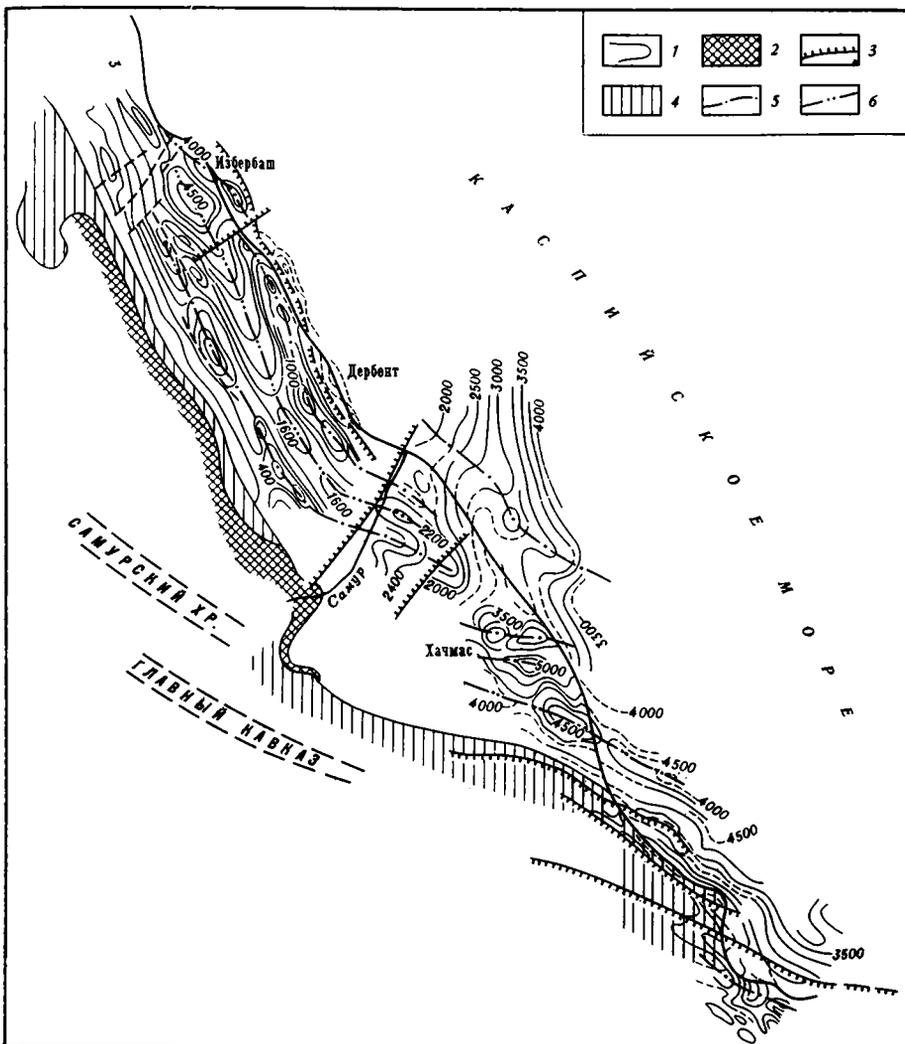


Рис. 2. Структурная карта по поверхности мела  
 1 — изогипсы поверхности мела; 2 — выходы на поверхность юрских образований;  
 3 — тектонические разрывы; 4 — выходы на поверхность меловых образований; 5 —  
 оси антиклинальных структур; 6 — оси синклинальных структур

Балхас-Хунук, Селли-Гаши и др.) антиклинальные пояса и разделяющий их центральный синклинальный пояс (рис. 2).

Антиклинальные зоны характеризуются развитием сравнительно однотипных антиклинальных поднятий с относительно пологими юго-западными и крутыми северо-восточными крыльями. Почти все антиклинали имеют в поперечном сечении коробчатую форму с широким сводом. Складки образуют единую, генетически взаимосвязанную цепь кулисообразно смещенных относительно друг друга антиклиналей.

В Предгорном Дагестане для структур также характерно смещение сводов поднятий с глубиной в северо-восточном направлении. Так, например, в пределах Хошмензильской структуры свод по средней юре смещен относительно верхнемелового на 1400 м к северо-востоку.

Здесь наряду с региональным уменьшением мощностей мезозойских отложений в северо-восточном направлении отмечаются глубокие палеоэрозионные размыты среднеюрских отложений, ингрессивное залегание

отложений баррема на байосских, майкопа на верхнемеловых и несоответствие структурных планов.

Комплексными геолого-геофизическими исследованиями установлено, что Восточная антиклинальная зона рассечена Главным Дербентским разрывом надвигового характера, в результате чего вся прибреж-

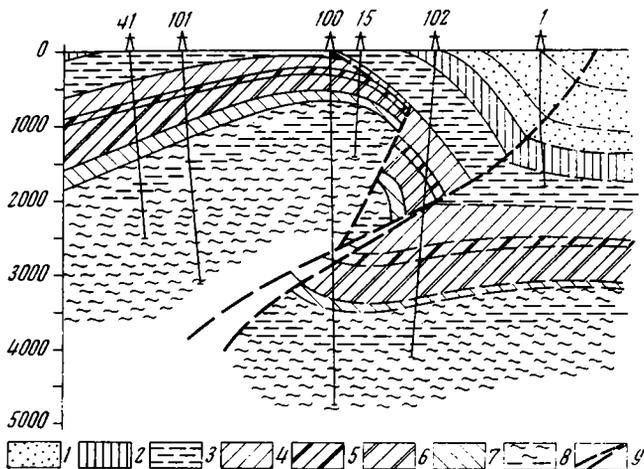


Рис. 3. Геологический профиль вкост Дузлакского поднятия  
Отложения: 1 — сарматские; 2 — караганские; 3 — чокракские; 4 — майкопской свиты; 5 — фораминиферовой; 6 — верхнего мела; 7 — нижнего мела; 8 — средней и нижней юры; 9 — тектонические разрывы

ная полоса представляет собой поднадвиговую зону. Например, в пределах Дузлакского поднятия, по данным глубокого бурения, сводовая часть структуры надвинута на северо-восточное крыло с амплитудой перемещения порядка 1000 м (рис. 3). Возможно, этот разрыв, простираясь в юго-восточном направлении, пересекает Яламинскую и Худатскую структуры, расположенные в пределах кусарской ступени.

2. Кусарская ступень представляет собой относительно опущенную зону. Здесь дневная поверхность слагается почти недислоцированными антропогенными отложениями. В пределах этого прогиба широко распространены плиоцен-миоценовые отложения, которые с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на породах самого различного возраста, от палеоценового до юрского включительно, и в значительной степени маскируют строение последних (см. рис. 2).

Кусарская ступень с северо-запада крупным Самурским поперечным разломом граничит с южнодагестанской ступенью, на юго-западе она ограничена сиазаньским надвигом. На северо-восток она раскрывается в сторону Каспия (Хаин, 1964).

По миоцен-плиоценовым отложениям ступень имеет региональный наклон на северо-восток и на фоне моноклиналиного погружения слоев выделяются структурные выступы. По палеогеновым и мезозойским отложениям здесь выделяются Кубинский и Зейхурский гемисинклинальные прогибы, разделенные Кусары-Хачмасской погребенной зоной поднятий, являющейся ветвью Бокового хребта.

Для этой зоны также характерны глубокие палеозоэрозийные размывы среднеюрских отложений, трансгрессивное залегание отложений миоцена на байосских и несоответствие структурных планов разновозрастных комплексов. Структурные соотношения между мезозойскими и кайнозойскими комплексами неодинаковы и определяются степенью проявления складчатых движений в различные этапы альпийского тектогенеза. Юго-восточное окончание Кусары-Хачмасской зоны поднятий прослежено в пределах морской акватории, где по данным гравиметрии выделен ряд локальных аномалий силы тяжести.

В крайней северо-восточной части кусарской ступени было выделено Ялама-Худатское поднятие кристаллического фундамента, выраженное:

одноименным региональным максимумом силы тяжести. Это поднятие изображалось на схемах в виде выступа, воздымающегося в северо-восточном направлении и разделяющего Предкавказский прогиб на два прогиба второго порядка. Предполагалось, что Ялама-Худатский выступ является продолжением Среднекаспийского сводового поднятия (массива) энигерцинской платформы (Цимельзон, 1970). Поэтому некоторые исследователи считали, что в северо-восточном направлении в сторону моря происходит в целом уменьшение мощностей отложений мезозоя.

Результаты новейших геофизических исследований по прибрежной полосе, которые изложены ниже, существенно изменили ранее имевшиеся представления и позволили представить в ином аспекте некоторые вопросы тектоники юго-западного борта Терско-Каспийской впадины.

Отличительными особенностями структурных форм кусарской ступени являются уменьшенная мощность мезозойских отложений, расплывчатые очертания структур и т. д. Поднятия пологие, размеры их небольшие. Эти складки вверх по разрезу постепенно затухают.

3. Прибрежная тектоническая ступень охватывает шельфовые зоны Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана. Эта часть Каспийского моря в связи с перспективой нефтегазоносности мезозойских отложений представляет большой практический интерес и подвергалась подробному геолого-геофизическому изучению.

Здесь установлен обширный протяженный (около 200 км) прогиб, являющийся составной частью Терско-Каспийской впадины. На фоне общего его прогибания, в пределах юго-западного борта прогиба, неравномерно развивались локальные поднятия. Последние выявлены и подготовлены к глубокому бурению вблизи берегов Дагестана (Избербаш, Инче-море, Дербент-море) и Азербайджана (Ялама-море, им. Алиева). Эти поднятия составляют единую самостоятельную Приморскую антиклинальную линию, о существовании которой имелись различные мнения. Отдельные поднятия представляют собой куполовидные пологие структуры, с размерами 15×7 км. Помимо того, встречаются недоразвитые структуры, имеющие различные морфологические формы (выступы, террасы и т. д.)

По результатам гравиметрических исследований отмечается, что отдельные брахиантиклиналы сгруппированы в пределах крупных поднятий. Так, например, поднятия Избербаш и Инче-море соответствует единый крупный максимум. Возможно, что складки Избербаш и Инче-море по юрским отложениям объединены в одну. Не исключено при этом, что по меловым и палеоген-миоценовым отложениям они являются самостоятельными поднятиями.

В плане центральная сводовая часть юрской складки расположена на суше (Избербаш), а Инче-море соответствует юго-восточному периклинальному окончанию юрского поднятия. Таким образом, результаты гравиметрических исследований, вопреки существующему мнению о закономерном подъеме мезозойских отложений к югу от Избербашской структуры (Галин и др., 1971), указывают на обратное явление в пределах зоны поднятия Избербаш — Инче-море. Нарушение отмеченной закономерности можно объяснить наличием Гамриозеньского поперечного разрыва, по которому наблюдается значительное смещение отдельных блоков как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях.

В пределах указанной антиклинальной линии с глубиной происходит смещение сводов поднятий к юго-западу. Плиоцен-миоценовые структуры смещаются, как правило, к востоку в связи с региональным нарастанием мощностей в этом направлении. К северо-востоку от зоны поднятий Избербаш — Инче-море впервые выделяется протяженный прибрежный Дагестанский минимум, обусловленный, по-видимому, краевым прогибом. Здесь в отличие от зоны поднятий миграция прогибов с глубиной происходит в обратном направлении — к северо-востоку (в сторону плат-

формы). Между отмеченными зонами максимумов и минимумов отмечается гравитационная ступень, обусловленная тектоническим нарушением, являющимся, возможно, северо-западным продолжением регионального Главного Дербентского разрыва надвигового характера. По количественным расчетам, угол падения плоскости нарушения составляет 30—40°, с падением на юго-запад.

Следует отметить, что вышеуказанный региональный прогиб вблизи Дербента значительно сужается в связи с проявлением здесь одноименного крупного максимального выступа. На фоне этого максимума выявлен ряд локальных аномалий, обусловленных мезозойскими поднятиями.

Исследуемая зона поднятий, протягиваясь в юго-восточном направлении, довольно четко прослеживается вблизи побережья Северо-Восточного Азербайджана. Здесь, по данным сейсморазведки, в мезозойских отложениях выявлены обособленные поднятия Ялама-море и им. Алиева. Последнее представляет собой куполовидную пологую структуру с размерами 15×8 км. Это поднятие пологой террасой отделяется от поднятия Ялама-море. Северо-западная периклинальная часть поднятия Ялама-море, возможно, расположена в дельте р. Самур. В пределах исследуемой зоны поднятий с глубиной происходит смещение сводов в северо-восточном направлении. По плиоценовым отложениям они представляют собой единую валообразную зону поднятий. Последняя отделяется от Средне-Каспийского свода глубоким прогибом, выполненным кайнозойскими и мезозойскими отложениями. Сейсмическими исследованиями охвачен в основном юго-западный борт прогиба, представляющий собой региональную моноклиаль с локальными осложнениями. Здесь в северо-восточном направлении, в сторону платформы, по данным сейсмических исследований, отмечается увеличение мощности отдельных стратиграфических единиц мезозойского комплекса отложений. Поэтому некоторые исследователи считают, что Махачкалинская депрессия не замыкается на небольшом расстоянии от берега, как это предполагалось ранее, а продолжается, по всей вероятности, в пределах Ялама-Худатского побережья (Гаджиев, Гулиев, 1968; Цимельзон, 1970).

Таким образом, комплексными геолого-геофизическими исследованиями в прибрежьях рассматриваемого региона выделена крупная зона прогиба, отделяющая северо-восточный склон Большого Кавказа от эпигерцинской платформы. Юго-западный борт этого прогиба совместно с Приморской антиклинальной линией представляют собой, по-видимому, самостоятельную тектоническую ступень, ограниченную с запада Главным Дербентским разрывом.

Интересно отметить, что в пределах Приморской антиклинальной зоны смещения сводов поднятий с глубиной подчиняется определенной закономерности, выражающейся в том, что в северо-западной части, в пределах поднятий Изербаш—Инче-море, смещение происходит в юго-западном направлении, а в юго-восточной части (Ялама-море, им. Алиева) наблюдается обратное явление. Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что в пределах Приморской антиклинальной зоны действовали усилия, действующие на разные части зоны в противоположных направлениях, в результате чего образовались осевые разрывы, изменились углы падения, направления опрокидывания слоев, а также смещение сводов поднятий.

При рассмотрении морфологических особенностей и условий тектонического развития мезозойской складчатости Южного Дагестана и Кусары-Дивичинского прогиба наблюдается определенное сходство.

Характерной особенностью строения структур Кусаро-Дивичинского прогиба и Предгорного Дагестана является структурная этажность, выражающаяся в том, что в одних и тех же складках на стратиграфически разных уровнях слои горных пород дислоцированы различно.

Нижний структурный этаж охватывает терригенный комплекс юры, средний — терригенно-карбонатные толщи мела и верхний — терригенные отложения палеоген-миоценового комплекса. Плиоценовые отложения слагают следующий этаж, отражающийся на поверхности в антропоновых отложениях. Наблюдается резкое несоответствие структурных планов меловых отложений.

Наряду с отмеченными общими тектоническими особенностями рассматриваемых районов наблюдается также различие в их тектоническом развитии. Так, например, если в пределах Южного Дагестана происходит воздымание поверхности зеркала мезозойской складчатости в юго-восточном направлении, то в Северо-Восточном Азербайджане наблюдается обратная картина.

Отличительной особенностью складок рассматриваемых областей, сформировавшихся в обстановке геосинклинального режима, является их сильная нарушенность разрывами, линейность, непрерывность развития, неодинаковая степень развития антиклиналей и синклиналей и большая мощность мезозойского комплекса пород.

История тектонического развития Северо-Восточного Азербайджана и Южного Дагестана находится в тесной взаимосвязи с общим развитием Кавказского складчатого сооружения (Галин, 1968; Сорский, Шолпо, 1962). Вся мезозойская складчатость Предкавказья, в целом Северо-Восточного Азербайджана и Дагестана, в частности, развивалась прерывисто-непрерывно, одновременно с развитием зон глубинных разломов, на фоне общего вертикального роста складчатого сооружения.

Следует отметить, что основные структурные уровни, отличающиеся различными морфологическими типами складчатости, формировались в результате сложных тектонических преобразований, происшедших в течение мезокайнозойского времени.

Некоторые исследователи — А. А. Сорский (1962), В. Л. Галин (1968) — считали, что в течение отдельных этапов этой истории не возникло какой-либо более или менее заметной тектонической дифференциации, которая отвечала бы распределению современных антиклиналей и синклиналей.

В антиклинальных складках исследуемого региона отложения юры и нижнего мела глубоко размыты или частично срезаны позднейшими эрозийными процессами.

Хотя геосинклинальное развитие исследуемой зоны в различных ее отрезках протекало различно, но начальные этапы характеризовались выдержанностью условий осадконакопления. В начале юры только были заложены основы будущих позднеюрских и меловых прогибов. В это время и в поздней юре намечались контуры основных положительных и отрицательных структур.

Рассматриваемая территория к концу киммеридж-титона испытала общее поднятие, и были сформированы мелкие складчатые структуры на крайнем юго-востоке.

По мнению И. А. Конюхова (1956), П. И. Куприна (1959), в мальмнеокомское время существовало два параллельных структурных вала, располагавшихся вдоль современных Западной и Восточной антиклинальных зон.

Анализ имеющихся фактических геолого-геофизических материалов с учетом новых данных глубокого разведочного бурения показывает, что в предгорьях Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана в мальмнеокомское время проходила тектоническая дифференциация на зоны поднятий и опусканий. Наиболее отчетливо выделялись Кусары-Хачмасская, Восточная и Западная зоны. Последние довольно четко прослеживаются в пределах Северо-Восточного Азербайджана. С началом мелового периода контрастность вертикальных движений резко усиливается.

В рассматриваемом регионе барремские отложения со значительным стратиграфическим перерывом и угловым несогласием залегают (в основном в прибрежной зоне) на среднеюрских слоях.

Нижнемеловое время характеризуется, как уже указывалось, постепенным развитием трансгрессии морского бассейна. В валанжин-готеривское время трансгрессия распространилась лишь на территории горных зон Дагестана и Азербайджана, а низменные районы, в пределах которых сохранялся верхнеюрский палеогеографический план, представляли собой единую юрскую (Каспийскую) суши. К западу от этой суши распространены карбонатные отложения с весьма незначительными прослоями глинистого или алевропесчаного материала. Анализ распределения мощностей и литофаций отложений нижнего мела показывает, что к началу раннего мела на исследуемой территории отмечались унаследованные от верхней юры прогибы: Зейхурский и Южно-Дагестанский. Последний в нижнемеловую эпоху испытывал устойчивое прогибание и расширялся в северо-восточном направлении, в связи с чем Западная антиклинальная зона Дагестана превращается в область седиментации с готерива, а Восточная — с баррема.

В неокомское время поднятия сменились опусканиями и берег моря располагался вдоль северо-восточного крыла современной Восточной антиклинальной зоны.

В барремском веке на территории Восточного Предкавказья происходят существенные изменения в палеогеографической обстановке. В результате интенсивного развития трансгрессии области Северо-Восточного Азербайджана и Южного Дагестана в начале барремского века оказываются занятыми морем.

Граница распространения отложений апта проходит несколько северо-восточнее границы распространения барремских отложений. Условия нижнеаптского осадконакопления в Южном Дагестане и Северо-Восточном Азербайджане резко различны. В Дагестане переход от баррема к апту выражен монотонной глинистой толщей, в Северо-Восточном Азербайджане (Ялама, Худат) аптские отложения с резким угловым несогласием с конгломератами в основании залегают на различных слоях баррема. В сводовых частях структур песчано-глинистые отложения баррема оказались размытыми.

В альбское время происходило некоторое расширение трансгрессии моря в сторону Каспийской суши. Характер изменения мощностей аптальбских отложений в районах Худата, Яламы, Хошмензила и др. свидетельствует о том, что поднятия, оформившиеся еще в барреме, продолжали унаследованно развиваться в апте.

В Ялама-Худатской зоне отложения альба оказались частично размытыми в сводовой части брахиантиклинали и затем трансгрессивно перекрылись отложениями верхнего мела.

Таким образом, стратиграфические, а местами угловые несогласия указывают на обособленность структурного этажа, сложенного нижнемеловыми отложениями.

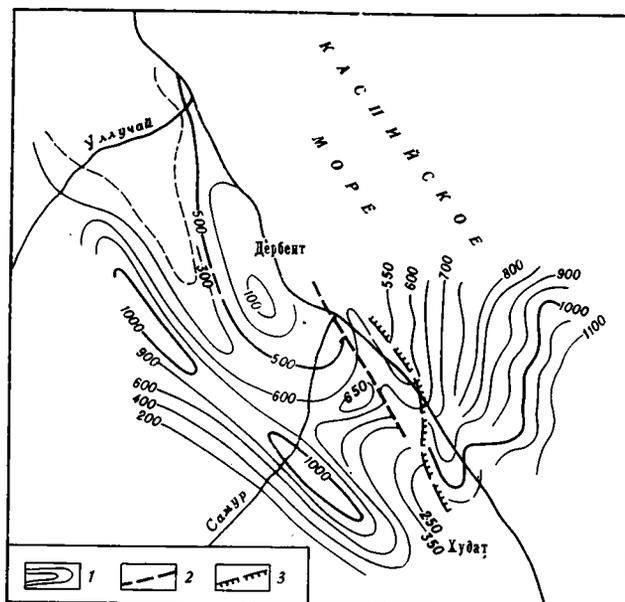
Анализ распределения суммарных мощностей нижнего мела в пределах Северо-Восточного Азербайджана и Предгорного Дагестана позволяет наметить основные зоны прогибания и поднятия.

Следует оговориться, что из-за недостаточности данных о мощностях нижнемеловых отложений отдельные участки крупных зон прогибов выделялись путем экстраполяции. По распространению суммарных мощностей отложений нижнего мела видно, что участки с наибольшей мощностью нижнемеловых отложений приурочены к современным синклинальным зонам (Зейхурской, Каранайаульской и др.).

Крупные геантиклинальные зоны в целом соответствуют современным крупным антиклиналям. Ялама-Худатская и Восточная антиклинальные зоны довольно четко выделяются изопакитами 100, 150, 200 м.

В раннемеловое время юго-восточное окончание осевой зоны Большого Кавказа и юго-восточная ветвь Бокового хребта (Кусары-Хачмасская зона) представляли собой подводные барьеры, значительно влияющие на характер распределения мощностей (Белоусов, 1962; Гаджиев, 1968).

Рис. 4. Карта суммарных мощностей верхнемеловых отложений 1 — изопахиты отложений верхнего мела; 2 — тектонические нарушения; 3 — региональные разрывы



Резкий перепад мощностей нижнемеловых отложений в пределах Восточной антиклинальной зоны и Северо-Восточного Азербайджана указывает на наличие здесь регионального продольного конседиментационного тектонического разрыва, существовавшего еще в раннемеловое время. В то время также существовал поперечный Самурский разрыв (разлом), разграничивающий две соседние области.

На карте суммарных мощностей нижнего мела наряду с продольной наблюдается также поперечная дифференциация, обусловившая распадение крупных зон поднятий на отдельные участки с меньшей мощностью.

Структурный и палеогеографический анализ показывает, что к концу раннего мела наряду с существовавшими дизъюнктивными нарушениями зарождались новые нарушения близдолготного направления, определявшие распределение литофаций и мощностей осадков позднего мела.

К началу позднего мела происходит общая регрессия моря и осушается большая часть исследуемого региона, после чего происходит трансгрессия сеноманского моря, охватывающая всю территорию Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана. К началу сеноманской трансгрессии Каспийская суша оказалась сильно пенепленизированной.

Верхнемеловое время характеризуется однообразными условиями осадконакопления. На исследуемой территории в верхнемеловое время происходило накопление преимущественно карбонатных осадков — известняков, мергелей и известковистых глин.

В течение турон-коньякского времени в предгорной зоне Азербайджана накапливались конгломераты, основными компонентами которых являются зоогенные известняки мальм-неокома и темно-серые глинистые сланцы доггера. В Присамурской зоне в это время накапливаются пелитоморфные известняки и мергели.

С начала верхнего турона до конца мелового периода вновь преобладают нисходящие тектонические движения. Большинство складок исследуемого региона до конца мелового периода развивалось конседиментационно, без существенного изменения предверхнетуронского структурного плана.

Наличие угловых и азимутальных несогласий между палеоценовыми и верхнемеловыми отложениями свидетельствует о складкообразовательном характере предпалеоценовых движений, которые привели к образованию субмеридионально ориентированных складок в прибрежной части Каспия. Мощность верхнемеловых отложений меняется от 1000 до 100—250 м. Максимальные ее значения тяготеют к районам известнякового Дагестана и Зейхурского прогиба, минимальные — отмечаются в пределах Восточной антиклинальной зоны и Ялама-Худатского поднятия (рис. 4).

Как видно из карты суммарных мощностей, в верхнемеловое время поперечный Самурский разлом затушеван, юго-восточное же продолжение Главного Дербентского продольного разлома довольно интенсивно проявляется.

В сводах отдельных структурных поднятий (Худатское, Карабудахкендское и др.) наблюдается несогласное залегание различных свит палеоген-миоцена на размытых поверхностях кампанского, сантонского и туронского ярусов.

Следует отметить, что если в северной части рассматриваемого региона наблюдается последовательная смена кайнозойских и меловых отложений, то в юго-восточном направлении из разреза постепенно выпадают как палеоген-нижнемиоценовые, так и верхнемезозойские отложения.

Накоплению миоценовых осадков предшествовал перерыв.

Анализ контактов разновозрастных слоев показывает, что положение поверхности несогласия между мезозойскими и кайнозойскими комплексами отложений проходит не везде на одном стратиграфическом и гипсометрическом уровнях. Тем не менее трансгрессивное и локальное несогласия в юго-восточном направлении, в сторону погружения складчатых зон, в прибрежной полосе Северо-Восточного Азербайджана сменяются рассеянными (дисперсными) несогласиями.

Большинство крупных продольных структурных элементов юго-восточного окончания Большого Кавказа характеризуется существенными изменениями вдоль своего простираия. Мезозойский структурный план здесь подвергся значительной нивелировке, что обусловило достаточно четкое проявление наложенной миоценовой складчатости нового антикавказского простираия. Аналогичные соотношения наблюдаются также между миоценовыми и плиоценовыми структурами, которые образовались в результате последующих тектонических подвижек, возникших внутри геосинклиальной зоны (Хаин, 1964).

Анализ геолого-геофизического материала позволяет предположить, что проявление этих тектонических движений подчиняется определенной закономерности, выражающейся в том, что в юго-восточном направлении происходит миграция поперечных антиклиналей антикавказского простираия.

Таким образом, история геотектонического развития территории Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана довольно четко отображает сложную картину геосинклиального режима Терско-Каспийского передового прогиба.

Анализ морфологических особенностей структур и литофаций мезозойских отложений Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана показывает, что на различных этапах формирования передового прогиба строение отдельных тектонических элементов испытывало значительные изменения и перестройки. Здесь в строении структур прини-

мают участие мезокайнозойские породы, причем развитие различных стратиграфических комплексов неодинаково.

Следует отметить, что генетическое различие рассматриваемых тектонических областей (ступеней) выражено не только в особенностях формирования осадочного чехла каждой из них, но и обусловлено, по-видимому, структурными особенностями консолидированной коры (фундамента).

Сравнительный анализ геологического строения и истории геотектонического развития мезозойских отложений Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана свидетельствует о том, что режим и направленность тектонических движений, палеогеографические условия накопления осадков в исследуемом регионе на протяжении юрского, нижнемелового и отдельных этапов верхнемелового периодов были весьма близки.

Одновозрастные литолого-стратиграфические ярусы мела характеризуются развитием однотипных пород коллекторов, идентичным литологическим составом региональных покровов, а также близким характером изменения общих мощностей.

Выявление в Предгорном Дагестане ряда нефтяных месторождений в терригенно-карбонатных отложениях мела, широкое распространение последних в Северо-Восточном Азербайджане говорит о необходимости всестороннего изучения поднадвиговой зоны Восточной антиклинальной зоны и прилегающей прибрежной полосы как возможного объекта, к которому могут быть приурочены крупные залежи нефти и газа.

#### Литература

- Белюсов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Буриштар М. С., Бизнигаева А. А., Гасангусейнов Г. Г., Знаменский В. А., Максимов С. П., Пустильников М. Р., Коротков С. Т.* Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа.— «Недра», 1966.
- Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И.* Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа. «Недра», 1966.
- Гаджиев А. Н., Мустафаев С. И.* Тектонические и стратиграфические несогласия и условия их образования в мезокайнозойских отложениях ЮВ Кавказа.— Нефть и газ, 1968, № 12.
- Гаджиев А. Н.* Новые данные о тектонике юго-восточного погружения Куркачидагского антиклинория. Нефть и газ, 1968, № 3.
- Гаджиев А. Н., Гулиев Г. А.* О тектонике акваторий Присамурской зоны в свете новых геолого-геофизических данных.— Азерб. нефт. х-во, 1968, № 12.
- Галин В. Л.* Основные этапы геотектонического развития и возраст складчатости Дагестана. В сб. «Новые данные о нефтяной геологии, гидрогеологии, геотермии и геофизике Центрального и Восточного Кавказа», № 29, «Недра», 1968.
- Галин В. Л., Гасангусейнов Г. Г., Шарафутдинов Ф. Г.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности площади Инче-море в Дагестане.— Нефтегаз. геол. и геофизика, 1971, № 2.
- Григорьянц Б. В., Хаин В. Е.* Наложенная складчатость в геосинклинальных областях и некоторые условия ее образования.— Изв. Высш. учебн. завед., Геол. и разв., 1958, № 12.
- Конюхов И. А.* История развития Дагестана в мезозойское время.— Уч. зап. МГУ, вып. 176, 1956.
- Куприн П. Н.* Нефтегазоносность Восточной антиклинальной зоны Дагестана — В сб. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». Тр. КЮГЭ АН СССР, вып. 4, 1959.
- Смирнова М. Н., Галин В. Л., Бражник В. М.* Глубинное строение Предгорного Дагестана в связи с перспективами нефтегазоносности.— Сов. геология, 1972, № 6.
- Сорский А. А., Шолпо В. Н.* — Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Цимельзон И. О.* Связь тектоники осадочных отложений Азербайджана с глубинной структурой земной коры.— Геотектоника, 1970, № 5.

УДК 551.243.4(479.2)

А. Л. КНИППЕР, С. Д. СОКОЛОВ

**ПРЕДВЕРХНЕСЕНОНСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ  
МАЛОГО КАВКАЗА**

Предполагается, что в юрско-неокомское время на территории Малого Кавказа существовала область, характеризовавшаяся океаническим типом строения земной коры. Раздавливание этой впадины (Тутхунская зона) в конце неокома привело к формированию тектонических покровов, сложенных серпентинитовым меланжем. Тектонические сжатия, охватившие эту территорию в верхнем мелу, также сопровождались образованием офиолитовых тектонических покровов, разрушение которых во время их движения привело к накоплению олистостромового комплекса. Выделяются два тектонических покрова: нижний — Ипякский (серпентинит-габбровый) и верхний — Нагдаллинский (эффузивно-радиоляритовый).

Одна из кардинальных проблем геологии Севано-Акеринской зоны — вопрос возраста и тектонического положения пород офиолитового комплекса. Согласно традиционной точке зрения, ведущей свое начало от работ К. Н. Паффенгольца (1929, 1934) и поддержанной в дальнейшем В. П. Ренгартемом (1959) и Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964, 1966) время образования его эффузивно-радиоляритовой серии относится к турону (К. Н. Паффенголец) или нижнему сенону (Э. Ш. Шихалибейли), а ультраосновные породы и сопровождающие их габбро в виде магматических интрузий внедрились в этот геосинклинальный комплекс осадков в конце сантонского века (Э. Ш. Шихалибейли) или же в верхнем эоцене (К. Н. Паффенголец).

Однако уже давно некоторые исследователи этой части Малого Кавказа указывали на наличие обломков пород офиолитовой ассоциации в песчаниках и конгломератах сеномана и нижнего сенона, что, по мнению Э. Ш. Шихалибейли (1964), говорит о присутствии в этом районе еще одной, но уже докембрийской офиолитовой серии, или же о сносе офиолитового материала из складчатых сооружений Большого Кавказа (Паффенголец, 1934). Из геологической литературы можно было понять, что речь идет об единичных и весьма редких, экзотических обломках. Эта точка зрения, которую можно назвать традиционной для геологов, изучающих и изучавших эту часть Малого Кавказа, чрезвычайно широко распространена, и любая другая точка зрения на возраст и тектоническое положение пород офиолитового комплекса воспринимается как бездоказательная спекуляция, не имеющая под собой фактической основы.

Однако такая трактовка геологической истории Севано-Акеринской зоны вступает в разительное противоречие с имеющимся фактическим материалом. В последние годы нашими исследованиями было показано, что внутри этой части Малого Кавказа располагается мощный олистостромовый комплекс, обломочная часть которого состоит преимущественно из пород офиолитовой ассоциации (Книппер, 1971<sub>1</sub>, 1971<sub>2</sub>, 1973; Азизбеков и др., 1973; Соколов, 1974). Внутри олистостромы офиолиты слагают местами до 100% ее обломков и зачастую формируют протя-

женные и мощные пакеты почти бесцементных конгломерато-брекчий. Олистостромовая серия распространена здесь повсеместно и легко картируется от верхнего течения р. Тертер на севере до Лысогорского перевала и села Алджанлы на юге.

На всем этом протяжении олистострома с постепенным переходом располагается на глинистых сланцах и песчаниках альба — сеномана и в ряде мест несогласно кроется верхнесантонскими и кампанскими известняками и мергелями. Этим, собственно говоря, ограничиваются возрастные рамки олистостромового комплекса, хотя мы не исключаем возможности более узкой его возрастной датировки (например, верхи сеномана — туронский ярус) и возможности скользящего возрастания границ по простиранию структуры.

Характеристика некоторых разрезов олистостромового комплекса уже давалась нами ранее (Книппер, 1971<sub>2</sub>; Азизбеков и др., 1973; Соколов, 1974). В дополнение к этим данным приведем краткое описание еще двух разрезов, отстоящих друг от друга на расстояние в 60 км. Первый из них находится на правом берегу Окичучая (нижнее течение р. Тутхун), а второй расположен к северу от г. Сарыбаба (р-н г. Лачина).

В основании разреза р. Окичучай (к востоку от развалин Излубулах) вскрыта толща флишеидного переслаивания песчаников и алевролитов, видимая мощность которой достигает 300 м. Эти породы вверх по разрезу сменяются пачкой тонких глинистых сланцев, чередующихся с пластами песчаников, в которых рассеяна редкая, хорошо окатанная галька и небольшие валуны кремнистых известняков и кремней (титон — валанжин), мергелистых сланцев (альб?) и карбонатизированных ультраосновных пород. Максимальная величина валунов достигает размера 10—15 см. Мощность этой части разреза 75 м. С постепенным переходом эти породы, которые могут быть названы «тиллоидными» конгломератами, сменяются пластом песчаных мергелей, мощность которого достигает 15 м. Эти карбонатные породы вновь сменяются «тиллоидными» конгломератами, в которых в глинистом цементе как бы плавают редкие гальки и глыбы (до 3—4 м в диаметре) эффузивов основного состава и красных яшм. В верхней части пачки — олистолит серпентинита минимальной протяженностью в 100 м при мощности в 10—15 м. Общая мощность пачки около 200 м. Выше следует мощный олистолит, сложенный породами эффузивно-радиоларитовой серии, породы которой (диабазы и яшмы) неотличимы от обломков в вышеописанной «тиллоидной» пачке. Мощность этого олистолита от 150 до 400 м. Выше следует мощный олистостром, в котором хаотически перемешаны все породы офиолитовой серии (основные эффузивы, красные яшмы, разного типа габбро, серпентиниты). Величина отдельных глыб в олистостроме достигает 100 м. Цементом олистострома служит грубозернистый песчаник или конгломерат, состоящий из обломков тех же пород. Характерны горизонты мономиктовых бесцементных осадочных брекчий, в которых неокатанные обломки одного состава плотно притерты друг к другу. Выделяются габбровые (наиболее часто), серпентинитовые и диабазовые брекчии. Видимая мощность пачки 500 м.

К северу от горы Сарыбаба на карбонатной толще верхней юры — нижнего мела с постепенным переходом располагаются терригенные породы альба — сеномана, представленные частым флишеподобным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей. Мощность этой части разреза около 300 м. Выше среди этих же пород появляются линзы и прослои (до 1 м мощности) конгломератов, содержащих хорошо окатанную гальку основных и средних эффузивов и разнообразнейших известняков (часто окремнелых), в которых легко узнаются юрско-нижнемеловые образования, подстилающие альб-сеноманские отложения. Максимальная величина гальки — 5—10 см, общая мощность пачки около 50 м.

Выше с постепенным переходом располагается мощная олистостромовая толща. В ее основании выделяется пачка песчаников, обломки в которой представлены почти исключительно серпентинитами. Мощность этой пачки около 20 м. Среди песчаников были собраны пеллециподы, среди которых В. А. Собециким была определена *Astarte formosa* Fitton, что свидетельствует, по его мнению, о сеноманском возрасте вмещающих пород.

Выше располагается хаотически построенная олистострома, в которой различной величины гальки, блоки и огромные олистолиты залегают среди песчаного, гравийного и конгломератового цемента. Резко преобладают обломки и олистолиты в различной степени серпентинизированных гипербазитов. Величина олистолитов достигает нескольких сотен метров. Чрезвычайно характерно наличие крупных (до 2—3 км по протяженности и 600—800 м по мощности) олистолитов серпентинитового меланжа, в серпентинитовом цементе которого заключены крупные блоки габбро, основных эффузивов и красных яшм. Широко развиты здесь мономиктовые почти бесцементные осадочные брекчии, состоящие или из обломков серпентинитов, или из обломков габбро. Очень часто конгломераты и осадочные брекчии, являющиеся цементом олистострома, по простиранию замещаются «тиллодными» образованиями. Общая мощность этой части разреза около 500 м.

Этот олистостром по надвигу перекрывается крупной габбро-гипербазитовой пластиной, обычно выделяемой в литературе под названием Ипякского массива (Кашкай, 1947). Падение плоскости надвига в основании этого массива параллельно слоистости в олистостроме и обычно равно 35—40°. Это обстоятельство позволяет говорить о том, что в момент становления этого массива до этапа складчатых деформаций его нижняя поверхность была горизонтальной.

В целом анализ обломочного материала в разрезах олистостромового комплекса на площади, расположенной между р. Тертер на севере и поселком Алджанлы на юге, позволяет сделать следующие выводы. В его основании, в зоне постепенного перехода от альб-сеноманского «предфлиша» всегда преобладают обломки дацитов, андезитов, базальтов и осадочных пород юры — нижнего мела. Эти породы в настоящее время слагают наиболее приподнятые части Лачинской и Карабахской зон. Выше располагается хаотически построенная олистострома, почти целиком состоящая из продуктов разрушения пород офиолитового комплекса. Олистострома испытывает необычайно быстрые изменения и фаций и мощностей как вкрест простирания, так и вдоль него (Книппер, 1971; Азизбеков и др., 1973). Очень важно, что в олистостроме содержатся не только обломки и олистолиты серпентинитов, габбро, диабазов, спилитов и красных яшм, но и крупные олистолиты серпентинитового меланжа, что позволяет говорить об этапе деформаций, предшествующем образованию олистостромы.

Почти повсеместно на описываемой площади олистостромовый комплекс граничит с монолитным серпентинитовым телом, внутри которого заключены крупные массивы габбро. Контакт серпентинитов с олистостромой всегда тектонический и сопровождается зоной течения, особенно часто наблюдаемой в алевролитах и аргиллитах. Форма серпентинитового тела однозначно устанавливается при геологической съемке (рис. 1). Выясняется, что это тело серпентинитов всегда залегает в крыльях антиклинальных складок, ядра которых сложены олистостромой или альб-сеноманским терригенным комплексом (район села Килиса, р. Окичучай и многие другие места). Разрывное нарушение, отделяющее серпентинитовое тело от верхов олистостромового комплекса, ведет себя абсолютно согласно с простиранием пачек и пластов в верхней части осадочного разреза. Этот разрыв повторяет даже небольшие изгибы в подстилающих породах и вырисовывает периклинальные замы-

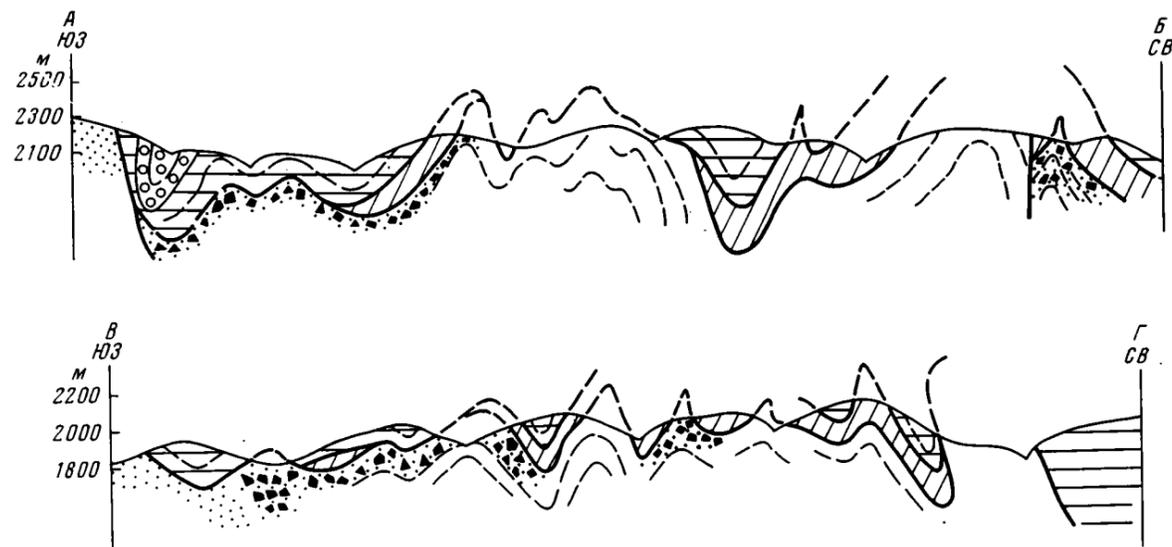
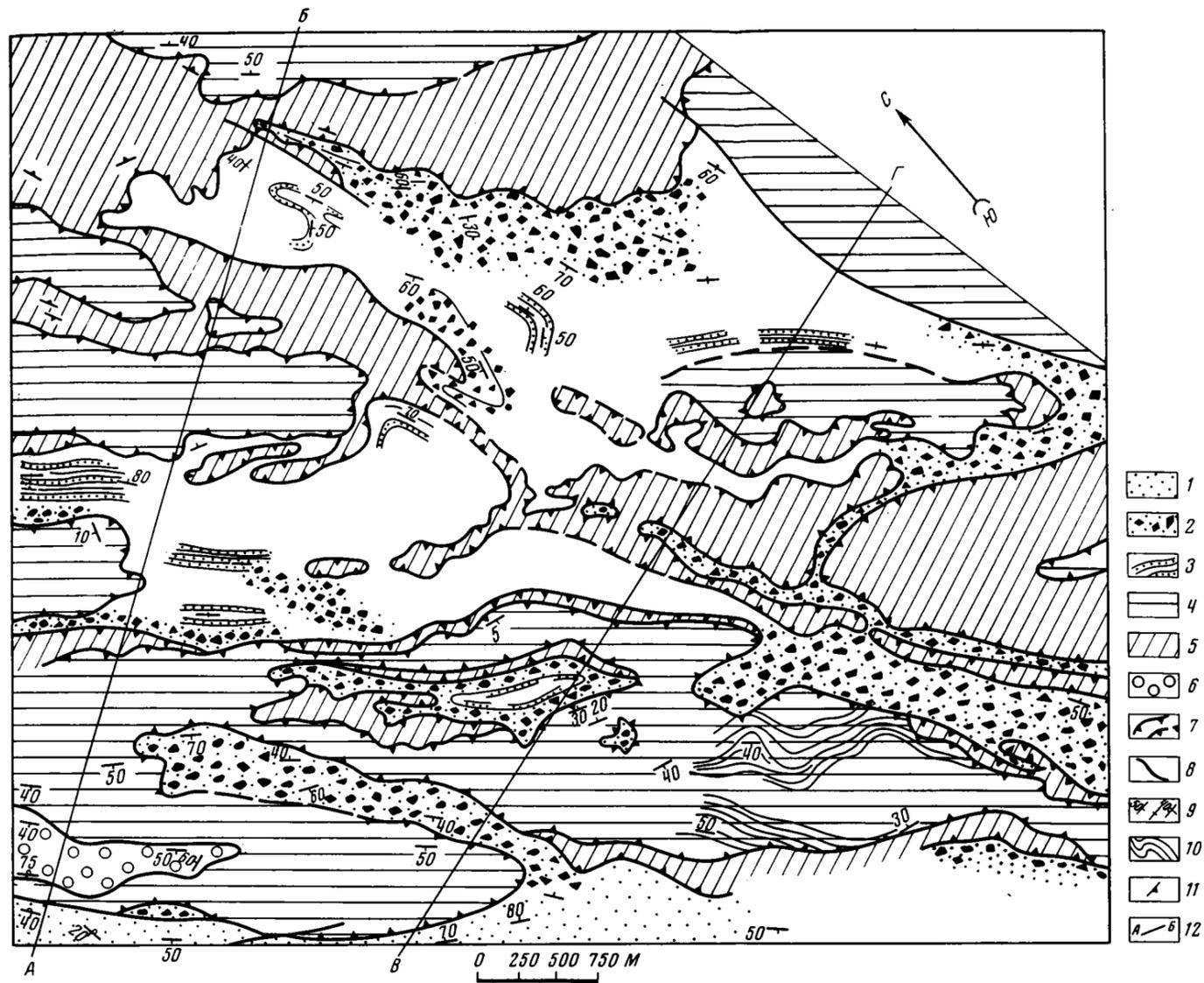


Рис. 1. Геологическая карта верховьев реки Нагдалычай. 1 — флишодная толща (альб — сенон); олистостромовый комплекс: 2 — фацис с преобладанием крупных олистолитов, 3 — преимущественно песчаники и аргиллиты, нерасчлененная олистострома показана белым цветом; 4 — серпентиниты с включением габбро (Ипякский тектонический покров); 5 — диабазы, спилиты с прослоями и пачками красных яшм (Нагдаллинский тектонический покров); 6 — послепокровные терригенные отложения (нижний сенон?); 7 — поверхности шарьяжей и их предполагаемое продолжение; 8 — сбросы и взбросы; 9 — углы наклона пород; 10 — простирания пород (внутри Нагдаллинского тектонического покрова простирания пород проведены по пластам радиоляритов); 11 — направления падения сланцеватости в серпентинитах. 12 — линии профилей

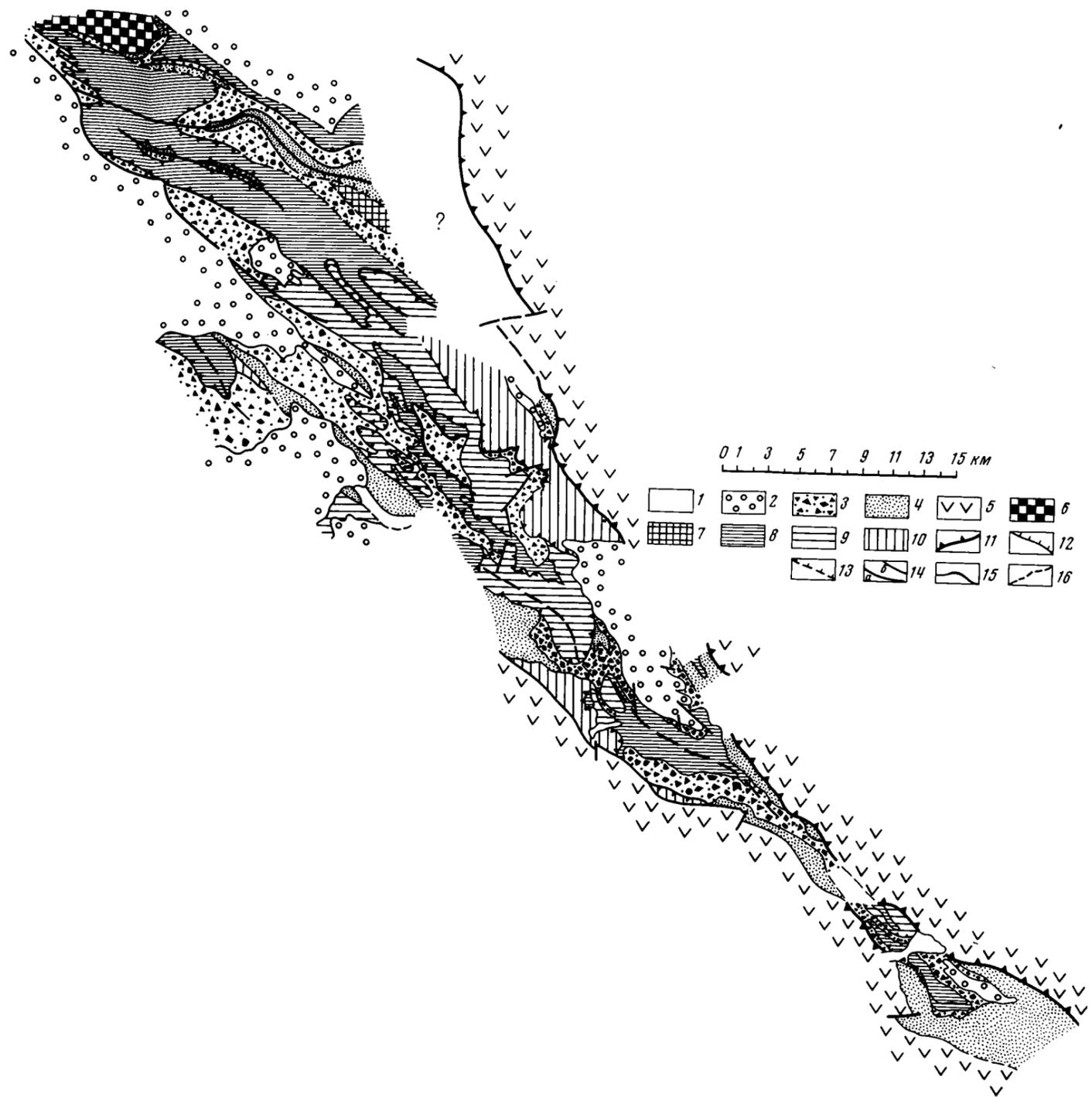


Рис. 2. Геологическая схема юго-восточной части Севано-Акеринской зоны 1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — посленижнесенонские образования (в том числе и интрузивные); 3 — олистостромовый комплекс (сенонан — нижний сенон); 4 — флишодная толща (альб — сенонан); 5 — юрско-неокомские образования Лачинской и Карабахской зон, нерасчлененные; 6 — серпентинитовый меланж (автохтон); 7 — протрузии серпентинитового меланжа; 8 — габбро-серпентинитовый тектонический покров (Ипякский); 9 — эффузивно-радиоляритовый тектонический покров (Нагдаллинский); 10 — послеверхнеозеновый тектонический покров, сложенный серпентинитовым меланжем (в настоящей работе не рассматривается); 11 — надвиги, покровы; 12 — взбросы; 13 — сбросы; 14 — стратиграфические границы; 15 — оси антиклинальных структур; 16 — оси синклинальных структур

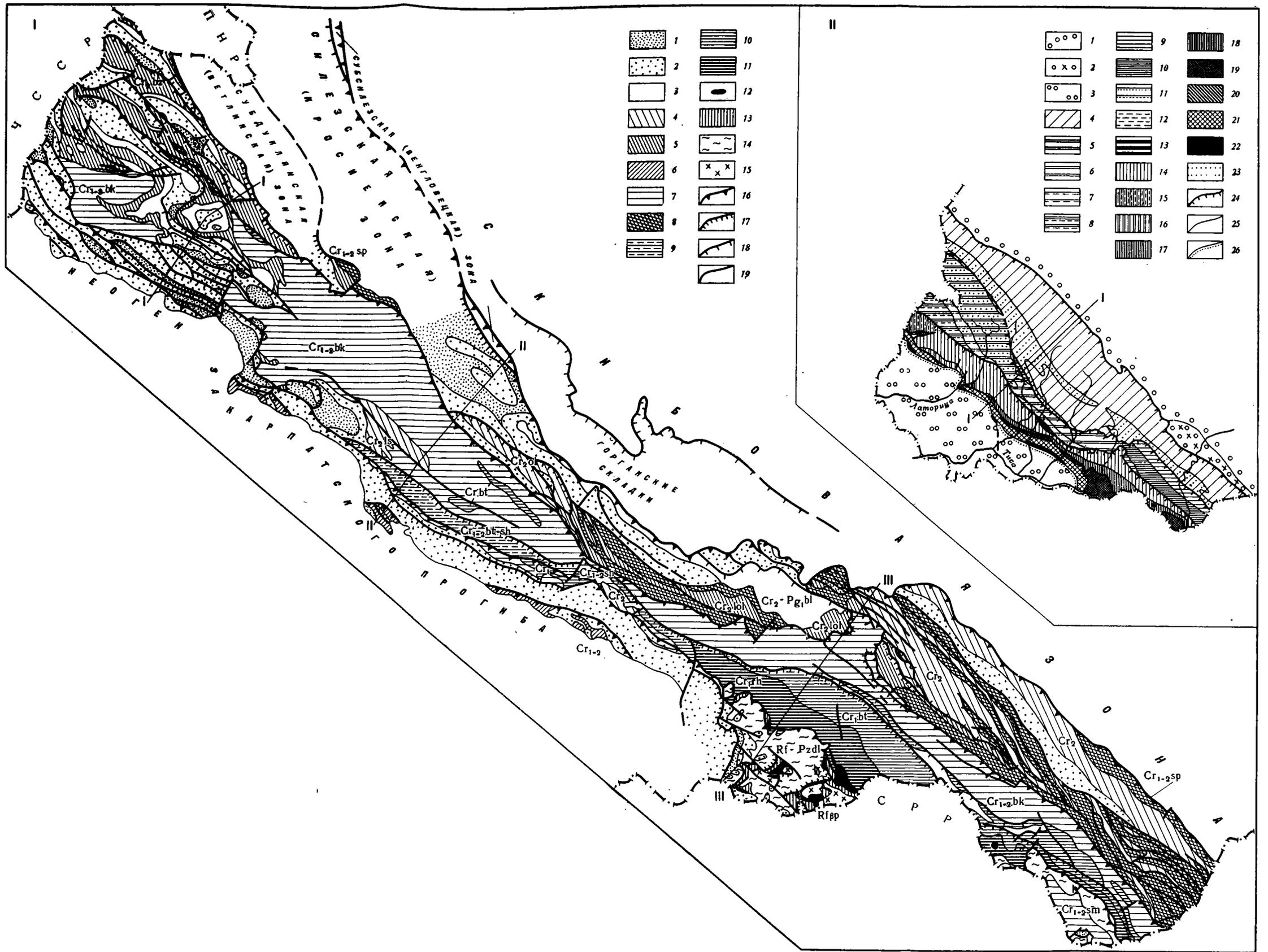


Рис. 1. Геологическая карта южной части Советских Карпат (I).

Схема структурно-фациальной зональности Карпат (II) I. 1—олигоцен; 2—палеоцел; 3—верхний мел—палеоцен, в том числе лютская свита ( $Cr_2-Pg_{ilt}$ ) и близницкая свита ( $Cr_2-Pg_{bl}$ ); 4—верхний мел (выше сеномана), в том числе яловецкая и черногорская свиты ( $Cr_2$ ), ольшанская свита ( $Cr_{2ol}$ ), и лисичевская свита ( $Cr_{2ls}$ ); 5—верхний мел (выше сеномана и ниже маастрихта), в том числе безрезнянская свита ( $Cr_{2bz}$ ) и лолинская свита ( $Cr_{2lol}$ ); 6—верхний мел и верхний альб (тиссальская и пуховская свиты); 7—верхний альб—сеноман, в том числе буркутская свита ( $Cr_{1-2bk}$ ), соймусльская свита ( $Cr_{1-2sm}$ ) и суховская свита ( $Cr_{1-2sh}$ ); 8—нижний мел—сеноман, шипотская свита ( $Cr_{1-2sp}$ ); 9—нижний мел—сеноман, белотисенская и суховская свиты ( $Cr_{1-2bt-sh}$ ); 10—нижний мел, белотисенская свита ( $Cr_{1bt}$ ); 11—нижний мел, раховская свита ( $Cr_{1rh}$ ); 12—триас и юра; 13—верхний палеозой; 14—рифей—нижний палеозой, деловецкая серия ( $Rf-Pz_{dl}$ ); 15—рифей, белопотокская серия ( $Rf_{bp}$ ); 16—границы групп зон; 17—границы зон, подзон, и единиц; 18—прочие надвиги; 19—крутые разрывы.

II. 1—3—прогибы: 1—Предкарпатский, 2—Покутские складки в Предкарпатском прогибе, 3—Закарпатский; 4—Скибовая зона; 5—13—Силезско-Черногорская группа зон: 5—Субсилезская (Венгловецкая) зона, 6—Силезская зона и Близницкая подзона Черногорской зоны, 7—Субдуклянская (Ветлинская) зона, 8—Дуклянская зона, 9—Скуповская подзона Черногорской зоны, 10—Говерлянская подзона Черногорской зоны, 11—Лужанская подзона Черногорской зоны, 12—Ольшанская подзона Черногорской зоны, 13—Терсовская подзона Черногорской зоны; 14—18—Буркутско-Раховская группа зон: 14—Буркутская зона, 15—Чернооголовский участок Буркутской зоны, 16—Порошковская единица и внешние единицы Магурской зоны, 17—Раховская зона, 18—Каменшопотокская единица Раховской зоны; 19—21—Мармарошская группа зон: 19—Мармарошский массив, 20—зона Мармарошских утесов, 21—Драговская зона и Кохановская единица Магурской зоны; 22—Пьенинская зона; 23—область господства кросненских отложений олигоцена; 24—границы главных подразделений; 25—границы второстепенных подразделений; 26—трансгрессивная граница миоцена

кания антиклинальных складок. Если к этому добавить наличие среди серпентинитов эрозионных окон, в которых также вскрыта олистостромма, то пластинообразный характер серпентинит-габбрового тела станет вполне ясным. Это тело занимает вполне определенное положение (выше олистостромы) в разрезе верхнемеловых отложений Севано-Акеринской зоны.

Таким образом, создается как бы парадоксальное положение: породы, залегающие в верхней части разреза, содержатся в обломках подстилающих их отложений. Такие соотношения могут быть объяснены лишь при предположении, что серпентиниты и габбро древнее олистостромового комплекса, а их современное положение выше олистостромы связано с наличием крупного тектонического покрова<sup>1</sup>. Серпентинито-габбровый покров может быть назван Ипякским по названию р. Ипякчай, где его соотношения с подстилающей олистостромой достаточно ясны (Соколов, 1974). Ипякский покров прослеживается и на всем протяжении изученного района (рис. 2).

Выше серпентинитов и габбро Ипякского покрова почти повсеместно располагаются образования эффузивно-радиоляритовой серии. Их соотношения с породами Ипякского покрова тектонические. Эти отложения выполняют наиболее глубокие части синклиналей и лишь иногда как бы перехлестывают серпентиниты и приходят в контакт с олистостромой (рис. 1). Основные эффузивы и яшмы этой толщи неотличимы от соответствующих пород в составе олистостромы, где они содержатся в виде обломков и крупных олистолитов. Это сходство дополнительно подчеркивается следующим обстоятельством, уже подмеченным нами ранее (Книппер, 1973) — обломки яшм в олистостромовом комплексе и яшмы эффузивно-радиоляритовой серии, располагающиеся выше Ипякского покрова, содержат одинаковый комплекс радиолярий. Как тут, так и там встречены: *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Saturnalis amissus* Squinabol, *Stylosphaera* sp., *Conosphaera* sp., *Porodiscus* sp., *Amphibrachium* sp., *Stauralastrum* sp., *Rhopalastrum* cf. *trixiphus* Rüst, *Rhopalastrum* sp., *Tricolocapsa* sp., *Holocryptocapsa* sp., *Dictuomitra* sp., *Stichocorys* sp., *Eucyrtidium* sp., *Eusyringium* sp., *Lithocampe* cf. *exaltata* Rüst, *L.* cf. *columna* Rüst, *Cyrtocapsa* sp., *Stichocapsa* sp.

Этот комплекс радиолярий, по мнению определявшей их Л. И. Казинцевой, несомненно, имеет мезозойский (исключая триас) возраст и скорее всего говорит о позднеюрском-нижнемеловом возрасте вмещающих их отложений. К такому же выводу пришел А. И. Жамойда и Х. Ш. Алиев, изучавшие радиолярии, собранные М. А. Кашкаем и Ш. И. Аллахвердиевым в красных яшмах урочища Аджарис и других районов Малого Кавказа (Кашкай, Аллахвердиев, 1973).

Таким образом, исходя из всего вышесказанного, необходимо предполагать, что и породы эффузивно-радиоляритовой серии также залегают внутри тектонического покрова и имеют юрско-неокомский возраст (более подробный разбор проблем, связанный с возрастом пород офиолитовой ассоциации Малого Кавказа, был сделан ранее (Книппер, 1971<sub>2</sub>). Этот верхний тектонический покров может быть назван Нагдаллинским, по названию р. Нагдаллы-чай, где его тектонические соотношения с Ипякским покровом и олистостромовым комплексом достаточно убедительны (рис. 1). Распространение этого покрова показано на рис. 2.

<sup>1</sup> Домеловой возраст гипербазитов и габбро доказывается и радиологическими методами. Как известно, возраст биотита и мусковита, определенный K/Ar-методом из тел плагиогранитов, секущих серпентиниты в районе оз. Севан, равен  $168 \pm 8$  млн. лет (Морковкина, Арутюнян, 1971), а возраст полевых шпатов из габбро-пегматитов Левчайского габброидного массива, определенный тем же методом, дал еще более древнюю цифру —  $583 \pm 30$  млн. лет (Книппер, 1973).

Таким образом, доальбский или досеноманский возраст пород офиолитового комплекса доказывается всеми известными в настоящее время методами, служащими для определения возраста пород: прямыми геологическими наблюдениями в поле (налегание базальных конгломератов альб — сеномана на размытую поверхность серпентинитового меланжа (Книппер, 1971; Азизбеков и др., 1973), присутствие обломков офиолитового комплекса в сеноманских отложениях), палеонтологическими данными (присутствие в яшмах радиолярий верхнеюрско-неокомского возраста, находки сеноманской фауны в основании олистостромового комплекса) и радиологическими определениями. Поэтому современное тектоническое положение пород офиолитового комплекса выше фаунистически датированных сеноманских отложений, что долгое время и служило доказательством его нижнесеноманского возраста, может быть объяснено только тектоническими причинами<sup>1</sup>. Офиолитовые тектонические покровы, располагающиеся на олистостромовых комплексах, необычайно широко распространены в Альпийской складчатой области и подробно описаны в геологической литературе (Белостоцкий, 1967; Auboin et al., 1970; Brunn et al., 1970; Graciansky de, 1972 и многие другие работы).

В этом смысле Малый Кавказ не исключение из общего правила. Мы бы не стали посвящать этому, на наш взгляд, довольно ясному вопросу так много места, если бы эта точка зрения не оспаривалась целым рядом геологов, подтверждением чему служит текст путеводителя к экскурсиям симпозиума «Офиолиты в земной коре», подготовленный Э. Ш. Сихалибейли и Г. Аллахвердиевым (Экспресс-информация..., 1973).

Как Ипякский, так и Нагдаллинский тектонические покровы на большей части изученной территории перекрываются верхнесантонскими или кампанскими карбонатными толщами, которые как бы «запечатывают» структуру, созданную в процессе доверхнесантонских тектонических движений. Этим определяется верхний возрастной предел становления Ипякского и Нагдаллинского покровов.

Однако мы не исключаем, что покровообразование могло произойти и в более узкий отрезок геологического времени, заключенный между сеноманским и коньякскими веками. Определение возраста становления этих тектонических пластин во многом зависит от положения конгломератовых толщ северо-восточного побережья оз. Севан, коньякский и сантонский возраст которых достаточно ясен (Ренгартен, 1959). Как известно, эти конгломераты переполнены продуктами размыва офиолитового комплекса. Являются ли они фациальным аналогом верхней части олистостромового комплекса более южных районов Севано-Акеринской зоны или же это послепокровные образования, уже перекрывающие Ипякский и Нагдаллинский тектонические покровы? Мы не исключаем также возможности, что тектонические движения, приведшие к образованию покровов, последовательно охватывали эту часть Севано-Акеринской зоны. Тогда возраст становления тектонических покровов, а следовательно, и верхний стратиграфический предел олистостромового комплекса могут быть разными в северо-западной и юго-восточной частях Севано-Акеринской зоны. Все эти вопросы еще ждут своего окончательного решения.

В свете изложенного материала (рис. 1, 2) представляется ясным, что офиолитовый комплекс, эффузивно-радиоляритовая часть которого имеет юрско-неокомский возраст, располагается в тектонических покровах на разрезе терригенных отложений, стратиграфическим основанием которых служат также юрско-неокомские вулканогенные (юра) и осадочные (титон — неоком) породы (рис. 3). Однако вулканогенная (да-

<sup>1</sup> Близкие результаты были получены также М. Г. Ломизе и Д. И. Пановым (устное сообщение) в соседних районах офиолитовой зоны.

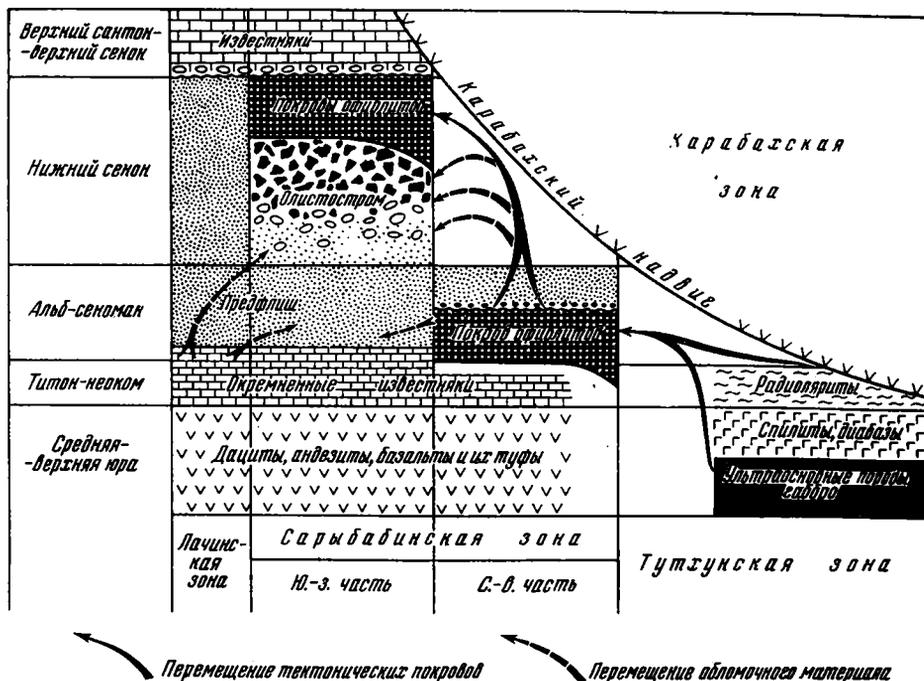


Рис. 3. Схема, демонстрирующая меловую зональность, историю становления покровов и источники сноса при образовании олистостромового комплекса Севано-Акеринской зоны

циты, андезиты, базальты и их туфы) и осадочная (известняки, часто окремненные) части этого разреза в формационном отношении не имеют ни малейшего сходства с диабазами, спилитами и радиоларитами офиолитового комплекса. Это формационное отличие подчеркивается и полным отсутствием гипербазитов и габбро среди юрско-неокомских образований Лачинской и Карабахской зон.

Но тогда в свете изложенного выше материала необходимо предполагать, что в юрско-неокомское время на территории Малого Кавказа существовала самостоятельная тектоническая зона, в которой и сформировался офиолитовый комплекс пород. По всей видимости, эта структура являлась частью мезозойского океана Тетис и характеризовалась корой океанического типа (Пейве, 1969; Книппер, 1971<sub>2</sub>, 1973). По нашим представлениям, с севера и юга эта обширная впадина, которую мы в дальнейшем будем называть Тутхунской зоной, обрамлялась корой континентального типа, вдоль границ которой с океанической областью возникли гирлянды вулканических дуг (Карабахская и Лачинская). Сарыбабинская же зона, на наш взгляд, в это время являлась северной окраиной Лачинской зоны — областью ее перехода к бассейну с корой океанического типа. В конце неокома в результате тектонического раздавливания этой области (Тутхунской зоны) породы офиолитового комплекса были превращены в серпентинитовый меланж и надвинуты на южный борт впадины (северо-восточная часть Сарыбабинской зоны, рис. 3). Этот тектонический покров был трансгрессивно перекрыт альб-сеноманским терригенным комплексом. В юго-западной части этой же структуры (Сарыбабинская зона) осадконакопление не прерывалось. Новые тектонические сжатия, охватившие эту часть складчатой системы Малого Кавказа в конце сеноманского века, привели сначала к протрузивному выжиманию серпентинитового меланжа из-под толщи

перекрывших его к этому времени осадков, а затем и к формированию крупных тектонических покровов, сползавших в морской бассейн. Движение Ипякского и Нагдаллинского покровов сопровождалось разрушением их лбов и формированием олистостромового комплекса, который и захоронялся под напозлающими на них офиолитовыми массивами. Можно думать, что движение покровов было направлено с севера на юг или с северо-востока на юго-запад, о чем говорит нам отсутствие олистостромового комплекса в пределах так называемого Гочасского синклинория (зоны). Масштабы этого горизонтального перемещения, так же как и первичная ширина Тутхунской зоны, могут служить лишь предметом догадок.

#### Литература

- Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Книппер А. Л.* Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». Малый Кавказ. М., «Наука», 1973.
- Белостоцкий И. И.* Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах.— *Геотектоника*, 1967, № 6.
- Кашкай М. А.* Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН АзербССР, Баку, 1947.
- Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И.* Аджарисская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа. Баку, Изд-во «Элм», 1973.
- Книппер А. Л.* Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст).— *Геотектоника*, 1971, № 5.
- Книппер А. Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— *Геотектоника*, 1972, № 6.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф., докт. дис., М., 1973 (ГИН АН СССР).
- Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С.* О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1971, № 11.
- Пафенгольц К. Н.* Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР.— *Изв. геол. комитета*, 1929, т. 48, 113.
- Пафенгольц К. Н.* Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк.— *Тр. ВГРО*, 1934, вып. 219.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4.
- Ренгартен В. П.* Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. Изд-во АН СССР, 1959.
- Соколов С. Д.* Верхнемеловая олистостромовая толща юго-восточной части Севано-Акеринской офиолитовой зоны.— *Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.*, 1974, № 3.
- Сихалибейли Э. Ш.* Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджана.— *Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР*, Баку, 1956.
- Сихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. т. 1. Изд-во АН АзербССР, 1964.
- Сихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. т. 2. Изд-во АН АзербССР, 1966.
- Экспресс-информация отдела научно-технической информации института геологии АН АзербССР. Баку, 1973.
- Auboin J., Blanchet R., Cadet J.-P., Celet P., Charvet J., Chorowicz J., Cousin M., Ramphoux J.-P.* Essai sur la géologie des Dinarides.— *Bull. Géol. France* (7), 1970, v. XII, No. 6.
- Brunn J., Graciansky P. de, Gutnic M., Juteau T., Lefèvre R., Marcoux J., Monod O., Poisson A.* Structures majeures et corrélation stratigraphiques dans les Taurides occidentales.— *Bull. Soc. Géol. France* (7), 1970, v. XII, No. 3.
- Graciansky P. C. de.* Recherches Géologique dans le Taurus Lycien occidental. Thèse Université de Paris-sud, centre d'Orsay, 1972.

УДК 551.242.3 (234.421.1)

С. Л. БЫЗОВА, М. А. БЕЭР

## ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ СОВЕТСКОЙ ЧАСТИ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ

В результате десятилетних исследований создан новый вариант геологической карты и схемы структурно-фациальной зональности Советских Карпат. В основу последней положена резкая смена структурного плана на рубеже сеномана и турона. Фации нижнего мела — сеномана отвечают наиболее крупным единицам. Крупные единицы (группы зон) разделяются на более мелкие (зоны и подзоны) на основании различий в разрезах верхнего мела и палеогена.

Основным структурным элементом Карпат являются продольные надвиги, разделяющие зоны и подзоны. Многие из них имеют форму покровов, среди которых выделены три типа, различных по генезису.

Кроме господствующих продольных структур, выявлены крупные поперечные зоны: центральная зона долгоживущих поднятий и две симметрично обрамляющие ее зоны сдвиговых нарушений.

Для познания геологии Советских Карпат в течение долгого времени «камнем преткновения» оставалась расшифровка структурно-фациальной зональности их южного склона. Именно этой территории были посвящены многолетние исследования авторов настоящей статьи. В результате была создана геологическая карта, впервые достаточно обоснованная и увязанная с соседними регионами (Румынскими, Польскими и Словацкими Карпатами). Поскольку эта карта сильно отличается от всех предшествующих схем, значительная часть статьи посвящена описанию структурно-фациальных зон, выделенных при ее составлении.

В процессе исследований были получены материалы, позволившие более конкретно осветить ряд вопросов, связанных со складчато-покровной структурой флишевого комплекса. Им посвящена вторая половина настоящей статьи.

### СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Карпатам, как и большинству геосинклинальных складчатых областей, свойственна продольная структурно-фациальная зональность и наличие надвигов внутренних зон на более внешние, а этих последних — на передовой прогиб. В основе структурно-фациальной зональности Карпат лежит расчленение геосинклинали еще на ранней стадии развития, т. е. предположительно в позднеюрское время, в обстановке растяжения системой субпараллельных разломов на продольные блоки. Разломы сохраняли свою активность в меловое и палеогеновое время. На стадии общего тангенциального сжатия в неогене они преобразовались в надвиги, разделяющие современные структурно-фациальные зоны. Тесное соприкосновение резко различных фаций разновозрастных пород заставляет предполагать значительную величину горизонтальных подвижек, в результате которых оказались перекрытыми все разделявшие зоны барьеры и участки переходных фаций.

Зональное строение Карпат было установлено многолетними исследованиями австрийских, польских, чехословацких и румынских геоло-

гов. К концу досоветского периода уже существовали тектонические схемы, в общих чертах сходные с современными, хотя строение территории Закарпатья, наиболее сложное и наименее изученное, оставалось нерасшифрованным. Начало советского периода исследований ознаменовалось появлением принципиальных разногласий среди геологов, из которых только немногие (О. С. Вялов и Н. Р. Ладыженский) остались верны схемам предшественников и продолжали выделять в складчатой области Карпат надвинутые друг на друга продольные структурно-фациальные зоны. Большинство же исследователей во главе с М. В. Муратовым, А. А. Богдановым и В. И. Славным развивали представления о простом антиклинорном строении Карпат.

В начале 60-х годов этот спор был окончательно решен в пользу первой из двух позиций. На очереди оказались задачи прослеживания и увязки ранее выделенных зон и выделения более дробных структурно-фациальных единиц. За последние 15 лет в этом направлении было сделано очень много, но единодушия между исследователями добиться не удалось. Все разногласия касаются соотношения внутренних зон, расположенных между Пьенинской зоной и Мармарошским массивом на юге и Скибовой зоной на севере. Существующие взгляды нашли свое отражение в статьях О. С. Вялова (1965, 1966; Вялов и др., 1969), Я. О. Кульчицкого (1965, 1966), Н. Р. Ладыженского (1965) и в коллективной сводке геологов УкрНИГРИ (Геологическое строение..., 1971). Слабой стороной вышеназванных схем является то, что они созданы на основании изучения отдельных участков и не обоснованы детальным геологическим картированием.

Наши представления, возникшие в результате последовательного прослеживания геологических элементов на всей этой территории, побудили нас создать свой вариант схемы структурно-фациальной зональности (рис. 1, см. вкл. стр. 76—77). По ряду пунктов он отличается от схемы авторов, составленной по предварительным данным в 1966 г. (Безр, Бызова, 1967).

В результате исследований последних лет многие ранее выявленные зоны разделены на самостоятельные единицы, которые в одних случаях стали считаться подзонами, в других же — самостоятельными зонами. Теперь некоторые зоны оказались совершенно несоизмеримыми по масштабу, и фациальные различия между подзонами оказались иногда более значительными, чем между зонами. Попытка упорядочить классификацию привела нас к необходимости выделить среди фациальных признаков главные и второстепенные.

Анализ фаций мела и палеогена давно уже позволил исследователям Карпат разделить всю массу осадков, заполняющих флишевый трог, на три или четыре крупных комплекса. Границы между комплексами литологически достаточно отчетливы и могут считаться общепризнанными, хотя их стратиграфическое положение понимается несколько различно. Нижний или котинский комплекс (Kozarski, 1965) охватывает собой нижний мел и сеноман, по нашей стратиграфической схеме, или только нижний мел, согласно другим схемам. Для этого комплекса характерна крупная фациальная зональность. Средняя часть разреза начинается с единого для всех зон горизонта красных глин. Выше наблюдается разнообразие фаций, значительно большее, чем в нижнем комплексе. Причем для верхнемеловой части разреза (русичанский или антийский комплекс по О. С. Вялову, 1971) характерны четкие значительные различия фаций; в палеоцене — эоцене (карпийский комплекс, Вялов, Андрусов, 1965) фациальное деление становится еще более дробным, но вместе с тем теряет свою четкость. Наконец, для верхнего — омброньского — комплекса, отвечающего олигоцену, опять характерна крупная зональность, в основных чертах сходная с зональностью, свойственной нижнемеловому комплексу (рис. 2).

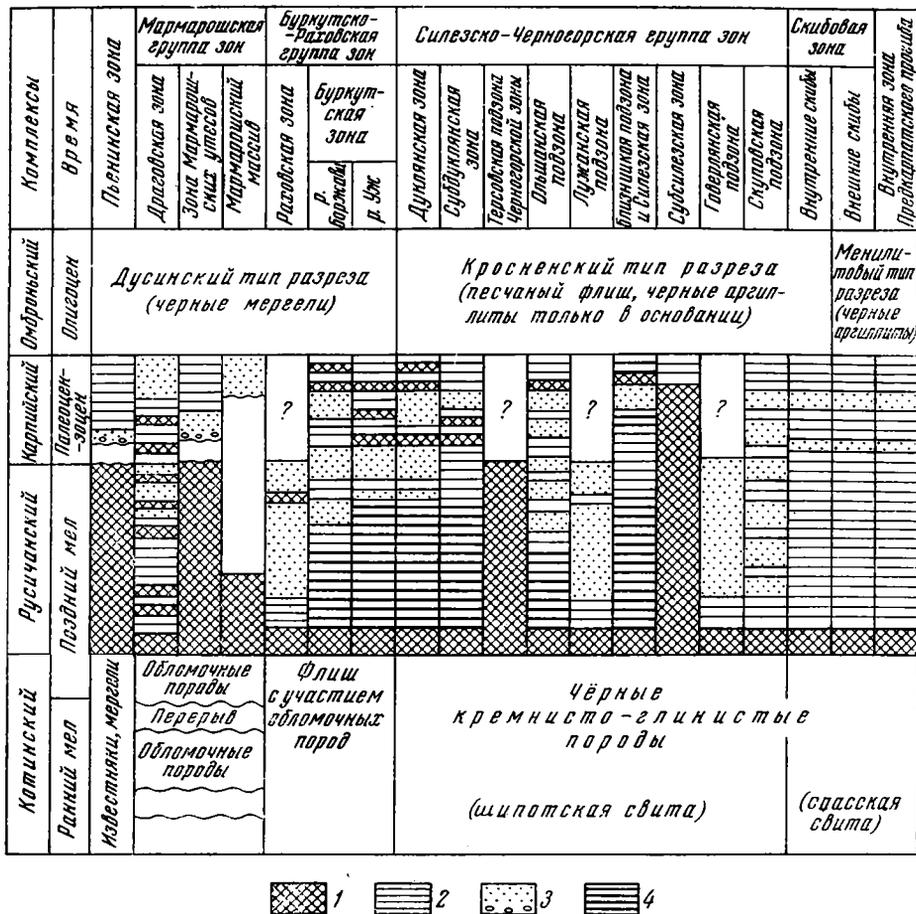


Рис. 2. Схема распределения фаций мела и палеогена в северной части Советских Карпат. Условные обозначения основных разностей в составе русичанского и карпийского комплексов: 1 — пестроцветы; 2 — флиш; 3 — массивные песчаники и конгломераты; 4 — черные аргиллиты

Намеченная закономерность позволяет, на наш взгляд, выделить структурно-фациальные единицы двух рангов: более крупные отвечают фациям нижнемелового комплекса, более мелкие — фациям верхнего мела — зоена. Можно было бы первые считать зонами, а вторые подзонами, но мы не решаемся изменить исторически сложившиеся традиции и называть подзонами такие давно утвердившиеся в литературе единицы, как Дуклянская или Силезская зоны, и предлагаем ввести единицы более высокого ранга — группы зон или надзоны.

Группы зон объединяют в себе многочисленные единицы, выделенные в основном по признаку резких различий в разрезе верхнего мела и палеогена, но имеющие близкий по типу разрез нижнемелового комплекса. В таком виде они могут быть приравнены к давно выделенным и не подвергшимся дальнейшему разделению Пьенинской и Скибовой зонам. Таким образом, в пределах складчатых Карпат мы выделяем пять приблизительно равных по масштабу и значению структурно-фациальных единиц: Скибовую зону, Силезско-Черногорскую группу зон, Буркутско-Раховскую группу зон, Мармарошскую группу зон и Пьенинскую зону. Ниже приводится их краткая характеристика в направлении с юга-запада на северо-восток.

1. **Пьенинская зона**, которая протягивается через все Западные Карпаты на расстоянии более 500 км, в Советских Карпатах представлена своим юго-восточным окончанием. Несмотря на свою небольшую ширину, это одна из самых выдержанных зон со специфическим разрезом мезозоя и палеогена и со своеобразной структурой. Для нее характерно развитие «утесов» или бескорневых отторженцев известняков юры и неокома, оболочкой которым служат мергели верхнего мела (альб — маастрихт). По мнению большинства исследователей, «утесы» имеют тектоническое происхождение и представляют собой сложнослоисторванные и раздробленные отторженцы ядер антиклиналей, вмятые снизу в пластичные породы оболочки (Биркенмайер, 1963; Andrusov, Scheibler, 1968; Круглов и др., 1968; Sikora, 1971).

Большое стратиграфическое несогласие между породами мела и палеогена и приуроченность тектонических отторженцев только к породам мела свидетельствуют о проявлении здесь предпалеогеновых подвижек. Однако в современной сложной структуре зоны эти два этажа участвуют практически согласно; следовательно, основная фаза складчатости — послепалеогеновая, т. е. общая для всех флишевых Карпат (Круглов и др., 1968).

Значительный надвиг Пьенинской зоны на северо-восток очевиден, так как под ним скрыты останцы барьера, отделявшего ее от соседней зоны. Анализ обломочных пород палеогена позволяет предполагать здесь источник сноса, поставивший материал в обе стороны. О надвигании говорят также данные бурения в районе города Свалявы: под Пьенинскими утесами на большой глубине вскрыты образования соседней зоны. Однако непрерывная протяженность узкой зоны, ее шовный характер (в Западных Карпатах она разделяет область разной по возрасту складчатости) и связь с региональной геофизической границей — все это позволяет ряду авторов считать, что она, возможно, представляет собой не бескорневой покров, а сложно построенную тектоническую чешую (Круглов и др., 1968).

2. **Мармарошская группа зон** (Мармарошская зона прежних схем), согласно нашей новой схеме, состоит из трех самостоятельных зон: 1) зоны Мармарошского массива, 2) зоны Мармарошских утесов и 3) Драговской зоны.

**Мармарошский массив** — это выступ домезозойского фундамента, основная площадь которого располагается в Румынии. В последние годы как у нас, так и в Румынии установлено покровное строение массива — он делится на ряд единиц и подъединиц, из которых одни полого надвинуты на другие (Хаин и др., 1968; Бызова и др., 1971). По условиям залегания меловых отложений на массиве время покровообразования устанавливается как посленеокомское и предподнеальбское. Породы верхнего мела и палеогена носят характер геоантиклинальной молассы (по Н. П. Хераскову). Массив в целом надвинут на северо-восток, на соседнюю флишевую зону. По данным румынских геологов, это надвигание завершилось к середине мела. На северо-западном окончании массива его надвиг на соседний флиш был существенно подновлен в послепалеогеновое время.

**Зона Мармарошских утесов** протягивается в виде очень узкой полосы от северо-западного окончания массива до бассейна р. Боржавы и структурно отвечает, как мы считаем, не всему массиву, а только одному из его элементов — внешнему краю Деловецкого покрова, погруженному под осадочный чехол верхнего мела и палеогена. В бассейне Боржавы она тектонически перекрывается соседней с юга Драговской зоной. Развиты здесь утесы или бескорневые отторженцы различных пород, по нашему мнению, в значительной мере согласно с мнением С. С. Круглова (1965), имеют в основном осадочное происхождение — это олистолиты и биогермы, включенные в глинистые отло-

жения нижнего мела (Бызова, 1972). Существенно отметить присутствие включений серпентинитов и диабазов. В наиболее приподнятых частях зоны вскрываются породы древнее нижнего мела — юрские и палеозойские, которые тоже не имеют корней, будучи срезаны частными надвигами и общим надвигом зоны на северо-восток. Наличие многочисленных несогласий в разрезе, присутствие конгломератов и «дикого флиша» говорят о высокой подвижности зоны в течение мела и палеогена. Однако современная структура зоны (чешуя, осложненная дополнительными складками и разрывами) сформировалась в послеолигоценное время.

Драговская зона, соответствующая в юго-восточной части Монастырецкой подзоне геологов УкрНИГРИ (Геологическое строение..., 1971), выделена в составе Мармарошской зоны совсем недавно на основании резкого различия в разрезе палеогена и верхнего мела по сравнению со смежными утесовыми зонами. Если для обеих утесовых зон характерны относительно мелководные прикордильерные фации и перерыв в основании палеогена, то в пределах разделяющей их Драговской зоны породы этого возраста представлены типичным флишем, мало мощным в мелу и очень мощным в палеогене. По-видимому, это был самостоятельный флишевый трог, сильно сокращенный в послепалеогеновую эпоху сжатия и надвигания. Структура зоны относительно проста — это обычная для Карпат заключенная в надвигах моноклираль, осложненная мелкими второстепенными дислокациями. Западным продолжением Драговской зоны мы считаем Кохановскую единицу Магурской зоны в Восточной Словакии.

3. Буркутско-Раховская группа зон отвечает Раховской зоне в прежнем понимании (Кульчицкий, 1966; Беэр, Бызова, 1967). Она сложена в основном мощной толщей флишеидных пород мела.

В 1967 г. Я. О. Кульчицкий выделил в ней три подзоны (Дабаган и др., 1967), а затем разделил ее на две самостоятельные зоны с различным разрезом мела, из которых за внутренней оставил название Раховской, а внешнюю назвал Суховской. В сводке УкрНИГРИ эта последняя получила название Поркулецкой. Признавая справедливость разделения бывшей Раховской зоны на две самостоятельные единицы, мы, однако, не можем согласиться ни с предлагаемым положением границы новых зон, ни с названиями для внешней зоны. В соответствии с господствующими породами и согласно схеме Г. Свидзинского (Swidziński, 1947, 1948) мы предлагаем внешнюю зону называть Буркутской. Несмотря на выявленные различия фаций, обе зоны объединены литологическим сходством развитых здесь пород нижнего мела, сходным режимом осадконакопления и относительной близостью общего источника сноса, которым, по-видимому, являлся Мармарошский массив. Объединяет их также приуроченность к обоим ограничивающим швам, а возможно, и к центральному шву (А. А. Волошин, устное сообщение) выходов верхнеюрских и нижнемеловых диабазов. Это, как известно, позволяет допускать отсутствие или слабое развитие континентальной коры в основании флишевого комплекса. По всем перечисленным признакам обе эти зоны резко отличаются от более внешних, что и послужило основанием для объединения их в самостоятельную группу зон.

Раховскую зону мы понимаем в расширенном виде по сравнению с другими исследователями Карпат. По нашим данным, помимо раховской свиты валанжина — готерива, в нее входят более молодые породы нижнего мела, и именно к этой зоне приурочен разрез верхнего мела, впервые описанный Я. О. Кульчицким в бассейне р. Тересвы. Для зоны характерна мелкая изоклиральная складчатость, особенно интенсивная перед фронтом надвига Мармарошской зоны и обусловленная в значительной степени господством глинистых пород. На ее фоне

в бассейне р. Тересвы резко выделяется простая брахисинклиналь, сложенная массивными песчаниками верхнего мела.

В тыльной части Раховской зоны перед фронтом Мармарошского надвига местами в виде чешуй прослеживается Каменнопотокская единица. Только в ней в пределах всего флишевого трога обнажаются породы, подстилающие меловой флиш — известняки и диабазы верхней юры. Существенно отметить, что повсюду к литологической границе между известняками юры и аргиллитами мела приурочено тектоническое несогласие, которое мы трактуем как поверхность дисгармоничного срыва флиша с подстилающих более массивных пород.

Раховская зона соответствует зоне Чехлеу в Румынии, а Каменнопотокская единица — единице Черного флиша, выделенной на севере Румынии в районе г. Фаркеул. На западе Раховская зона тектонически выклинивается восточнее г. Свалява.

Буркутская зона. Специфика Буркутской зоны определяется развитием в ее пределах буркутской свиты (верхний альб — сеноман) — огромной по мощности (до 1500 м) толщи песчаного флиша. В Раховской зоне тот же интервал разреза представлен значительно меньшей по мощности толщей глинистого флиша или мергелей. Наши расхождения с другими исследователями Советских Карпат заключаются в вопросе о распространении буркутской свиты в западной части советского сектора: песчаники, которые мы считаем буркутскими, на других картах и схемах (Геологическое строение..., 1971) отнесены к палеогену или верхнему мелу Дуклянской зоны.

Согласно нашим представлениям, Буркутская зона относительно приподнята на востоке, где выходят породы, подстилающие буркутскую свиту, и погружена на западе, где эта свита во многих местах перекрыта более молодыми отложениями вплоть до олигоцена. Структура зоны обусловлена присутствием в разрезе массивных песчаников. Для нее характерно, во-первых, развитие сравнительно крупных складок, иногда с сохранившимися нормальными крыльями, иногда даже брахиформных. Во-вторых, к подошве и кровле массивной песчаной толщи часто приурочены поверхности несогласия, обусловленные развитием дисгармоничной складчатости. Так, на западном участке зоны, между долинами рек Ужа и Латорицы, нами зафиксирован горизонтальный срыв, приуроченный к глинистой части разреза над буркутскими песчаниками. Он разделяет по-разному смятые структурные этажи и места сопровождается хорошо выраженной зоной тектонического разламывания. По этой поверхности предполагается горизонтальное смещение верхнего этажа относительно более дислоцированного нижнего на север на расстояние не менее 12 км — Смерековский покров.

Именно этот покров, т. е. верхнемеловой — палеогеновый чехол, смещенный со своего буркутского основания, и подходит, как мы себе представляем, к границе с Чехословакией. Что же касается самой буркутской свиты, то поле ее развития на западе резко сужается, будучи перекрыто Магурским надвигом, и до границы не распространяется. В целом западная часть Буркутской зоны отвечает Дусинской зоне, выделенной О. С. Вяловым на основании различий фаций олигоцена (Вялов, 1965). На востоке, в Румынии, Буркутская зона продолжается в виде зоны Тяляжен (Dimian, 1970).

В тыльной части Буркутской зоны в междуречье Ужа и Боржавы выделяется по фациям палеогена Порошковская (или Турицкая) единица (Вялов, 1965; Хаин и др., 1965), представляющая собой полого надвинутую чешую. В обе стороны по простиранию эта единица тектонически выклинивается. Ее возможным продолжением на северо-западе являются внешние единицы Магурского покрова. На юго-востоке она может отвечать палеогеновому чехлу одной из двух тектонически выклинившихся зон: Раховской или зоны Мармарошских утесов; в последнем варианте

Магурская зона Западных Карпат будет прямо соответствовать всей Мармарошской группе зон.

**4. Силезско-Черногорская группа зон.** Севернее Буркутско-Раховской группы зон выделяется приблизительно равная ей по масштабу группа зон, объединенная общим типом разреза нижнемелового комплекса, который везде здесь представлен шипотской свитой черных аргиллитов и кварцево-глауконитовых окремнелых песчаников. На западе в эту группу зон включается Дуклянская, Субдуклянская (Ветлинская), Силезская и Субсилезская (Венгловецкая) зоны. На востоке это Черногорская зона с ее шестью подзонами. Все эти зоны и подзоны четко различаются характером верхнемелового — палеогенового флиша. Две из единиц по типу разреза можно считать прикордильерными — Субсилезскую (Венгловецкую) зону и недавно выделенную нами узкую Терсовскую подзону Черногорской зоны. Разрез верхнего мела и эоцена в них сокращен и представлен мелководными пестроцветными мергелями. Что же касается олигоцена, то он везде, где известен, представлен приблизительно одинаково — менилитовой и красненской свитами.

Непосредственно связь Черногорской зоны с Силезской, давно уже предполагавшаяся О. С. Вяловым и С. Вдовьяжем, доказана только недавно после выделения в составе Черногорской зоны Ближницкой подзоны (Беэр, Бызова, 1967) и прослеживания ее структур непосредственно под олигоцен Силезской зоны (Вялов и др., 1969).

Характерной особенностью структуры Силезско-Черногорской группы зон является косо расположенные ее внутренних элементов относительно ограничивающих надвигов, в связи с чем все зоны и подзоны выклиниваются одна за другой в направлении на юго-восток.

Внутренняя структура каждой единицы совершенно самостоятельна и сильно зависит от литологии. В целом для всей группы зон наиболее характерны чешуи, представляющие собой нормальные крылья изоклинальных складок, подвернутые крылья которых срезаны надвигами. Ширина чешуй и складок колеблется от нескольких сотен метров до нескольких километров.

Иногда присутствуют складчатые формы совсем иного стиля. Из них наиболее яркая — крупная пологая симметричная Гропинецкая антиклиналь в Ближницкой подзоне (Беэр и др., 1971). Сходные сундучные формы свойственны этой подзоне также в области ее погружения под мощную толщу олигоцена, на переходе к Силезской зоне.

Северным ограничением Силезско-Черногорской группы зон служит тектонический шов, который в юго-восточной части Советских Карпат вырисовывается в виде отчетливого пологого надвига. В центральной части (в междуречье Тересвы и Теребли) значение этого надвига снижается — по нему соприкасаются разновозрастные породы в сходных фациях, слагающие близкие по простиранию структуры. Еще западнее, вплоть до территории Польши, эта тектоническая граница проводится условно по северному краю выходов верхнего мела и эоцена в специфической прикордильерной фации Субсилезской зоны. В поле развития пород олигоцена она практически не читается.

На юго-востоке рассматриваемая группа зон, представленная Черногорской зоной, точно отвечает зоне Аудия Румынии. На северо-западе все составляющие ее зоны непосредственно продолжают в Словакии и Польше. Лишь южную границу группы зон мы проводим внутри Дуклянской зоны чехословацких геологов по надвигу, которому они не придают регионального значения.

**Скибовая зона**, как и Пьенинская, не являлась предметом наших исследований, и краткая ее характеристика приводится на основании литературных данных (Геология СССР, т. XLVIII, 1966).

С точки зрения фаций мела и палеогена эта зона мало отличается от Силезско-Черногорской группы зон, и структурные отличия ее значи-

тельнее, чем фациальные. Скибовая зона состоит из двух продольных частей — поднятой внешней и прогнутой внутренней. Граница между ними не тектоническая, а стратиграфическая; она совпадает с внешней границей господства кросненских отложений олигоцена.

Внешняя часть Скибовой зоны является классической областью развития чешуй или скиб, средняя ширина которых около 5 км. Они сложены породами от нижнего мела до олигоцена.

Внутренняя часть Скибовой зоны, считавшаяся ранее частью зоны Кросно (Центральная синклиналильная зона), состоит из двух прогибов, разделенных центральным поднятием (Горганы). Чешуи присутствуют и здесь, но более характерны нормальные или запрокинутые линейные складки с сохранившимися крыльями.

Крупные структуры осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью, приуроченной к глинистому флишу олигоцена. Необычным для этой части Карпат является пологий надвиг Горганских складок, который в обе стороны быстро теряется в однообразных породах олигоцена.

### НАДВИГИ И ПОКРОВЫ

Одной из основных структур Карпат являются продольные надвиги, разные по времени формирования, разные по значению и масштабу. Самые древние сформировались в середине мелового периода и в период альпийской складчатости были только частично подновлены (имеются в виду покровы основания и надвиги внутри Мармарошского массива). Остальные, которые составляют в Карпатах большинство, сформировались как надвиги чехла в неогене. При этом одни из них разделяют фациальные зоны и подзоны и представляют собой тектонические срывы по долгоживущим конседиментационным разломам. Другие же явились результатом преобразования складок. Имеющиеся наблюдения позволяют считать, что ширина надвиговых зон смятия и брекчирования обычно измеряется первыми метрами, нередко они даже совсем отсутствуют. Одним из исключений является Буркутский надвиг на участке между Белым Черемошем и Лужанкой, где вдоль него прослеживается приразломная зона шириной в десятки метров.

Картирование показало, что большинство карпатских надвигов у поверхности крутые — крутизна их более  $40^\circ$ , нередко случаи вертикального положения контактов или даже их наклона в обратную сторону. Надвиги, пологие у дневной поверхности, сравнительно редки. Однако бурением во внешней части Скибовой зоны у нас и за рубежом установлено, что крутая у поверхности форма надвигов часто на глубине около 2 км переходит в очень пологую, субгоризонтальную; горизонтальные перекрытия достигают нескольких десятков километров, так что эти структуры являются по существу покровными. Для внутренних зон аналогичные данные очень скудны. Глубокое бурение производилось здесь только в двух местах. Южнее города Свалява вскрыты пологие участки Пьенинского и Драговского надвигов, но доказанная ширина их измеряется несколькими километрами. В районе же села Долгое на р. Боржаве бурением доказана крутая форма Мармарошского надвига до глубины более 2 км. Таким образом, вопрос о форме надвигов на глубине во внутренней части Советских Карпат остается открытым. Известное представление об этом позволяет нам получить анализ геологической карты (см. рис. 1). Хорошо видно, что на центральном отрезке Советских Карпат в междуречье Боржавы и Тересвы амплитуда надвигов имеет минимальное значение. Юго-восточнее и северо-западнее она возрастает и достигает в приповерхностном срезе 10—15 км (Петросский покров, Черногорский, Порошковский надвиги). Дальнейшее увеличение надвигания внутренних зон отчетливо фиксируется в Западных Карпатах, где по данным бурения и наличию тектонических окон величина горизонтального переме-

щения Магурской и Силезской единиц достигает десятков километров (Swidzinski, 1971).

В целом приблизительные подсчеты суммарной амплитуды надвигов позволяют говорить по меньшей мере о двукратном сжатии Карпатского флишевого трога в процессе альпийской складчатости. Представляется вероятным, что смятие и выжимание флишевого комплекса произошло в результате значительной редукции основания внутренних зон, которое в процессе прогибания и осадконакопления испытало максимальное растяжение. В частности, на возможность «зияния» континентальной коры в период заложения Карпатского флишевого трога могут указывать мезозойские диабазы и серпентиниты, прослеживающиеся вдоль внутренних тектонических швов. Так, есть основание предполагать, как уже говорилось, что на океанической коре шло осадконакопление в Буркутско-Раховской группе зон. Следующий к югу зияющий шов мог располагаться на границе двух основных единиц Мармарошского массива (Белопотокской и Деловецкой). Западнее ему соответствует Мармарошская зона утесов с присущими ей офиолитами. Наконец, возможно, что континентальный фундамент отсутствовал также и в основании Пьенинской зоны. Косвенным указанием на это могут служить обломки офиолитов в палеогеновых породах. Начало закрытия швов можно связывать с проявлением меловой складчатости, а завершение — с позднеальпийской (неоген). При этом в Восточных Карпатах интенсивность меловой складчатости повышается, и в ряде мест (Дациды) она была завершающей (Săndulescu, 1971). На западном продолжении этих же единиц (Магурская зона) меловая складчатость неизвестна, а послепалеогеновое покровообразование достигает максимального значения.

Что же касается более внешних зон (Силезско-Черногорской и Скибовой), то более вероятно их развитие на континентальной коре: по составу обломков в осадочном чехле и по некоторым структурным признакам можно предполагать, что они были заложены на байкальско-герцинском обрамлении Русской платформы. Складчатость и хорошо доказанный срыв чехла с фундамента могли быть вызваны как давлением со стороны чехла внутренних зон, так и сокращением своего фундамента за счет многократного дифференцированного скальвания. Явления подобного рода описываются для массива Пельву Французских Альп (Руттен, 1972). К сходному представлению о механизме сжатия Карпат пришел в настоящее время и В. Е. Хаин.

Все эти большие покровные смещения на глубинах, отвечающих мощности осадочного чехла, рисуются на основании геофизики (Соллогуб, 1967), бурения и современных тектонических представлений. В картируемой же приповерхностной структуре мы имеем дело, как правило, с лобовыми частями срывов, имеющих форму крутых надвигов. На их фоне можно выделить картируемые пологие покровные структуры нескольких типов (рис. 3).

Наиболее значительным из них является Деловецкий покров в зоне Мармарошского массива (Хаин и др., 1968; Бызова и др., 1971). Это покров основания, по терминологии Ж. Обуэна. Он представляет собой пластину метаморфических пород толщиной порядка 1 км, перемещенную по горизонтали на расстояние до 30 км (по румынским данным) и перекрывающую как более внешнюю единицу массива, так и край флишевого трога. Поверхность покрова субгоризонтальна и осложнена молодыми изгибами и разрывами. Иногда, как это отмечено в Чивчинах и Румынии, главный покров разделяется на ряд второстепенных, каждый из которых представляет собой самостоятельную пластину, т. е. по существу самостоятельный покров. В других случаях (Раховский участок массива) Деловецкий покров снизу сопровождается одним или двумя покровами чехла, сорванного с фундамента нижележащей единицы. Деловецкий покров и сопровождающие его подразделения или покровы чехла

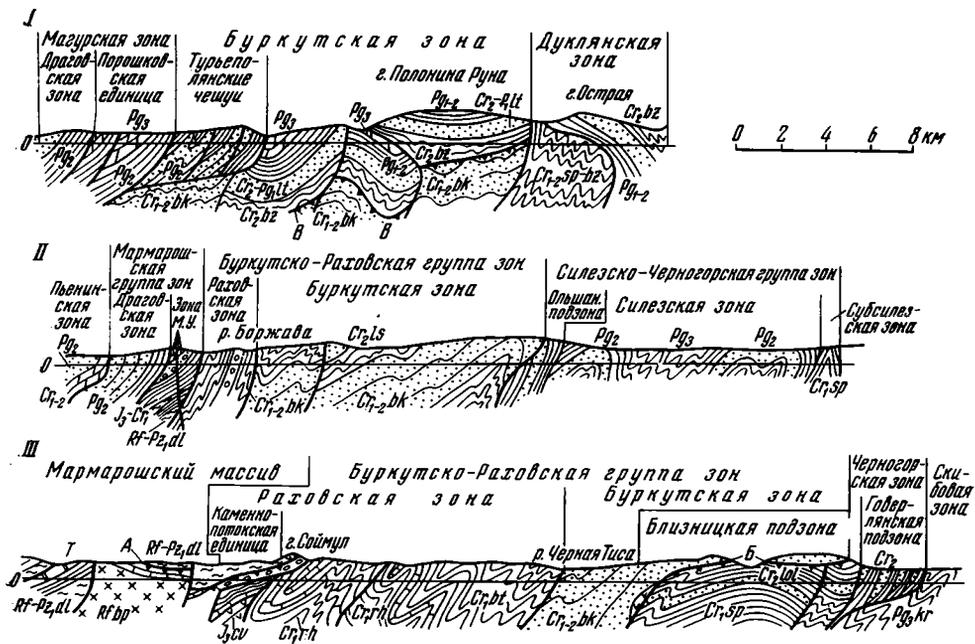


Рис. 3. Схематические геологические профили внутренних зон Советских Карпат. Положение профилей и индексы см. на геологической карте. Основные покровы: А — Деловецкий, Б — Петросский, В — Смерековский

сформировались во второй половине раннего мела, т. е. в то время, когда на остальной территории Карпат шло непрерывное осадконакопление. Следовательно, и по механизму, и по времени образования этот покров выпадает из системы структур флишевых Карпат, сформировавшихся в неогене.

Второй тип покровов, уже типичный именно для флишевых Карпат, — это упоминавшиеся выше субгоризонтальные участки надвигов, широко развитые у внешнего края Карпат. Ярким примером их может служить также покров г. Петрос (Беэр и др., 1965) — выложенный участок Буркутского надвига. На востоке этот субгоризонтальный участок резко сменяется крутым ( $60-70^\circ$ ), на западе постепенно переходит в пологий надвиг ( $15-20^\circ$ ), который протягивается в таком виде до р. Тересвы. То, что мы имеем здесь дело с той же надвиговой поверхностью, хорошо доказывается сохранением по всему ее фронту тех же приконтактных явлений (зоны смятия и брекчий), которые свойственны и крутой части надвига. Вторым доказательством может служить залегание пород аллохтона, которое грубо параллельно поверхности надвига: крутое на участке крутого надвига и пологое вплоть до горизонтального над поверхностью покрова (г. Петрос). Амплитуда покрова измеряется цифрой порядка 8—10 км. Местное выполаживание надвига, приведшее к образованию покрова, следует связывать с поперечной депрессией подстилающего комплекса, которая в свою очередь, вероятно, обусловлена диагональным сдвигом фундамента. Аналогичные участки локального выполаживания надвигов, становящихся по форме покровами, встречаются еще в ряде мест. По времени своего образования они относятся к поздней стадии послепалеогенового складкообразования, так как часто перекрывают собой уже сформировавшиеся складки и надвиги паравтохтона.

Третьей своеобразной разновидностью покровов в Советских Карпатах является Смерековский покров — горизонтальное перемещение верхнего флишевого подэтажа относительно подстилающих его пород нижнего подэтажа, обнаруженное нами на западе Буркутской зоны, в меж-

дуречье Ужа и Латорицы. По своему типу он может быть отнесен к покровам соскальзывания. Его наличие устанавливается по двум главным признакам. Первый — угловое несогласие между двумя подэтажами во флише, сопровождаемое иногда хорошо выраженной зоной смятия и брекчирования. Вторым признаком служит то, что породы верхнего подэтажа, составляющие единую структуру, перекрывают собой крупную фациальную границу в породах нижнего подэтажа. Амплитуда покрова достигает 10—15 км. Видимая площадь его проявления около 50 км в длину и 15 км в ширину. Этот покров участвует в сложении крупных складок в этой зоне как нормальный стратиграфический горизонт; следовательно, в отличие от описанных выше покровов-надвигов он образовался в начальный момент послепалеогеновой складчатости в условиях субгоризонтального залегания пород в данной зоне. Возможно, что известную роль в его формировании сыграл существовавший уклон в сторону соседней зоны и соскальзывание верхнего подэтажа произошло под действием силы тяжести. Аналогичные явления в миниатюре наблюдались нами на других участках и на других стратиграфических уровнях, в частности в подошве олигоцена и эоцена в районе г. Свалява. Возможно, что они распространены шире, но еще не обнаружены.

### ПОПЕРЕЧНЫЕ ЗОНЫ НАРУШЕНИЯ И РАЗРЫВЫ

На фоне абсолютного господства продольных структур поперечные дислокации играют в Карпатах второстепенную роль. Сразу можно разделить явления двух масштабов: крупные поперечные и диагональные зоны, охватывающие собой несколько продольных структурно-фациальных единиц и несомненно связанные со смещениями в фундаменте, и многочисленные мелкие и местные неглубокие нарушения осадочного чехла с амплитудами порядка первых сотен метров.

Из первых нам удалось выявить два совершенно самостоятельных типа: 1) Лужанско-Терешовская зона долгоживущих поперечных поднятий и 2) симметрично обрамляющие ее Верхнетисинская и Латорицкая диагональные зоны сдвиговых нарушений.

**Лужанско-Терешовская зона** поперечных нарушений охватывает собой бассейны притоков р. Тересвы — рек Лужанки и Терешовы. В этой поперечной полосе шириной около 10 км в разных зонах и на разных стратиграфических уровнях отмечается появление признаков относительных поднятий. Начиная с конца раннего мела, в Раховской зоне выделялся участок, в пределах которого глубоководное флишевое осадконакопление временно сменилось мелководным (алеверитистые мергели верхнего альба — сеномана). Также мелководными образованиями — мергелями, а не глинами — представлены здесь породы турона. В последующее время — в кампане — аналогичные мелководные мергели появились в Черногорской зоне (Терсовская подзона). На этом же пересечении отмечаются и признаки максимального поднятия внутрифлишевых кордильер — местных источников сноса: неоднократно в разрезе появляются линзы конгломератов или местное поглубение песчаных флишевых толщ. Наконец, именно здесь происходит резкое сужение Буркутской зоны, которое, как мы считаем, наметилось уже в период осадконакопления и только усилилось в результате складчатости.

Существование поперечных нарушений сказалось и в современной структуре участка: здесь наблюдается общее сужение всех внутренних зон, изгибы простирающихся и поперечные разрывы, мало свойственные Карпатам в других местах. Конечно, в период складкообразования здесь, как и везде, осадочный чехол был сорван со своего фундамента и перемещен на северо-восток, так что породы чехла потеряли непосредственную связь с теми структурами основания, которые обусловили их фациальные особенности. Однако можно констатировать, что в целом полоса

продолжала быть аномальной. Наиболее ярко выраженная поперечная структура — это коленообразный изгиб трех надвигов — Драговского, Мармарошского и Раховского. Изгиб Раховского надвига сопровождается сравнительно крупным поперечным разрывом с проявлением левого сдвига. В Мармарошской зоне утесов в районе изгиба наблюдается резкое осложнение внутренней структуры (р. Большая Уголька). В Черногорской зоне нарушения проявляются в изгибе простирающей Лужанской подзоны и в поперечном смещении внутри Близницкой подзоны.

По данным геоморфологии (Н. Е. Фельдбарг, устное сообщение), эта зона может рассматриваться как составной элемент крупного поперечного поднятия, прослеживающегося как в области складчатых Карпат (поднятие Горган), так и в обоих прогибах.

**Верхнетисенская и Латорицкая зоны** диагональных нарушений представляют собой серию сигмоидальных изгибов или разрывов продольных структур. Произведенный нами совместно с Л. М. Расцветаевым анализ пространственной ориентировки вышеупомянутых нарушений позволил трактовать эти зоны как сопряженные диагональные системы лево- и правосторонних сдвиговых дислокаций (Безр, 1969).

Верхнетисенская зона диагональных дислокаций в пределах осадочного чехла проявляется прежде всего в форме крутого параллельного изгиба трех надвигов: Черногорского, Буркутского и Раховского. Параллельный сигмоидальный изгиб испытывают также складчатые и разрывные нарушения Близницкой подзоны Черногорской зоны. К этой зоне приурочено резкое выполаживание Буркутского и Черногорского надвигов. Наша интерпретация гравиметрических данных позволяет выделить здесь левый сдвиг фундамента с простираанием СВ 50—60° и амплитудой порядка 10—15 км.

Латорицкая зона диагональных дислокаций охватывает западную часть Советских Карпат. В бассейне р. Латорицы прослеживается серия правых сдвиго-надвигов (восточнее города Свалявы), правых сдвигов с амплитудой 1—5 км западнее города Свалявы, а также резкое флексуорообразное погружение к западу складчатых структур Буркутской зоны. Вторая полоса в пределах описываемой зоны, испытавшая влияние правосдвиговых деформаций, располагается в верховьях р. Турьей. Ее элементами являются: сигмоидальный изгиб Сольской синклинали Буркутской зоны с амплитудой около 6 км, резкая смена вергентности Костринской чешуи Дуклянской зоны, которая из очень пологого северного надвига преобразуется к юго-востоку в ретрошарьяж г. Острой, а также серия сигмоидальных изгибов Буковецкой чешуи Субдуклянской зоны. К Латорицкой диагональной зоне приурочено, кроме того, возникновение серии пологих тектонических срывов внутри мелпалеогенового чехла с образованием пологих надвигов и покровов: Порошковский надвиг и обрамляющие его с севера бескорневые Турьепольские чешуи, Смерековский покров. На основании анализа гравиметрических данных в бассейне Латорицы намечается правый сдвиг фундамента с азимутом ССВ 15—20° и амплитудой 15—25 км.

Таким образом, Верхнетисенская и Латорицкая диагональные зоны представляют собой, по всей вероятности, отражение в структуре осадочного чехла лево- и правосдвиговых нарушений фундамента. Соотношение этих зон с продольными надвигами указывает на одновременность их формирования, произошедшего в условиях общего сжатия в период неогеновой складчатости.

Мелкие поперечные разрывы чехла довольно многочисленны, но роль их в структуре Карпат очень невелика. Все они, с нашей точки зрения, являются образованиями местными. Они, по-видимому не только не имеют связи с фундаментом, но и во флише вряд ли распространяются глубоко. Хорошим доказательством этого могут служить неоднократно наблюдавшиеся нами разрывы, приуроченные к краям надвигов. Смеще-

ние по ним, достигающие нескольких сотен метров (сдвиги или сбросы), не распространяются на поднадвиговые образования и быстро затухают в тыловой части надвинутой единицы. Они образовались, по-видимому, в результате неравномерного распределения напряжений при продвижении. Более крупные разрывы приурочены к рассмотренным выше диагональным зонам.

В целом во флишевых Карпатах преобладают области, не нарушенные поперечными смещениями. Хорошо картируемые чешуи прослеживаются часто на десятки километров без всяких признаков разрывов, хотя при этом они могут испытывать значительные изгибы простираний. Все это вполне естественно, если учесть большую роль в разрезе флиша пластичных глинистых пород. Для жесткого Мармарошского массива, наоборот, крутые разрывы разных масштабов очень характерны.

### СКЛАДЧАТОСТЬ

Рассматриваемая область Карпат характеризуется развитием линейной или полной складчатости. Она образовалась в пластичном осадочном чехле, сорванном со своего жесткого фундамента, в условиях сильного тангенциального сжатия. Кроме бокового давления, на формировании складчатости сказались влияние погребенных кордильер, сыгравших роль упора (Вялов, 1967), влияние поперечных и диагональных нарушений фундамента, а также неоднородный литологический состав сминающихся толщ. Вследствие всего этого по характеру деформации область карпатского флиша может быть отнесена к числу сложноскладчатых систем, не подчиняющихся единой закономерности. Здесь широко распространены линейные складки-чешуи, но наряду с ними присутствуют брахискладки, изометричные купола и мульды, завороты структур и области мелкого дисгармоничного смятия.

Наиболее распространенным типом складчатых форм Карпат являются чешуи. Некоторые из них образовались в результате тектонических срывов вдоль резких фациальных границ — таковы в основных чертах Мармарошская зона утесов, Драговская зона, Порошковская единица. Другие же представляют собой конечный результат преобразований наклонных изоклинальных складок, подвернутые крылья которых превращены в надвиг. Развитие подобных складок-чешуй или скиб характерно не только для Скибовой зоны, где они наиболее типичны, но и для ряда подзон Черногорской зоны (Говерлянской, Лужанской), для Дуклянской и Субдуклянской зон. Весьма возможно, что важной предпосылкой для образования чешуй является специфика разреза — чередование пачек разной прочности. Размер чешуй определяется мощностью участвующих в их строении массивных пачек, поэтому в Скибовой зоне чешуи примерно одинаковые по масштабу (3—5 км). В Черногорской зоне размер чешуй в значительной мере зависит от участия в их строении массивных песчаников черногорской свиты. Если она отсутствует, т. е. если зеркало складчатости на данном участке располагается ниже подошвы песчаников, развиваются мелкие чешуи шириной порядка 0,5 км, очень характерные для восточной части Говерлянской подзоны. Участие черногорских песчаников сразу делает чешуи массивнее — 3—4 км, как это видно в пределах Черногорского хребта.

Как ни типична для флишевых Карпат структура чешуй, есть в их пределах значительные области, которым она совершенно не свойственна. К ним относится почти вся площадь Буркутско-Раховской группы зон и широкое поле развития пород олигоцена в Силезской и Скибовой зонах. Для последней области, как это показали еще в свое время А. А. Богданов и Ю. М. Пушаровский (1950), характерно развитие узких гребневидных антиклиналей и широких синклиналей, сильно осложненных мелкой дополнительной складчатостью, обусловленной дисгармонией.

Некоторые аналогичные черты складчатости улавливаются в пределах Буркутско-Раховской группы зон: здесь также встречаются полные складки с сохранившимися крыльями и также велика роль дисгармоничного смятия. Это сходство обусловлено, по-видимому, общностью литологии, т. е. развитием и там, и здесь очень мощных монотонных толщ. Однако при этом складчатость в Буркутско-Раховской группе зон напряженнее и менее закономерна. В частности, помимо линейных структур, здесь встречаются почти изометричные мульды и купола с субгоризонтальным залеганием пластов. На западе это мульда Полонины Руны, синклинали Большого и Малого Виженя, Черноголовская антиклиналь; восточнее — Терешовская брахисинклиналь, а также брахисинклиналь горы Томнатикул на румынской границе. Совершенно очевидно, что речь здесь идет о форме складок на дневной поверхности, а на глубине они подобно складкам-чешуям ограничены срывами разного происхождения.

Проведенные исследования привели нас к выводу о том, что ведущими факторами при образовании таких форм являются два: литология пород и влияние сдвиговых нарушений фундамента, при которых в осадочном чехле образуются сигмоидальные изгибы пологих складчатых форм. На таких участках общее тангенциальное сжатие Карпат было реализовано не в виде системы нормальных к нему линейных складок и надвигов, а образованием диагональных сдвиговых нарушений, благодаря чему складчатые формы здесь более просты. Это явление наиболее ярко выражено в междуречье Латорицы и Ужа, в диагональной зоне правосдвиговых нарушений (мульда Полонины Руны, Черноголовский купол). Кроме того, влияние сдвиговых дислокаций, возможно, сказалось в полой структуре Петросского покрова (диагональная левосдвиговая зона бассейна Черной Тисы).

Влияние литологии сказывается прежде всего в явлении дисгармонии. Она проявляется в Карпатах на разных стратиграфических уровнях. Нижним уровнем несогласия, связанным с дисгармонией, для всех флишевых зон следует считать основание флишевого комплекса. Насколько можно судить по обломкам во флишевых толщах и по данным изучения зарубежных Карпат, в основании флишевого комплекса первоначально присутствовали терригенные и карбонатные породы верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, связанные с флишем постепенным переходом. Эти породы не участвуют в складчатости и не выходят на поверхность, так что скорее всего они связаны с жестким фундаментом там, где он есть, а уровень дисгармонии и соответственно граница срыва чехла проходит выше, в глинистых породах нижнего мела (раховская и шипотская свиты). Какой-то намек на форму отрыва пластичного чехла от его массивной нижнемезозойской части могут дать приводившиеся ранее данные о строении Каменнопотокской чешуи.

Глинистая толща нижнего мела (раховская и белотисенская свиты) характеризуется обычно развитием мелкой изоклиальной складчатости. Сверху она ограничена другим уровнем дисгармонии — подошвой массивной песчаной толщи буркутской свиты в Буркутской зоне, которая смята в складки, в целом более простые и крупные, чем подстилающие породы. Она как бы всплывает над мелко- и сложносмятой глинистой толщей. Сходные взаимоотношения можно наблюдать на западе в Буркутской и Дуклянской зонах на более высоком стратиграфическом уровне — при переходе от глинистой березнянской свиты к массивным песчаникам лютской. Первая из них, иногда вместе с породами нижнего мела, подвержена мелкому и сложному дисгармоничному смятию, которое особенно ярко проявляется в ядрах антиклиналей. Ему противопоставляется сравнительно простое залегание лютских песчаников. Промежуточным слоем служит менее жесткая верхняя часть березнянской свиты, в которой постепенно гаснут мелкие складки подстилающих пород. Уровнем дисгармонии в Буркутской зоне является часто кровля буркутской

свиты и подошва массивных мергелей дусинской свиты олигоцена. В Силезской и Скибовой зонах уровень дисгармонии обычно располагается в подошве олигоцена: такова, по-видимому, природа несогласий, детально описанных в бассейне Рики ((Ладыженский, Гавура, 1968).

Существование поверхностей дисгармоничного несогласия определяет в Карпатах развитие своеобразных «структурно-литологических этажей», различных в разных зонах. В эпоху сжатия горизонтальные срывы наиболее легко происходили, вероятно, именно по этим поверхностям.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В результате десятилетних исследований создан новый вариант геологической карты и схема структурно-фациальной зональности Советских Карпат. В основу последней положена резкая смена структурного плана на рубеже сеномана и турона. Фации нижнего мела — сеномана отвечают наиболее крупным единицам — группам зон. Эти крупные единицы разделяются на зоны и подзоны на основании различий в разрезах верхнего мела и палеогена.

2. Все структурно-фациальные единицы увязываются с соответствующими зонами в пределах Западных и Восточных (Румынских) Карпат.

3. Зоны и подзоны разделены надвигами, большинство из которых в современном срезе рисуются сравнительно крутыми. Однако на глубине, как показало бурение у внешнего края Карпат, многие из них резко выполаживаются. Минимальная амплитуда горизонтальных перекрытий измеряется здесь десятками километров. Вопрос об аналогичном выполаживании надвигов на глубине во внутренней части флишевых Карпат остается пока открытым. Следует предполагать повсеместный полный срыв чехла со своего основания иногда за счет закрытия зияющих шовных зон, иногда же в результате сокращения фундамента путем многократного скалывания.

4. На фоне сравнительно крутых на дневной поверхности надвигов выделяются картируемые покровы трех типов: покровы основания, выполаженные участки надвигов и покровы соскальзывания.

5. Кроме господствующих продольных структур выявлены крупные поперечные зоны: Лужанско-Терешовская зона долгоживущих поднятий и симметрично обрамляющие ее Верхнетисенская и Латорицкая диагональные зоны сдвиговых нарушений фундамента — соответственно лево- и правосторонних. Они проявляются в осадочном чехле в основном в виде параллельного сигмоидального изгиба продольных структур.

6. Складчатость флишевой области Карпат сформировалась в пластичном осадочном чехле, сорванном со своего жесткого фундамента, в условиях сильного бокового сжатия. Здесь преобладают линейные складки-чешуи, но наряду с ними присутствуют области мелкого дисгармоничного смятия и брахискладки. Образование последних обусловлено влиянием сдвиговых нарушений фундамента, а также проявлением дисгармонии на разных стратиграфических уровнях — массивные породы как бы всплывают в виде сравнительно простых структур над сложно- и мелко-смятым глинистым флишем.

## Литература

- Безр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты). — Геотектоника, 1965, № 4.
- Безр М. А., Бызова С. Л. Новые данные по соотношению структурно-фациальных зон внутренней части Советских Карпат. — Материалы КБГА VIII конгр., т. 1. Тектоника, Белград, 1967.
- Безр М. А. О сдвиговых нарушениях в Советских Карпатах. — Тезисы докл. IV научной отчетн. конф. геол. ф-та МГУ. Изд-во МГУ, 1969.
- Безр М. А., Бызова С. Л., Маслакова Н. И. Геологическое строение Близицкой подзоны Советских Карпат. — Вестн. МГУ. Геология, 1971, № 4.

- Богданов А. А., Пушаровский Ю. М.* Основные черты тектоники Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 2.
- Биркенмайер К.* Очерк по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений Пеннинской утесовой гряды в Польше.—Геологические исследования в Карпатах. т. X, бюл. 181. Геол. ин-т, Варшава, 1963.
- Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И., Хаин В. Е.* Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты).—Геотектоника, 1971, № 6.
- Бызова С. Л.* О тектонике Мармарошской зоны утесов.—Вестн. МГУ. Геология, 1972, № 2.
- Вялов О. С.* Основные проблемы тектоники Карпат.—В сб. «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений», вып. 1. «Наукова думка», Киев, 1965.
- Вялов О. С., Андрусов Д. Н.* О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: карпийскую и омброньскую.—Материалы VI съезда КБГА. «Наукова думка», Киев, 1965.
- Вялов О. С.* Некоторые вопросы тектоники Карпат.—В сб. «Тектоника Карпат». «Наукова думка», Киев, 1966.
- Вялов О. С.* О кордильерах в Карпатском флишевом бассейне.—Материалы VII съезда КБГА. Докл. сов. геологов. Киев, 1967.
- Вялов О. С., Даныш В. В., Царненко П. Н.* Некоторые новые представления о тектонике Восточных Карпат.—Геол. ж., 1969, т. 29, вып. 5.
- Вялов О. С.* О палеогеографических и формационных особенностях Карпат и примыкающих прогибов.—Acta Geol. Acad. Soc. Hungaria, 1971, t. 15.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат.—Тр. УкрНИГРИ, вып. XXV, 1971.
- Геология СССР, т. XLVIII. «Недра», 1966.
- Дабаян Н. В., Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю.* Геологическое строение и стратиграфия мела Раховской зоны.—Материалы КБГА VIII конгр. Стратиграфия. Белград, 1967.
- Круглов С. С.* О природе Мармарошских утесов Советских Карпат.—Геол. сб. Львов. Геол. о-ва, 1965, № 9.
- Круглов С. С., Смирнов С. Е.* Палеоген зоны Пеннинских утесов Советского Закарпатья.—Сов. геология, 1968, № 2.
- Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Петрашкевич М. И., Совчик Я. В.* Некоторые данные о глубинном строении Закарпатского прогиба и Пеннинской зоны.—Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1968, № 11.
- Кульчицкий Я. О.* Некоторые проблемные вопросы геологического строения Восточных Карпат.—Материалы VI съезда КБГА. Киев, 1965.
- Кульчицкий Я. О.* О покровно-чешуйчатом строении южного склона Украинских Карпат.—Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1966, № 10.
- Ладыженский Н. Р.* Новые данные по вопросу тектонического районирования Карпат.—Материалы VI съезда КБГА. Киев, 1965.
- Ладыженский Н. Р., Гаура С. П.* Черногорский тектонический элемент и его северо-западное продолжение.—В кн. «Геология и геохимия горючих ископаемых», вып. 14. «Наукова думка», Киев, 1968.
- Руттен М. Г.* Геология Западной Европы. «Мир», М., 1972.
- Соллогуб В. Б.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.—В сб. «Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы», № 5, «Недра», 1967.
- Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Маслакова Н. И., Безр М. А.* Тектоническая зональность юго-западной части флишевой зоны Советских Карпат.—Материалы VI съезда КБГА. Киев, 1965.
- Хаин В. Е., Славин В. И.* Тектоника Карпат.—Вестн. МГУ. Геология, 1966, № 5.
- Хаин В. Е., Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И.* О покровной структуре Раховского массива.—Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 5.
- Andrusov D., Scheibner E.* Classification of «klippes» or «klippen».—XXIII Intern. Geol. congress. Prague, 1968, v. 3.
- Dimian M.* Etudes stratigraphiques et tectoniques dans la region Lucina—Moldova—Sulita—Breaza (Carpates Orientales de Nord).—Institut geol. Rom. Dari de seama. Bucuresti, 1970, v. LV.
- Koszarski L.* Sur la division de formation cretacees et paleogenes des Karpates des flysch en trois series principales. КБГА, VII конгресс. Доклады, ч. 1. София, 1965.
- Săndulescu M.* Considerații asupra posibilităților de corelace a structurii Carpatilor orientali și occidentali. Dări de seama ale seditelor. Bucuresti, 1971, v. LVIII.
- Sikora W.* Очерк тектогенеза Пеннинской Утесовой зоны в Польше в свете новых данных.—Roczn. Polsk. towarz. geol., 1971, t. XVI, z. 1.
- Swidzinski H.* Stratigraphical index of the northern flisch Carpatians.—Panstw. sluzba geologiczna. Panstw. inst. geol. Warszawa, 1947—1948, Biul. 37.
- Swidzinski H. O.* Rozmiarach Przesunec Poziomych w polnocnych Karpatach fliszowych.—Roczn. Polsk. towarz. geol., 1971, t. XLI, z. 1.

УДК 551.248.2 (234.421.1)

В. И. СОМОВ

## СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРПАТ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН

Рассмотрены современные вертикальные движения земной коры Карпат и сопредельных областей. Зональное распределение интенсивности вертикальных движений обусловлено блоковым строением региона и, таким образом, связано с предшествующей историей геологического развития.

Сложная система горных сооружений Карпат протягивается в виде выпуклой дуги, доходящей в ширину до 100 км по территории Чехословацкой Социалистической Республики, юга Польской Народной Республики, западных областей УССР и Социалистической Республики Румынии. Длина ее около 1500 км.

В 1961 г. на территории советской части Карпат Львовским филиалом Института геофизики АН УССР было начато изучение современных вертикальных движений земной коры<sup>1</sup>. В 1972 г. нами было завершено повторное нивелирование I класса по трассе Золочев — Батево — Рахов — Тернополь — Озерная, дважды пересекающий центральную часть Советских Карпат<sup>2</sup>.

Первое точное нивелирование здесь было исполнено в 1882—1891 гг. Венским военно-географическим институтом (*Astronomisch-geodätischen Arbeiten...*, 1899), второе высокоточное измерение — в 1924—1937 гг. Пражским военно-географическим институтом и Министерством общественных работ в Чехословакии (в Закарпатье) и Министерством путей сообщения Польши (в Предкарпатье) (*Katalog wysokosci geod. 1939*).

В 1972 г. построены три карты современных вертикальных движений для территории западных областей УССР для периодов (1882—1891) — (1924—1937) гг., (1924—1937) — (1949, 1961—1972) гг. (рис. 1) и (1882—1891) — (1949, 1961—1972) гг.<sup>3</sup> Геолого-геоморфологические исследования устойчивости нивелирных знаков, используемых для определения интенсивности движения, было выполнено в 1968 г. Д. А. Лиленбергом и Н. С. Благоволным (Институт географии АН СССР). В качестве исходных данных для вычисления абсолютных значений скорости были использованы значения скорости (+2,8 мм/год) в пунктах Тернополь и Золочев (Boulanger et al., 1971).

Проведенные исследования показали отсутствие на территории региона значительной дифференцированности движений земной коры. Во всех вариантах сопоставления нивелирований наблюдается отчетливое уменьшение интенсивности поднятий от Волыно-Подольской плиты к Паннонской впадине. Слабое отставание в поднятии от краевой части Восточно-Европейской платформы и складчатых Карпат испытывает Предкарпатский передовой прогиб. В западной части Закарпатско-

<sup>1</sup> Изучение горизонтальной составляющей началось позднее (Сомов, 1969).

<sup>2</sup> На участке Озерная — Золочев (43,3 км) повторное нивелирование I класса было проложено в 1949 г.

<sup>3</sup> Все карты опубликованы в Докладах АН СССР в 1974 г.

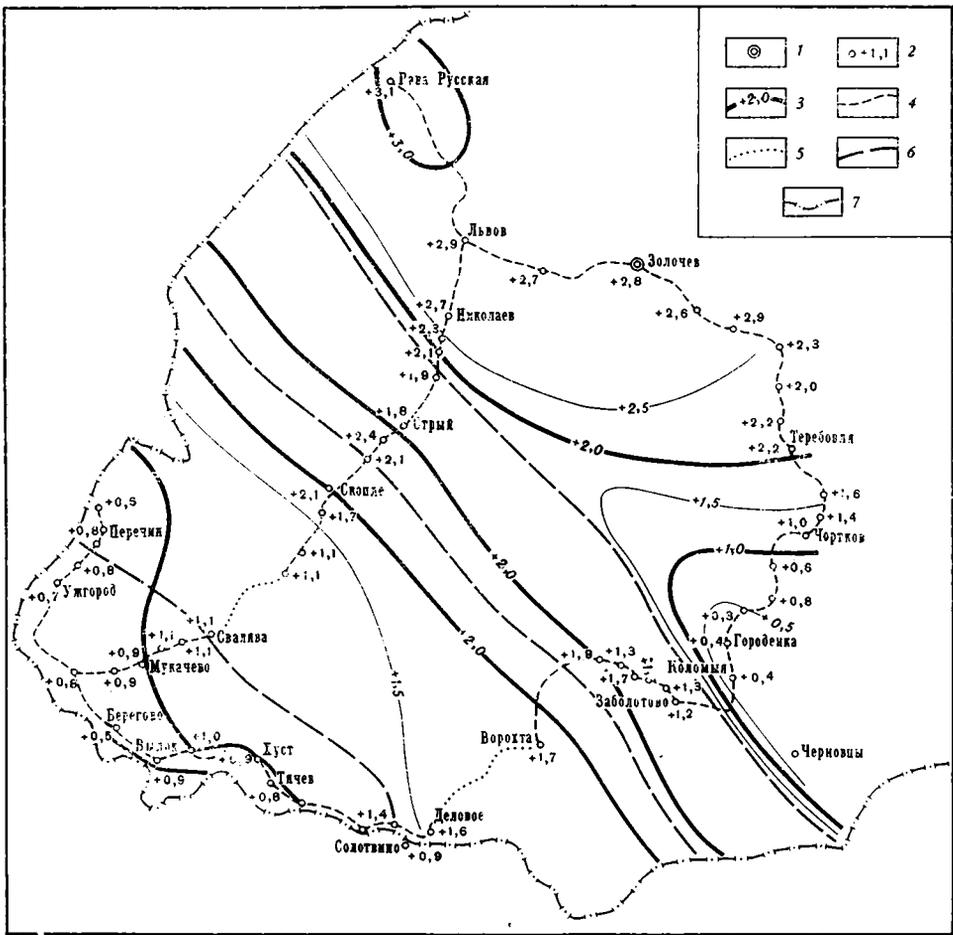


Рис. 1. Карта современных вертикальных движений земной коры западной части УССР для периода (1924—1937)—(1949, 1961—1972) гг. (Сомов, 1972)  
 1 — исходные пункты вычисления абсолютной скорости (Boulianger et al., 1971);  
 2 — значения скорости ( $мм/год$ ); 3 — изолинии скорости ( $мм/год$ ); 4 — полигон повторного нивелирования; 5 — разрывы в полигоне; 6 — геологические границы крупных структурных единиц Карпатского региона, 7 — государственная граница СССР

го прогиба наблюдается абсолютное изменение знака движений (опускание сменяется поднятием) (рис. 1).

Преимуществом указанных карт в отличие от ранее предлагавшихся их вариантов (Сомов, 1967, 1968; Гофштейн, 1971; Гофштейн, Сомов, 1972) является то, что количественные характеристики для изучаемой территории получены из нивелирований, выполненных в каждую отдельную эпоху по всему периметру полигона. Ранее для вычисления скорости в разных частях региона привлекались материалы нивелирований, проложенных в различное время. А использование при составлении предыдущих карт данных работ пониженной точности с коротким интервалом времени между измерениями (на участке Золочев — Львов) неоправданно завышало интенсивность современных движений земной коры. Так, еще в 1968 г. Д. А. Лилиенберг (Институт географии АН СССР) указал на отсутствие прямых геоморфологических признаков, подтверждающих высокие темпы движения в районе Львова, которое рисовалось на перечисленных выше картах.

Одной из основных задач исследований современных деформаций является составление сводной карты вертикальных движений земной коры Восточной Европы (Буланже, Мещеряков, 1962). В 1967 г. был составлен первый вариант карты, охватывающий Западные, Восточные и Южные Карпаты и прилегающие территории (Сомов, 1968). Затем чехословацкими исследователями (Высочил и др., 1968) был предложен вариант увязки изолиний скорости для территории тех социалистических стран — ГДР, ПНР и ЧССР.

В 1968 г. румынскими исследователями был построен вариант карты современных вертикальных движений земной коры в бассейне Черного моря и на прилегающих территориях (Ciocârdel et al., 1968). И наконец, в 1971 г. было закончено построение карты, охватывающей территорию шести социалистических стран (Boulanger et al., 1971).

В каждой из стран этой части континента проводятся большие исследования в установлении интенсивности и направленности современных движений земной коры. Так как значительную часть территории Восточной Европы занимает Украинская ССР, то с 1971 г. под руководством академика АН СССР С. И. Субботина в Институте геофизики АН СССР и его Львовском филиале были начаты исследования с целью составления детальной карты современных вертикальных движений земной коры Украины.

Достоверная интерпретация материалов повторных измерений и установление характера движения на территории УССР невозможны без изучения результатов аналогичных исследований на смежных территориях социалистических стран.

**ПНР.** Первая карта современных вертикальных движений земной коры в масштабе 1:400 000 была построена в 1960 г. (Niewiarowski, Wyrzykowski, 1960).

Относительно исходного знака в здании ратуши г. Торунь восточная часть страны (свыше 60% ее территории) испытывала поднятие со средней скоростью 0,68 мм/год, а западная — опускание со средней скоростью 0,39 мм/год (Staszewski, 1963).

В 1967—1968 гг. на основании пересмотра имеющегося и вновь полученного геодезического материала был составлен макет карты в масштабе 1:1 500 000 с сечением изолиний скорости через 0,5 мм/год. Относительные скорости современных вертикальных движений 14 полигонов повторного нивелирования последнего варианта карты и данные равномерных наблюдений на четырех мареографических постах Балтийского побережья ПНР были использованы при совместном уравнивании сетей повторного нивелирования шести социалистических стран при составлении сводной карты Восточной Европы в масштабе 1:2 500 000.

Интенсивность опусканий побережья Польши по данным равномерных наблюдений за период 67—157 лет незначительная и составляет  $(0,7-1,1) \pm (0,1-0,2)$  мм/год. На остальной территории страны скорости движений изменяются от  $-1,5$  до  $+0,5$  мм/год с ошибкой их определения  $\pm (0,-0,8)$  мм/год (рис. 2). Таким образом, большая часть ПНР испытывает современное опускание, и лишь на востоке страны в виде вытянутых замкнутых овалов и отдельных контуров намечается очень слабое поднятие (Wyrzykowski, 1971).

Для нас особенно важным является то, что относительное распределение интенсивности и направленности современных движений по профилю Замостье — Белжец — Грыбыв — Лелюхув полностью совпадает с характером движений по профилю Львов — Стрый — Бескид (см. рис. 1). На обоих профилях в интервале (1926—1937) — (1952—1971) гг. наблюдается отчетливое падение интенсивности современных поднятий с северо-востока на юго-запад. В Восточных Карпатах на территории ПНР отмечается увеличение интенсивности опусканий (до 1 мм/год) от пред-

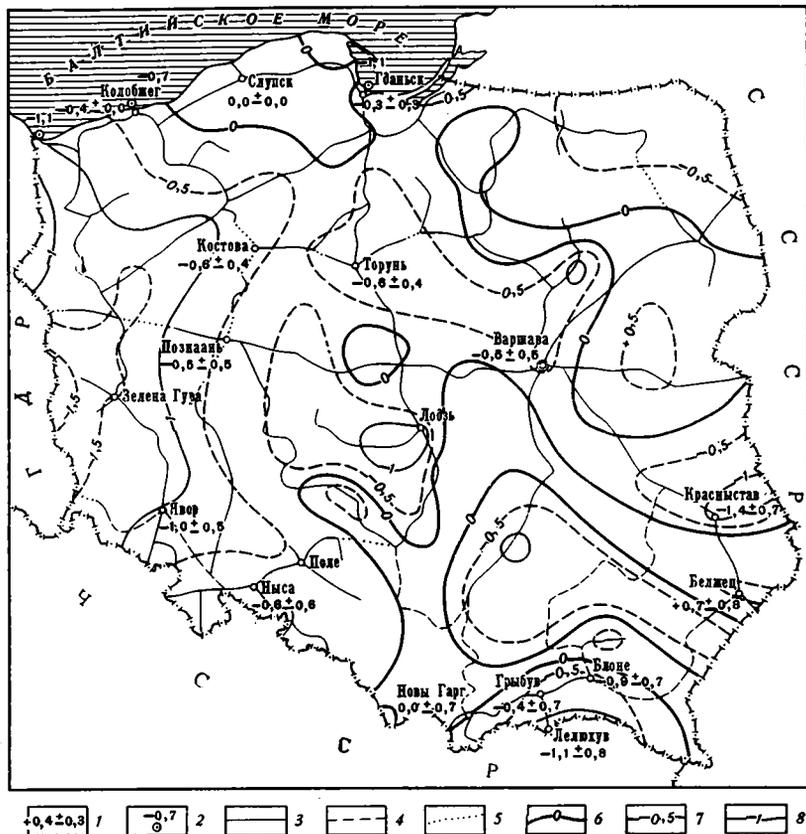


Рис. 2. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории ПНР (Wyzukowski, 1971)  
 1 — значение скорости (мм/год) и точность ее определения; 2 — уровенмерные посты; 3 — линии повторного нивелирования; 4 — линии с частичным повторным нивелированием; 5 — разрывы в повторном нивелировании; 6—8 — изолинии скорости (мм/год)

горьев к центральной синклиналиной зоне. Предкарпатский прогиб здесь также испытывает опускание относительно краевой части Восточно-Европейской платформы и северо-восточного склона Карпат.

**ЧССР.** В настоящее время для всей территории республики построены два варианта карты. При составлении первого варианта (Kruis, 1959) использованы точные и высокоточные нивелирования, проложенные в 1873—1896 и в 1920—1938 гг. Амплитуды смещения знаков были вычислены как разности урвненных отметок относительно исходного пункта Лышов — скальной марки, заложенной Венским военно-географическим институтом в г. Ческе-Будеевице.

Так как определяемые расхождения высот знаков при сопоставлении данных нивелирований намного превосходили возможные ошибки измерений, это позволило ее составителям говорить об увеличении относительной интенсивности опусканий по мере продвижения с запада на восток.

На первом варианте карты относительные скорости движений изменяются от +1,0 до -8 мм/год. В западной части страны эти изменения колеблются от -1,0 до +1,5 мм/год. Если на Чешском массиве выделяются локальные участки относительных поднятий и опусканий, то в Карпатах наблюдается вытянутость изолиний равных смещений

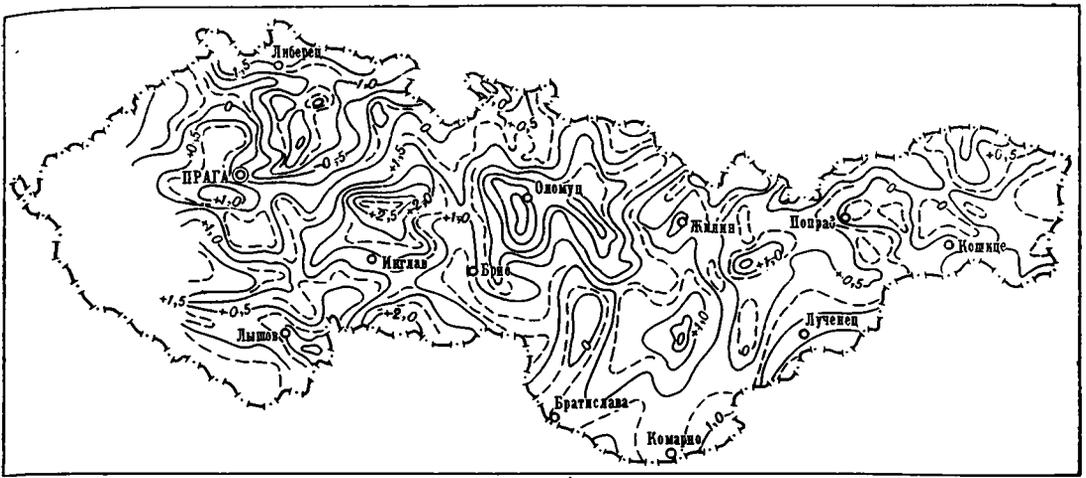


Рис. 3. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории ЧССР для периода 1929—1949 гг. (Cimbalnik et al., 1967)

вдоль системы горных сооружений. Западная тектоническая граница Карпат находит свое отражение в сгущении изолиний скорости (Svoboda, 1962).

В 1959 г. было закончено проложение второго повторного нивелирования (Высочил и др., 1968).

Сопоставление урвненных отметок идентичных реперов нивелированных 1929 и 1949 гг. (средние даты исполнения работ) позволило составить новый вариант карты для всей территории страны (Cimbalnik et al., 1967).

На второй карте изолинии скорости, имеющие вид замкнутых овалов, характерны для всей территории Чехословакии (рис. 3). Интенсивность относительных движений в этом варианте сопоставления нивелирований изменяется от  $-1,5$  до  $+3,0$  мм/год. Максимальная активность движений имеет место только для восточной части Чешского массива. Северо-западная и западная части массива испытывают опускание (до  $1,0$ — $1,5$  мм/год), а центральная и восточная части — поднятие (до  $1,0$ — $3,0$  мм/год). Примыкающая к массиву часть Западных Карпат, имеющая меридиональное простирание, также поднимается со скоростью до  $1,5$  мм/год. Субширотная часть Западных Карпат характеризуется меньшей интенсивностью поднятий. На севере Словакии фиксируются отрицательные значения скорости (до  $0,5$  мм/год), что хорошо согласуется с геодезическими данными по ПНР. По отношению к Внутренним Карпатам расположенные на юге низменности испытывают относительное опускание. Таким образом, представленная карта убедительным образом демонстрирует уменьшение темпа воздымания Карпат по мере продвижения на восток, и уже на границе с Советским Союзом Восточные Карпаты характеризуются скоростью современных вертикальных движений, равной  $+0,5$  мм/год. Последняя величина скорости находит свое подтверждение на рис. 1.

Инструментальный материал для территории Чехословакии очень обширен. Однако существенным недостатком при его использовании для выявления современных деформаций земной коры является то, что для определения количественных характеристик движений используются урвненные отметки марок и реперов. Подтверждением этого служит значительное расхождение кривых скорости, построенных для ряда профилей на территории Европейской части СССР на основе измеренных и урвненных превышений (Матцкова, 1961).

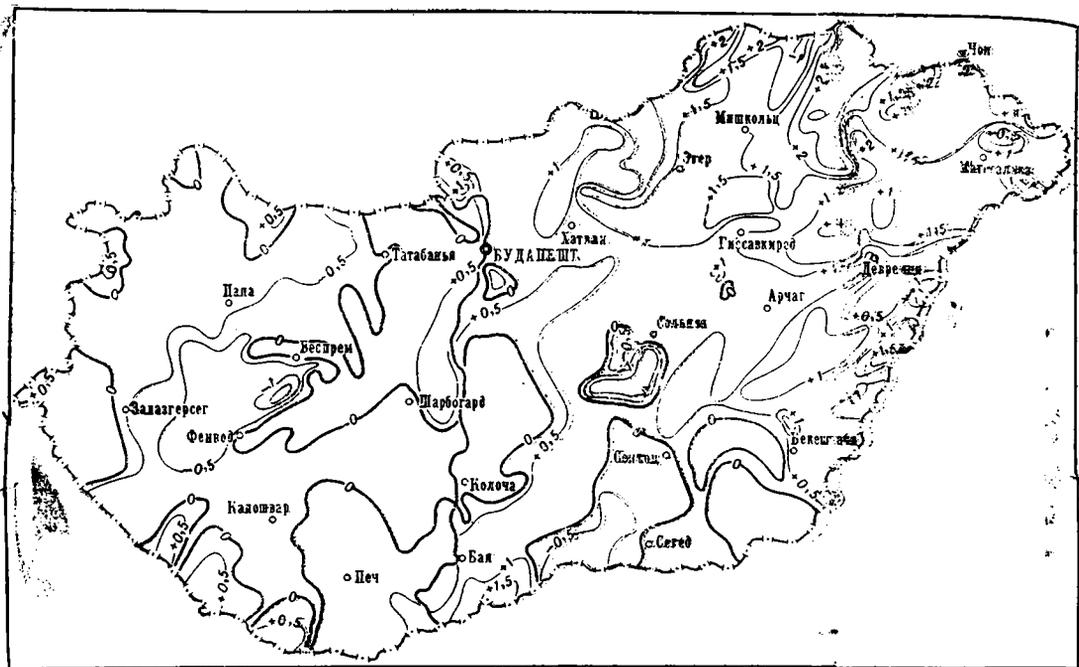


Рис. 4. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории ВНР для периода (1922—1924) — (1951—1958) гг. (Bendefy, 1964)

**ВНР.** Основой составления первой карты современных деформаций земной поверхности являлось нивелирование, выполненное в 1875—1897 гг. на территории Венгрии Венским военно-географическим институтом. Второе нивелирование проложено Геодезическим управлением в 1922—1934 гг. Вычисление смещений земной коры произведено относительно опорного пункта страны Надап (район г. Сегешфехервар), скорость движений которого принята равным 0.

Изолиния нулевого смещения проходит по линии Капошвар—Сегешфехервар—Будапешт. Таким образом, около  $\frac{1}{3}$  территории страны (запад, север и северо-запад) испытывают поднятие, а остальная часть — опускание.

Если сопоставить данную карту с картой современных движений на территории Чехословакии, то видна их полная сходимость в распределении интенсивности и направленности движений.

В 1951—1958 гг. на территории Венгерской Народной Республики было исполнено третье нивелирование, что позволило Л. Бендефи (1964) составить новый вариант карты современных движений земной коры (рис. 4). Для этого варианта характерна рисовка изолиний скорости в виде мелких овалов с большим количеством изгибов и изломов.

Из рассмотрения последней карты видно, что большая часть страны относительно стабильна (скорости движения в основном изменяются от 0 до  $\pm 0,5$  мм/год). Исключение составляет восточная часть страны, которая оконтурена изолинией скорости  $+1,0$  мм/год. Максимальные значения скорости здесь достигают  $+2,0$  мм/год.

Величины скорости в приграничной полосе ВНР и СССР очень хорошо согласуются между собой, чего нельзя сказать об участке между городами Чопом и Оздом. Здесь расхождение значений скорости достигает  $2,0$  мм/год.

**СРР.** Для территории Румынии в 1966 г. был составлен первый вариант карты современных вертикальных движений земной коры (Сіосă-

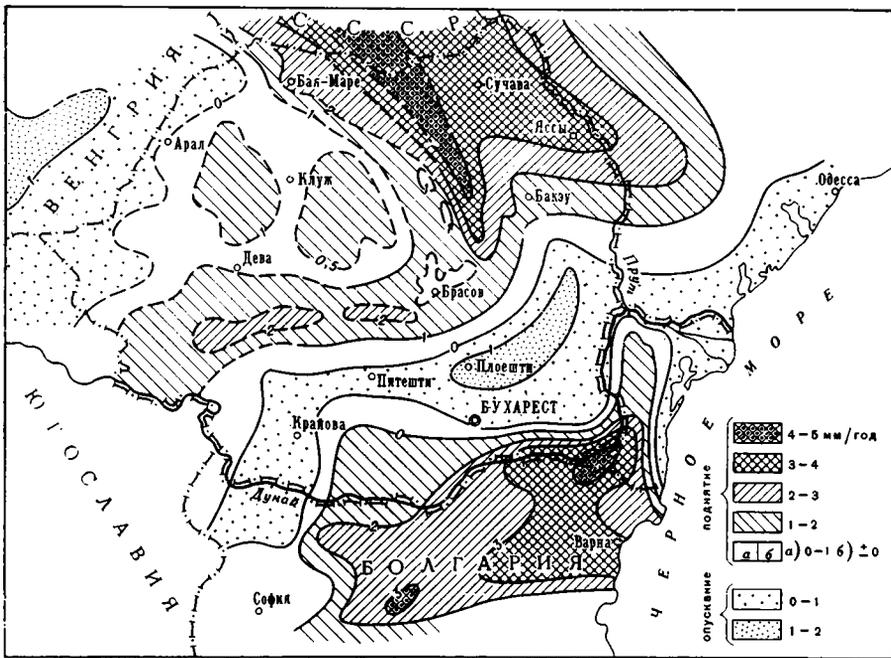


Рис. 5. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории СРР (Ciocârdel, Esca, 1966)

gdel, Esca, 1966) (рис. 5). Для определения скорости использованы данные точных и высокоточных измерений, выполненные по отдельным линиям, не образующим замкнутых полигонов, с 1887 по 1965 г. За исходный уровень была принята поверхность, проходящая через нуль футштока в г. Констанца. В связи с ограниченностью линий повторного нивелирования при составлении карты широко использованы геологические, геолого-геоморфологические и геофизические данные. Хорошее согласие в распределении интенсивности и направленности современных движений на территории СРР, НРБ и ВНР позволило составить общую сводку движений земной коры этих стран.

Изолиниями скорости отчетливо вырисовывается дуга Карпатского горного сооружения, испытывающая резкое поднятие по сравнению с прилегающими территориями. Максимальные скорости движений (до 4—5 мм/год) отмечаются в румынской части Восточных Карпат. Изолинии этой интенсивности протянуты румынскими исследователями и в советскую часть Карпат. Однако данные наших исследований не подтверждают столь высокие скорости современного поднятия в пределах Раховского кристаллического массива. Южные Карпаты, имеющие широтное простирание, характеризуются меньшей интенсивностью воздымания (1—2 мм/год), Трансильванская впадина и Предкарпатский прогиб характеризуются слабым опусканием (до 0,5 мм/год). Значительное опускание в районе г. Плоешти обусловлено, по-видимому, интенсивной откачкой нефти. По направлению к Мизийской плите скорости современных поднятий растут, достигая 4 мм/год в пределах Северо-Болгарского поднятия. Горы Апушени растут со скоростью до 1 мм/год.

Если проследить относительное изменение скорости вертикальных движений по профилям Львов — Стрый — Чоп (см. рис. 1) и Варна — Бухарест — Клуж (см. рис. 5), то видно почти полное их согласие.

В Карпатской горной системе наблюдается поперечная зональность в распределении интенсивности современных вертикальных движений

земной коры, обусловленная блоковым строением изучаемого региона. Так, в Западных Карпатах максимальные скорости современных движений (до  $+1,5$  мм/год) испытывает меридиональная часть горной дуги, граничащая с Чешским массивом. Широтная часть Западных Карпат характеризуется слабым проявлением современных движений обоого знака ( $0-\pm 0,5$  мм/год). В советской части Восточно-Карпатской дуги отмечается нарастание темпа поднятия от границы с ЧССР ( $0,5$  мм/год) к Раховскому кристаллическому массиву (до  $2$  мм/год). В меридиональной части Румынских Карпат фиксируется наибольший темп воздыманий гор (до  $4-5$  мм/год). По сравнению с ними Южные Карпаты отстают в поднятии.

#### Литература

- Буланже Ю. Д., Мещеряков Ю. А. Изучение современных движений земной коры.— Геофиз. бюл. «Наука», М., 1962, № 12.
- Высокочил В., Высокочил П., Цымбальник М. Об исследовании современных движений земной коры в Чехословакии.— В кн. «Современные движения земной коры», вып. 3. «Наука», М., 1968.
- Гофштейн И. Д. Карта швидкості сучасних рухів земної кори регіону Радянських Карпат.— Докл. АН УРСР, 1971, № 7.
- Гофштейн И. Д., Сомов В. И. Карта современных вертикальных движений земной коры Западнoй Украины.— Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания по современным движениям земной коры. Изд-во АН ЭССР, Таллин, 1972.
- Матцкова В. А. Проверка карты скорости современных вертикальных движений земной коры на территории западной половины Европейской части СССР.— В кн. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Сомов В. И. Вариант карты современных вертикальных движений земной коры Советских Карпат.— В кн. «Геофизика и астрономия». «Наукова думка», 1967, № 11.
- Сомов В. И. Сводная карта современных вертикальных движений земной коры в Карпатах.— В сб. «Геодезия, картография и аэрофотосъемка». Изд-во Львовск. ун-та, 1968, № 7.
- Сомов В. И. Современные вертикальные и горизонтальные движения земной коры на территории Советских Карпат.— В кн. «Новые геофизические исследования на Украине». «Наукова думка», 1969.
- Astronomisch-geodätischen Arbeiten des K. und K. Militär—geographischen Institutes in Wien. Das Precisions Nivellement in der österreichisch-ungarischen Monarchie. Band VII, XIV, X. Wien, 1899.
- Bendefy L. Geokinetic and crustal structure conditions of Hungary recorded precision levelling.— Acta geol. Acad. scient. hung., 1964, v. 8, No. 1—4.
- Bendefy L. Gundlegende Probleme der Erforschung der rezenten Erdkrustenbewegung.— Gerlands Beitr. Geophys., 1965, v. 74, No. 6.
- Boulanger Yu., Deumlich F., Entin I., Joo I., Kashin L., Khristov V., Lilienberg D., Setunskaja L., Vyskocil P., Wyrzykowski T., Zotin M. Summary map of the resent vertical crustal movement for Eastern Europe. XV Assembly of the IUGA. Moscow, 1971.
- Ciocârdel R., Esca Al. Incercare de sinteză a datelor cu privire la miscările verticale recente all scoartel terestre în România.— Studii și cercetări de geol., geofiz., geograf. Ser. geofiz., 1966, v. 1, No. 4.
- Ciocârdel R., Socolescu M., Esca Al., Teodorescu C. Mouvements verticaux actuels de l'écorce terrestre dans le bassin de la mer Noire et les aires avoisinantes. Revue Roumaine de Geol.— Geophys. et Geogr. Ser. de Geoph., 1968, v. 12, No. 1.
- Cimbalnik M., Krus B., Vyskocil P. Recent crustal movements in the CSSR.— Studia Geoph. et Geod., 1967, v. 11, No. 3.
- Katalog wysokości reperów polskiej sieć nivelacyjnej. Warszawa, 1939.
- Kopecky A., Vyskocil P. Současné vertikální pohyby zemského povrchu v západní polovine Českého masivu.— Věst. Ustréd. ústavu geol., 1969, v. XLIV, No. 5.
- Krus B. Vyskum svislych pohybu zemské kury v Československe republice.— Geod. a kartogr. obzor, 1959, v. 5, No. 8.
- Niewiarowski S., Wyrzykowski T. Wielkości współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Mapa w skali 1:400 000. Warszawa, 1960.
- Staszewski J. Wskazniki współczesnych ruchów pionowych terytorium Polski.— Przegl. geod., 1963, v. 35, No. 1.
- Svoboda K. Zur Frage der Erdkrustenbewegungen in dem Karpatischen Teil der CSSR.— Abhandl. Dtsch. Acad. Wiss. Berlin Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., 1962, No. 2.
- Wyrzykowski T. Map of resent absolute velocities of vertical movements of the earth's crust surface on the territory Poland. Warszawa, 1971.

УДК 551.242.22 (571.66)

О. А. ШМИДТ

## ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Наиболее древние образования Алеутской дуги имеют эоценовый возраст. Дуга возникла на океаническом ложе. Снизу вверх по разрезу в ней выделяется четыре стратиграфических горизонта, имеющих соответственно эоценовый, позднеолигоцен-раннемиоценовый, плиоценовый и четвертичный возраст. Все они сложены вулканогенными породами. Значительные складчатые дислокации отсутствуют; главная роль принадлежит подводно-оползневым, приразломным и принтрузивным дислокациям. Анализ геофизических полей и материал ксенолитов приводит к выводу, что в основании гряды находятся более плотные породы офиолитовой ассоциации. Тектонические особенности и характер формаций не позволяют считать, что Алеутская дуга вступила в орогенную позднегеосинклинальную стадию развития.

Первые сведения о геологическом строении Командорских островов появились в начале нашего века, после экспедиции Петербургской Академии наук под руководством И. Морозевича в 1903 г., который считал Командоры блоками, останцами Берингийской платформы, погружившейся в третичное время под воды моря (Mogozewicz, 1925).

В 1959 г. под руководством Ю. В. Жегалова была проведена геологическая съемка Командор, результаты которой опубликованы в XXXI томе «Геология СССР» (1964). Этот район был отнесен к неогеновым складчатым структурам орогенного этапа развития. Примерно такую же тектоническую трактовку давал и А. В. Горячев (1966).

В результате исследований, проведенных автором в 1970—1973 гг., включавших также драгирование и эхолотные промеры вокруг Командор<sup>1</sup>, была составлена новая схема их геологического строения с иной возрастной, фациальной и тектонической трактовкой развитых здесь вулканогенно-осадочных толщ.

### КРАТКИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Стратиграфический разрез Командорских островов (Шмидт и др., 1973) состоит из трех вулканогенных комплексов (снизу вверх): командорской серии, никольской свиты и водопадской свиты (рис. 1).

Командорская серия представляет собой мощную (около 2,5 км) толщу шаровых лав и основных пирокластов, переслаивающихся с туфосилицитами. Эта серия лежит в самом основании видимого разреза и расчленена нами на четыре свиты (снизу вверх): преображенскую, гаванскую, гавриловскую и полуденную.

Самые низы разреза вскрываются на северо-западной оконечности о-ва Медного и представлены грубослойистой толщей глыбовых туфобрекчий, псефитовых и псаммитовых туфов, переслаивающихся с шаровыми лавами базальтов. Обломочный материал состоит из обломков

<sup>1</sup> Автор глубоко благодарен начальнику рейса В. И. Лукину, капитану А. В. Клячкову и команде научно-поискового судна «Ракитное» за представленную возможность участия в совместных исследованиях морфологии дна шельфа Командорских островов.

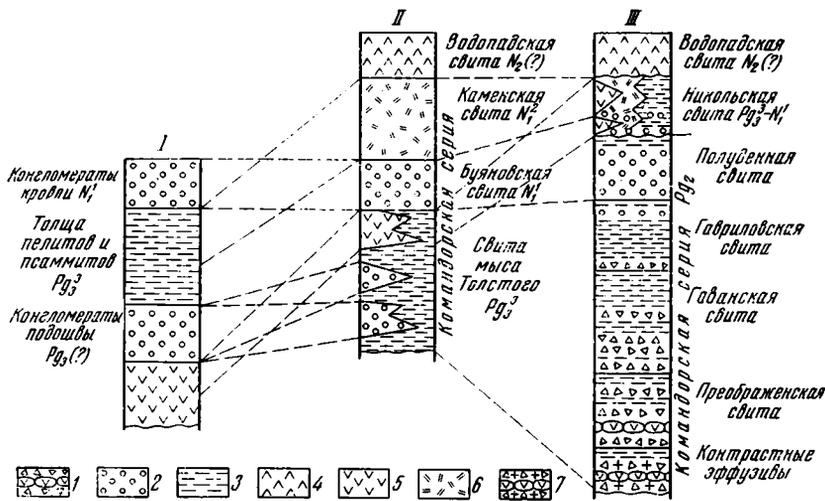


Рис. 1. Сопоставление разрезов вулканогенных толщ Командорских островов I — по И. Морозевичу, 1903; II — по Ю. В. Жегалову, 1959; III — по О. А. Шмидту и др., 1973;

1 — шаровые лавы высокоглиноземистых базальтов; 2 — туфоконгломераты; 3 — пелитовые и псаммитовые туфы; 4 — андезиты, дациты и автокластические брекчии; 5 — щелочные андезитобазальты, их туфы и брекчии; 6 — туфодиациты; 7 — контрастные эффузивы

темно-бурых базальтов и светло-зеленых дацитов. Среди обломков встречены глыбы яшм, тонкослоистых глинисто-вулканогенных, глинисто-карбонатных и эффузивных яшмовидных пород, очевидно, вынесенных первыми извержениями из пород основания гряды. Ни одного обломка гранитов и гнейсов в экзотическом материале не встречено. Верхи этой контрастной серии обнажаются в районе села Преображенского, где в обломочном материале резко преобладают светло-зеленые порфириовидные и стекловатые дациты и их туфы. Видимая мощность толщи составляет около 500 м.

Выше по разрезу контрастные эффузивы резко сменяются темноцветной толщей мощностью 300 м, содержащей шаровые лавы базальтов, грубые автокластические брекчии и туфы. Эффузивы этой толщи представляют собой высокоглиноземистые базальты<sup>1</sup>. Еще выше темноцветная толща постепенно переходит в пачку слоев (200 м) псефитовых и псаммитовых туфов темно-серого цвета. Верхи пачки представлены более тонкими туфами, в которых изредка отмечаются светло-зеленые прослои, насыщенные более кислым материалом. Эти толщи прорваны силлами, дайками и штоками габбро и на карте (Шмидт, 1973) объединены в одну пачку — (A<sub>1</sub>), названную затем автором преображенской свитой.

Еще выше по разрезу снова появляется несколько слоев грубых туфобрекчий, по которым проводится граница подошвы гаванской свиты. Вверх по разрезу происходит чередование грубообломочных и мелкообломочных пород, причем к верхам разреза постепенно начинают преобладать последние и кровля свиты сложена тонкослоистой пачкой, в которой преобладают туфосилициты. Вблизи подошвы этой свиты снова появляется горизонт автокластических брекчий мощностью 100 м, с обломками подушечных лав, но потоки лав отсутствуют. В верхней части разреза свиты спорадически появляются темноцветные прослои псефитовых и псаммитовых туфов со скорлуповатой псевдо-

<sup>1</sup> Здесь и далее используется классификация Х. Куно (1970).

шаровой отдельностью. Общая мощность отложений свиты колеблется от 700 до 900 м.

Далее вверх по разрезу располагается гавриловская свита, в низах представленная относительно мощными слоями темно-серых псефитовых и псаммитовых туфов. Это довольно монотонная тонкослоистая толща светло-желтых псаммитовых и пелитовых туфов мощностью 500—600 м, среди которых спорадически встречаются темноцветные прослои более грубых туфов со скорлуповатой отдельностью. В верхах разреза начинают появляться прослои туфопесчаников и туфоконгломератов, чем намечается постепенный переход к вышележащей полуденной свите.

Полуденная свита представлена ритмичным переслаиванием туфоконгломератов и туфопесчаников, среди которых иногда появляются прослои глыбовых туфобрекчий и туфоконгломератов. Мощность отдельных ритмов от 1 до 5 м. Преобладают грубообломочные разности. Сохранившаяся мощность этих отложений на о-ве Медном 400—500 м, на о-ве Беринга, вероятно, гораздо больше, причем в верхах разреза доминируют туфопесчаники. В обломках здесь появляются роговообманковые габбро, кварцевые диориты, спилиты и амфиболиты. Часты также обломки яшм, яшмовидных пород и агаты. Эти породы, обладая большей устойчивостью, постепенно окатываясь, переходят из слоя в слой с самого основания разреза, где они впервые появляются в виде неокатанных глыб в толще эффузивов преобразенской свиты.

Если рассматривать командорскую серию в целом, выявляются следующие ее особенности. Нижняя часть разреза характеризуется массивно-слоистыми не сортированными брекчиями и параллельно-слоистыми туфами иногда с гранулометрической сортировкой материала, но без следов сингенетического перемещения материала.

Вверх по разрезу постепенно появляется градационная слоистость с подошвенными знаками, следами завихрений в слоях и частичной окатанностью материала, достигающей максимума в кровле разреза. Нижняя половина серии охарактеризована остатками радиолярий, планктонными фораминиферами, водорослями, мшанками и остатками планктонной фауны. Вторая половина разреза содержит бентосную фауну и микрофауну, появляется растительный детрит, особенно обильный в кровле разреза. Вероятно, условия осадконакопления менялись от глубоководных к мелководным. Если учесть отсутствие в экзотическом обломочном материале пород, типичных для континента, и обилие явно океанических пород, можно предположить, что островная гряда заложилась на коре океанического типа. Мегаритмичность разреза и гранулометрическую сортировку пирокластического материала проще объяснить пульсацией вулканизма, в то время как градационная слоистость вероятно указывает на осадконакопление в условиях подводного склона.

Возраст пород командорской серии на основании микрофаунистических данных определен М. Я. Серовой как позднепалеоцен-эоценовый (Шмидт и др., 1973).

Аналоги пород командорской серии известны на всех крупных островах Алеутской гряды (Scholl et al., 1970; Carr et al., 1970, и др.). Учитывая примерную разновозрастность этих образований, близкие мощности, литологическое и петрохимическое сходство, их можно объединить в одну толщу под общим названием «алеутский горизонт»<sup>1</sup>.

Необходимо отметить фациальную зональность в породах алеутской серии. Если на острове Амчитка, самом южном острове Алеутской гряды почти весь разрез (около 3000 м) слагают шаровые лавы и брекчии, то на более северных островах преобладают более тонкие

<sup>1</sup> Здесь и далее этот термин употребляется как биостратиграфическая единица региональной шкалы. Он был выделен Ю. Б. Гладенковым (1972).

пирокластические разности. Это свидетельствует о том, что центры извержения эоценового времени находились южнее, а в настоящее время они погружены под воды Тихого океана в пределах фронтальной зоны гряды. Наоборот, как на Командорских островах, так и на многих других имеются признаки глубоководности (Scholl et al., 1970) эоценовых образований. Поэтому нужно считать, что большинство современных островов представляет собой фрагменты тыльного склона гряды. Об этом же говорят преобладающие наклоны слоев на север.

Отложения никольской свиты выделены и описаны (Шмидт и др., 1973) на о-ве Беринга, где они несогласно налегают на различные свиты командорской серии. Никольская свита представляет собой разнофациальный комплекс: эффузивы щитовых вулканов на севере, массивно-слоистые туфодиазомиты в центре и тонкослоистые псаммитовые и пелитовые туфы на юге острова.

Эффузивный разрез щитовых вулканов лучше всего виден в северной части острова от мыса Юшина (центр вулкана) до Северо-Восточного мыса. На севере в разрезе резко преобладают лавы и грубые автокластические брекчии, гораздо реже появляются отдельные прослои тонких туфов и туфодиазомитов, которые обычно выступают в качестве цементирующего материала в грубой пирокластике. Примесь вулканотерригенного материала нижележащей толщи незначительна. Еще реже встречаются ксенолиты ультраосновных пород, серпентинитов. В основании разреза лавы представлены щелочными базальтами. В пирокластике наряду с пироксенами появляется титанистая роговая обманка. Потоки верхних частей разреза имеют андезитовый состав, а в пирокластике появляется биотит. Мощность пород этой зоны составляет около 1000 м.

В районе Северо-Восточного мыса в разрезе преобладают пирокластические разности. Далее к югу они замещаются переслаиванием рыхлых туфов и туфоконгломератов с массивно-слоистыми и тонко-слоистыми кремневыми туфами.

Зона распространения массивных туфодиазомитов занимает северную пониженную часть острова от южного берега оз. Саранного до нижнего течения р. Каменки. Здесь породы представлены исключительно массивно-слоистыми светло-серыми пористыми туфами с большим количеством диатомовых и радиоларий. Сохранившаяся мощность пород в этой зоне не превышает 200—300 м.

Южнее постепенно начинают появляться признаки слоистости и гранулометрической сортировки, чем намечается постепенный переход к следующей фациальной зоне.

Необходимо отметить, что зона массивных туфодиазомитов подстилается отложениями более раннего щитового вулкана такого же состава. Фрагменты этого вулкана обнажаются в отливной полосе вдоль северо-восточного побережья, где видны подводные потоки лав щелочных андезито-базальтов и глыбовые автокластические брекчии. Центр извержения, вероятно, находился в районе г. Наковальня, которая представляет собой остатки шлакового конуса с обломками бомб андезитобазальтов. Проседание центра вулкана, вероятно, привело к образованию эллипсоидной кальдеры, обрамленной серией экструзий щелочных андезитобазальтов. Фрагменты последних видны в районе с. Никольского и севернее. Кальдера отчетливо выражена в рельефе. Массивные туфы залегают иногда с размывом, но несогласие это является локальным, так как на юге оно отсутствует.

Фациальная зона слоистых туфов сменяет по латерали разрез предыдущей зоны и тянется до мыса Толстого. В этой зоне породы представлены тонкослоистыми (толщина прослоев 20—30 см) светло-серыми и светло-желтыми туфами. В основании разреза доминируют первые; в кровле более тонкий материал дает светлую фарфоровидную осколь-

чатую щебенку. Вблизи основания разреза иногда появляются линзы темно-серых грубых туфов. В средней части они достигают мощности 5—6 м и с ними нередко связаны горизонты конгломератов. Обломочный материал в них состоит из пород командорской серии, а цементом являются светло-серые туфы. По простиранию количество обломочного материала уменьшается и конгломераты, как и линзы вулканогенного материала, выклиниваются. Мощности туфов в этой зоне, вероятно, не превышают 300—400 м.

Фациальные взаимоотношения между породами этих трех зон подтверждаются полевыми наблюдениями, единством комплекса диатомовых для первых двух зон (Шмидт и др., 1973), общностью флористических остатков и микрофауны, а также тождественностью минерального состава туфов для всех трех зон. В туфах никольской свиты на о-ве Беринга найдены растительные остатки, отождествленные М. А. Ахметьевым с семействами *Taxodiceae* и *Cupressaceae* (*Criptomegia*, *Glyptostrobus*, *Metasequoia Thuya*). В отдельных точках обнаружены *Taxus?*, *Araucarites*, *Nataeocyparis?* Найден один экземпляр полного хорошо сохранившегося цельнокройного листа, принадлежащего одному из вида рода *Nýssa*, и крылатка клена *Acer* sp. Кроме того, найдены отпечатки листьев *Abies* sp., *Pinus trifoliata* Heer, листья и побеги *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer. Эти флористические остатки позволяют датировать возраст вмещающих пород как олигоцен-миоцен.

Несогласие между породами командорской серии и никольской свиты не отмечалось предыдущими исследователями. Оно действительно редко видно в пределах одного обнажения, но оно доказывается налеганием пород никольской свиты на различные слои командорской серии и наличием упомянутого выше базального горизонта конгломератов. Кроме того, сопоставление разрезов Командорских островов с разрезами остальных островов Алеутской гряды показывает, что во всех разрезах имеется перерыв, соответствующий почти всему олигоцену. Поскольку морское бурение в Беринговом море и в северной части Тихого океана (Scholl, Greager, 1973) не обнаруживает этих перерывов, имеются основания говорить о том, что несогласие приурочено к присводовой части гряды. Обусловлено оно, очевидно, не столько тектоническими движениями, сколько отсутствием вулканизма в указанный промежуток времени и интенсивной эрозией присводовой части гряды.

Породы олигоцен-миоценовых щелочных андезитобазальтовых щитовых вулканов обнаруживают большое сходство в пределах всей Алеутской гряды. На многих островах имеются фаунистические датировки этих отложений, указывающие на одновременность их формирования. Следовательно, эти породы можно объединить в единый горизонт, дав ему название «никольского горизонта», потому что никольская свита на о-ве Беринга не только наиболее полно фаунистически охарактеризована, но и детально изучена фациально.

Породы водопадской свиты обнажаются только на о-ве Медном в его юго-восточной части. Это разрозненные остатки глубоко эродированных субаэральных стратовулканов, наложенных на сильно расчлененный палеорельеф. Они сложены потоками лав, грязевыми потоками, автокластическими брекчиями, залегающими в основном на гидротермально измененных отложениях нижележащих толщ. Химические анализы лавы показывают, что это в основном андезиты и дациты — дифференциаты толейтовой магмы. Сохранившиеся мощности пород редко достигают 300 м.

С эффузивами этого этапа связаны массовые находки окаменевшей и обугленной древесины. Фауны в них найдено не было и на основании структурных сопоставлений и литологического сходства с фаунистически охарактеризованными толщами о-ва Канага возраст их принимается плиоценовым. Породы древних стратовулканов на всех островах также

обнаруживают большое сходство состава и условий залегания, поэтому могут быть объединены в единый горизонт, который можно назвать «канагинским горизонтом».

Породы современных стратовулканов, хорошо развитые в центральной и восточной частях Алеутской гряды, то же можно объединить в самостоятельное подразделение, дав ему название «семисопочный горизонт» (по названию острова, на котором они наиболее полно представлены)<sup>1</sup>.

Широко развиты на Командорах интрузивные образования. Самым крупным из них (20×8 км) является массив плагиогранитов в северо-западной части о-ва Медного. Этот массив, описываемый всеми геологами как экструзия, относится, обычно, к самым древним образованиям Командор. В результате детальных полевых исследований удалось установить интрузивные контакты его пород с вмещающими образованиями. Кроме того, наличие ксенолитов вышележащих пород, апофизы и дайки того же состава в окружающих породах, а также текстурные и структурные особенности приводят к заключению, что массив является интрузивом, вероятно, олигоценного возраста.

Химические анализы пород из этого массива показывают, что они являются дифференциатами толеитовой магмы с очень низким содержанием щелочей.

Вторым по величине является массив кварцевых диоритов мыса Черного на о-ве Медном. Это породы светло-серого цвета с хорошо развитой столбчатой отдельностью. Породы полнокристаллические, состоящие из коричневой роговой обманки, плагиоклаза, кварца и полевого шпата. Массив пронизан серией жил пегматитов. Химические анализы показывают, что это слабощелочные породы также толеитового ряда. Как на Командорах, так и в пределах всей Алеутской гряды, подобные породы прорывают наиболее древние образования. Находка их галек в конгломератах полуденной свиты приводит к выводу, что массив имеет доолигоценый возраст. Присутствие мелких интрузий переходного состава от габбро до кварцевых диоритов наводит на мысль, что это дифференциат магмы основного состава.

На юго-востоке о-ва Медного видно еще несколько сравнительно крупных интрузий светло-серых порфирированных биотитовых диоритов, связанных с плиоценовыми вулканами. Химические анализы этих пород показывают, что это достаточно кислые диориты с невысоким содержанием щелочей.

Включения экзотических пород в вулканитах позволяют представить тип отложений, залегающих ниже видимого разреза. Эти обломки представлены окатанными и угловатыми глыбами и гальками яшм, яшмовидных пород, серпентинитов, габброидов и спилитов. В яшмах и яшмовидных тонкослоистых глинистых и глинисто-карбонатных породах были определены радиолярии плохой сохранности. Это в основном *Largoidea* (*Lithellius* sp.), *Sphaeroidea* gen et sp. indet. и *Cirtoidea* gen. et sp. indet.

Эти формы, по мнению Б. Б. Назарова, позволяют предполагать мезозойский (или даже позднепалеозойский) возраст этих пород. Структурные и текстурные признаки позволяют отождествлять их с глубоко-водными океаническими отложениями. Представляется, что эти обломки являются производными доэоценового «осадочного» слоя океана, который погребен под вулканической постройкой Алеутской гряды. Появление глыб этих пород в основании вулканогенного разреза, вероятно, связано с первыми подводными эксплозиями.

<sup>1</sup> В юго-восточной части о-ва Медного нами обособлены гидротермально измененные породы. В них включены нерасчлененные отложения командорской серии и никольской свиты. Это местами железненные или окремненные породы, нередко рыхлые, хлоритизированные и пропилитизированные, с большим количеством сульфидных минералов.

Глыбы серпентинитов, габброидов и спилитов появляются в верхней части вулканогенного разреза. Они, очевидно, свидетельствуют о широком распространении этих пород в основании гряды.

Наличие более плотных пород в основании Алеутской дуги подтверждается высокими значениями приповерхностных гравитационных и магнитных аномалий. В центральной части Алеутской гряды наблюдаются сложно построенные магнитное и гравитационное поля; аномалии силы тяжести достигают 200 мгл (Сагг et al., 1971). На юге о-ва Беринга они достигают гораздо больших величин, а на северо-востоке имеют несколько меньшие значения<sup>1</sup>.

Специфика полных положительных аномалий на фронтальном склоне Командорских островов и Алеутской гряды может свидетельствовать о том, что на склоне гряды и желоба местами могут обнажаться или подходить близко к поверхности породы офиолитовой ассоциации<sup>2</sup>.

### ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР

Характерной особенностью Командорских островов является отсутствие складчатых деформаций. В пределах всех островов Алеутской гряды также нет ни одной достоверно описанной складки. Для всех островов гряды характерно блоковое строение. Каждый блок характеризуется своим наклоном слоев. На о-ве Беринга, как на большинстве островов Алеутской гряды, преобладают северные падения слоев под углами 5—15°. На о-ве Медном падении слоев на юг с углами от 20 до 70°. Крутые наклоны слоев связаны с приинтрузивными дислокациями или разломами.

Существуют, кроме того, подводно-оползневые складчатые дислокации. Связаны они в основном с одним горизонтом, который находится в верхней части гаванской свиты. Здесь в тонкослоистых туфах и туфосилицитах видны мелкие лежачие складки. Анализ вергентности скла-

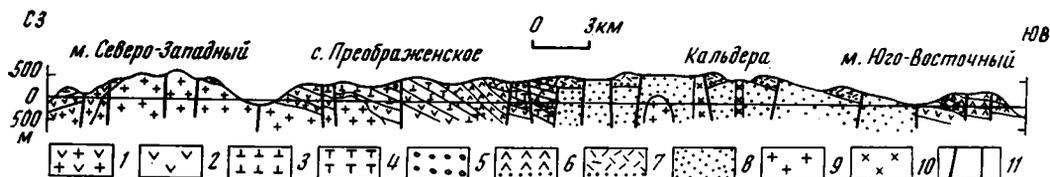


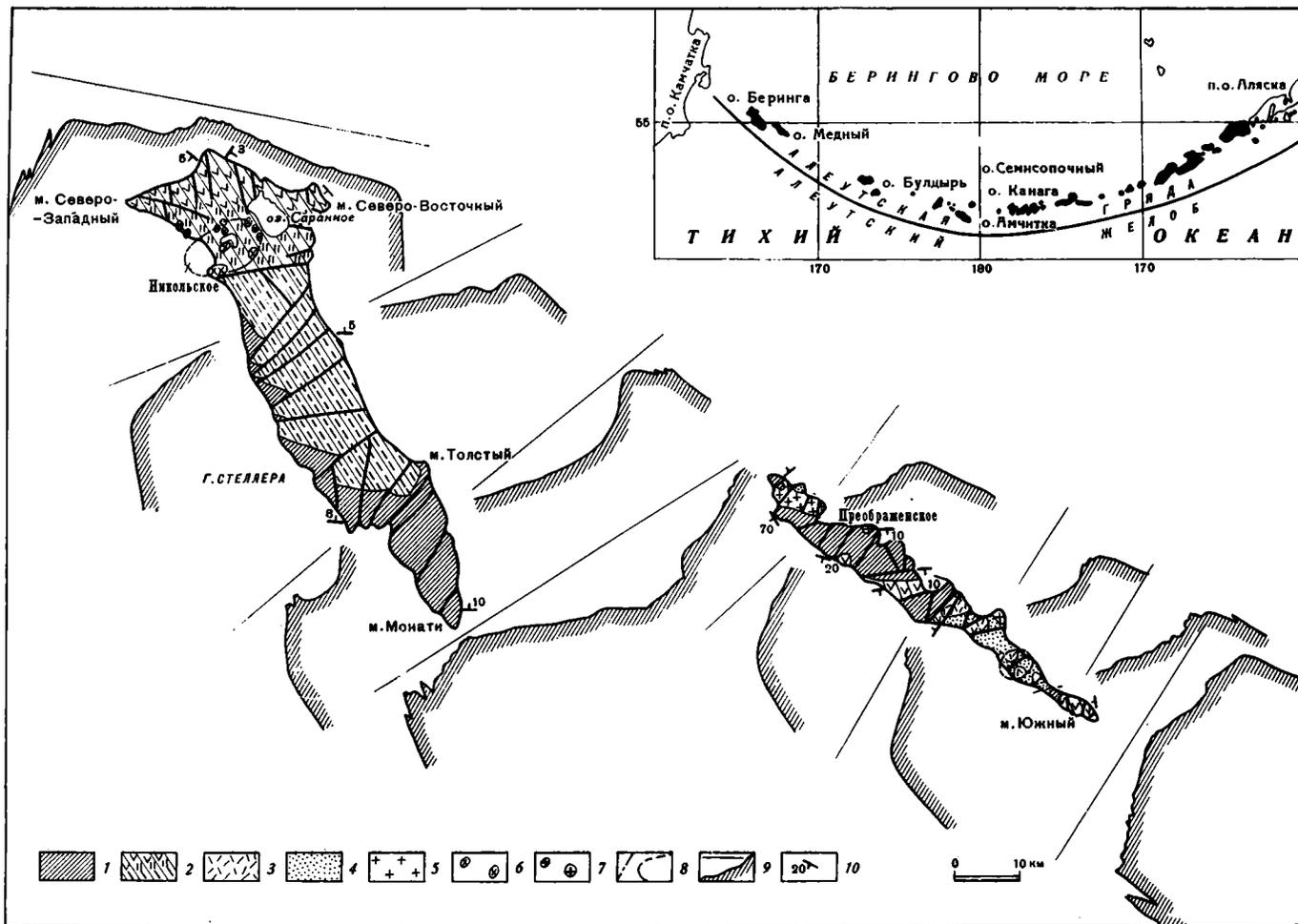
Рис. 2. Схематический геологический профиль вдоль о-ва Медного

1 — эффузивы контрастной серии; 2 — шаровые лавы базальтов и туфы преобразенской свиты; 3 — пирокластическая толща гаванской свиты; 4 — пелитовые и псаммитовые туфы гавриловской свиты; 5 — туфоконгломераты и туфопесчаники полуденной свиты; 6 — лавы и автокластические брекчии никольской свиты; 7 — останцы стратовулканов водопадской свиты; 8 — гидротермально измененные породы командорской серии и никольской свиты; 9 — домиоценовые интрузии; 10 — плиоценовые интрузии; 11 — основные разломы

док указывает, что слои сползли в северном направлении — в тыл дуги. Мощность этого горизонта на о-ве Беринга порядка 150 м, а на о-ве Медном не превышает 50 м. Там, где такие складки перекрываются вышележащими слоями, образуется куполовидное облекание. Один из таких куполов виден на тихоокеанском берегу в средней части о-ва Беринга и на северном обрывистом склоне г. Стеллера. На Командорах, как и в пределах всей Алеутской гряды, широко развиты разновозрастные разрывные дислокации. Разломы пересекают все породы

<sup>1</sup> Устное сообщение М. А. Зубина.

<sup>2</sup> Устное сообщение Г. В. Дементьева.



Командорских островов в самых различных направлениях. Большой частью это трещины, по которым не удается установить смещение, но иногда смещение выявляется. На стороне, обращенной к Алеутскому желобу, преобладают сбросо-сдвиги; на противоположной стороне, в тыловой части гряды, развиты в основном взбросо-сдвиги. Первые обычно круто наклонены в сторону желоба и там, где их удается наблюдать в больших обнажениях, четко заметна тенденция к выполаживанию в нижней части обнажения. По подворотам слоев и смещению даек в некоторых местах удается установить правосдвиговое смещение. Однако это смещение явно незначительно. Обратные смещения иногда также имеют место. В некоторых случаях (района г. Стеллера) видны взбросы значительной амплитуды. Иногда вдоль разломов образуются грабены, также самого различного простирания. Наиболее крупным из них является поперечный грабен о-ва Медного, заполненный породами никольской свиты и перекрытый отложениями водопадской свиты (рис. 2). Несколько более мелких грабенов видно в средней части о-ва Беринга. Нередко удается установить унаследованное однонаправленное смещение по разломам. Хорошо выражены в рельефе молодые разломы, которые нередко образуют эскарпы. Разрывы, по которым происходило смещение, обычно, прямолинейны, сопровождаются зонами дробления и окремнения окружающих пород и прослеживаются в пределах шельфа.

Особую группу нарушений образуют кольцевые разломы. Эллипсоидная кальдера имеется в районе с. Никольского. По серии выходов экструзий щелочных андезитобазальтов устанавливается, что одним краем она уходит под воды Тихого океана, где ее контур был прослежен подводными исследованиями. С этой структурой связан резкий гравитационный минимум и депрессия рельефа (рис. 3).

Другая кальдера плиоценового возраста откартирована в юго-восточной части о-ва Медного, где она хорошо дешифрируется по аэрофотоснимкам.

Описанные разрывные дислокации являются обычными для всех островов Алеутской гряды.

### МОРФОЛОГИЯ АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ

Морфология островов Алеутской гряды обнаруживает очень характерные особенности. На всех островах, где существуют террасы любого происхождения и возраста, они почти всегда наклонены в сторону Алеутского желоба, и чем древнее терраса, тем угол наклона больше. Наиболее отчетливо это видно в южной части о-ва Канага, простирающегося в соответствии с общим простиранием гряды (Fraser et al., 1959). Но и на о-ве Беринга эти особенности хорошо видны. В северной его части останцы высоких террас отчетливо наклонены в сторону желоба. Также наклонены здесь и низкие террасы, развитые более широко. В средней части острова видны лишь останцы террасовых уступов, а в южной — террас уже нет. Здесь рельеф резко расчлененный и прибрежные скалы круто обрываются в море.

Шельф Командорских островов, как и шельф всей Алеутской гряды со стороны Берингова моря гораздо уже и перегиб его начинается с глубины 100—120 м, в то время как со стороны Тихого океана шельф примерно в 2 раза шире и перегиб шельфа соответствует глубинам

Рис. 3. Структурная схема Командорских островов

1 — вулканы эоценового возраста; 2 — лавы, туфодиазомиты и туфы олигоцен-миоценовых шитовых вулканов; 3 — останцы плиоценовых стратовулканов; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — плагиограниты и кварцевые диориты; 6 — экструзии дна щелочных андезитобазальтов; 7 — гранодиориты; 8 — основные разломы; 9 — рельеф дна шельфа Командорских островов (вертикальный масштаб примерно в 50 раз больше горизонтального); 10 — элементы залегания слоев

150—180 м. Как в южной части о-ва Беринга, так и на юг от о-ва Амчитка обнаружены подводные террасовые уступы и субаэральные формы рельефа. Геоморфологические особенности морских побережий приводят к выводу, что со стороны Берингова моря происходят процессы поднятия, в то время как со стороны Тихого океана имеет место погружение.

Анализ подводных профилей и топографии подводных склонов (Gates, Gibson, 1956; Marlow et al., 1973) также показывают на существенные различия между фронтальным и тыловым склонами гряды. Последний гораздо круче, для него менее характерны глубокие поперечные каньоны и более свойственны вытянутые продольные грабены. Одна из этих довольно крупных структур, депрессия Булдырь, детально исследована (Marlow et al., 1970). Подобная структура обнаружена нашими исследователями в районе северного склона на юго-восточной оконечности о-ва Медного.

Присводовой части Алеутской гряды присущи субпоперечные узкие впадины, часто являющиеся верховьями крупных каньонов, пересекающих фронтальный склон гряды, и продолжающиеся до желоба. На островах имеются разломы субпоперечного направления.

Южный склон дуги относительно полого спускается к желобу и изобилует ступенчатыми уступами различной величины и высоты. В тыловой части почти каждого из них имеются изолированные асимметричные впадины с крутым северным бортом и пологим южным, в то время как фронт уступа возвышается в виде асимметричного поднятия, ограниченного по бокам поперечными каньонами разных размеров. Если учесть все эти морфологические особенности, а также некомпенсированное заполнение упомянутых впадин осадками, достигающих максимальных мощностей в северной тыловой части уступа и постепенно выклинивающихся к внешнему поднятию, можно предположить, что в пределах островной гряды активно развиваются оползневые структуры.

Трем морфологическим элементам гряды: тыловому склону, гребневой части и фронтальному склону свойственны разные структурные формы. Если в тылу развиты вытянутые, линейные грабены, то для гребневой части гряды характерны сбросо-сдвиговые дислокации, а фронтальному склону соответствуют нарушения сбросово-оползневого типа. Последние у основания гряды, вероятно, переходят в гравитационные надвиги, подминающие осадки желоба (Marlow et al., 1973). Учитывая тенденцию сбросов к выполаживанию, естественно предположить, что разрывные нарушения не являются вертикальными глубинными разломами, а в основании гряды соединяются в единую надвиговую зону, наклоненную от тыльной части дуги в сторону желоба.

#### НЕКОТОРЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Геофизические характеристики Алеутской гряды и прилегающих акваторий Берингова моря и Тихого океана в общем сходны с такими подобными районами в Тихоокеанском тектоническом поясе. Анализ имеющихся данных (Shor, 1964; Гайнанов и др., 1968) показывает наличие гравитационных, магнитных и геотермических максимумов в тылу гряды и в районе краевого вала океанического ложа и минимумов на океаническом склоне гряды и прилежащем крыле желоба. Сейсмические данные выявляют сложную картину расположения отражающих площадок под Алеутской грядой и наличие коры океанического типа в котловинах Берингова моря. Однако данные преломленных волн не дают четкой характеристики строения основания в районе гряды. Сейсмопрофилирование показывает уменьшение мощности осадочного слоя от центральных частей котловин Берингова моря в сторону Алеутской гряды.

Устанавливается, что осадки дна Тихого океана погружаются в основание желоба, в верхней части фациально замещаясь более мощными хорошо слоистыми осадками желоба (Marlow et al., 1970). Данные магнитных исследований показывают, что линейные магнитные аномалии океанского дна под углом подходят к гряде, прослеживаются в желоб и обрезаются более интенсивными и сложнопостроенными аномалиями Алеутской гряды (Grow, Atwater, 1970).

Поперечные линейные элементы, показанные на схеме И. Гроу, смещающие аномалии, не только уходят в желоб, но и нередко прослеживаются глубоко на фронтальном склоне гряды в виде цепочек вулканов, и, очевидно, оказывают существенное влияние на структуру всей гряды.

Если принять во внимание сложное глубинное строение Алеутской гряды, очевидное наличие инверсий плотностей пород и вероятное разветвление в основании гряды мощной, сложно построенной зоны дробления, нетрудно представить себе сложности интерпретирования данных ГСЗ. Гравитационное же поле отражает суммарный эффект плотностей всех нижележащих пород и может быть интерпретировано на основании различных моделей.

### О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ

Приведенные ниже данные свидетельствуют, что вулканическая Алеутская гряда сформировалась в результате четырех этапов извержения: эоценового, позднеолигоцен-раннемиоценового, плиоценового и четвертичного. Этапы вулканизма разделялись значительными периодами затухания вулканической деятельности. Основной объем изверженного материала был выброшен в результате первого, эоценового этапа извержения, когда и была в основном создана структура гряды. В дальнейшем количество изверженного материала от этапа к этапу сокращалось, при этом центры извержения оказывались в тыловой части гряды, создавая асимметрию в ее строении. В то же время происходила постепенная эволюция магматических комплексов от недифференцированных высокоглиноземистых базальтов, до щелочных слабо дифференцированных андезитобазальтов и дифференцированных серий базальтов, андезитов и дацитов толеитового ряда. Соответственно менялась и структура вулканических форм от трещинных до щитовых и стратовулканов.

Как уже отмечалось, материал ксенолитов, появляющихся в верхах разреза, а равно сложнопостроенные гравитационные и магнитные поля высоких положительных значений позволяют думать, что в основании гряды находятся породы офиолитовой ассоциации. Резко выраженная линейность в расположении вулканических центров и соответствующая зональность в распространении вулканических комплексов дают основание предполагать, что гряда сформировалась над крупной в общем единой зоной проницаемости (глубинный разлом). Заложение ее, вероятно, произошло в палеоцене или в раннем эоцене, насколько можно судить по находкам микрофауны в самых низах описанного разреза.

Историю эволюции магматических комплексов можно представить в соответствии со взглядами А. Ритмана (1964). Подъем глубинной магмы по новообразованному глубинному разлому должен был сопровождаться гравитационной дифференциацией и ассимиляцией кислого корового материала. Эти процессы, вероятно, привели к образованию в верхней части поднимающегося магматического штока кислой гибридной магмы. В процессе начальной эксплозии этого материала на дне океана была сформирована серия контрастных эффузивов основания разреза. Вслед за эксплозией произошли трещинные излияния основной

магмы, которые образовали мощную толщу шаровых лав и пирокластики.

Если на первых стадиях магматический очаг представлял собой сплошную линейную зону, на что указывает характер магматических комплексов западного и центрального отрезков Алеут, то в дальнейшем, в связи с латеральным сжатием произошло раздавливание его, сопровождавшееся местным скучиванием материала верхних слоев литосферы (Пейве и др., 1971). Образовалась цепь полуразобобщенных полостей, благодаря чему извержение постепенно локализовалось на отдельных участках, соответствующих островам или группе островов.

Послеэоценовые этапы извержений оказывали не очень существенное влияние на структуру гряды в целом. Материал этих извержений вместе с перемытым материалом эоценовой толщи играл существенную роль в заполнении прилегающих участков впадин Берингова моря.

Отсутствие складчатых деформаций в пределах Алеутской гряды и формационный состав вулканогенных пород не позволяют считать, что гряда проходит в настоящее время стадию орогенного позднегеосинклинального развития, и тем более — что она уже прошла эту стадию.

Широкое распространение разнонаправленных трещин, как и наличие грабенов различного простирания и возраста, указывает на то, что Алеутская гряда не является зоной сжатия. Отсутствие тангенциальных напряжений в новейшей истории гряды подтверждается инструментальными измерениями в районе о-ва Амчитка (Carr et al., 1971). Все это находится в противоречии с основным тезисом тектоники плит. В то же время подтверждаются высказывавшиеся ранее представления (Марков, 1973) о наложенном характере островных гряд, а также идей о связи во времени заложения последних и эпох складчатости в соседних геосинклиналях Корякии и Аляски (Богданов, 1973; Пушаровский, 1972; Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970).

Геофизические данные и морфологические особенности рассматриваемого района заставляют предполагать, что в тылу Алеутской гряды располагается активно развивающееся сводовое поднятие литосферы, выраженное на востоке в виде плато Умнак, а на западе скрытое под осадками впадин Берингова моря. «Миграцию» вулканизма в тыл гряды логичнее объяснить глыбовым сползанием масс гряды в сторону желоба, по ослабленной зоне основания гряды. Как уже отмечалось ранее (Шмидт, 1973), представляется маловероятным симметричное перемещение протяженного глубинного разлома на небольшие расстояния. Сказанное согласуется с представлениями П. Н. Кропоткина о перемещении глыб островных дуг в сторону Тихого океана (Кропоткин, Шахворстова, 1965).

### Литература

- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. Автореф. докт. дис., М., ГИИ, 1973.
- Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря. — Физика Земли, 1968, № 8.
- Геология СССР, т. XXXI, часть I. «Недра», М., 1964.
- Горячев А. В. Основные закономерности развития Курило-Камчатской зоны. «Наука», М., 1966.
- Гладенков Ю. Б. Некоторые дискуссионные вопросы стратиграфии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1.
- Кропоткин П. Н., Шахворстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 134. «Наука», М., 1965.
- Кучо Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкrest окраин континентов и островных дуг. — В сб. «Окраины континентов и островные дуги». «Мир», М., 1970.
- Марков М. С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры. Автореф. докт. дис., М., ГИИ, 1973.

- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пушаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», М., 1972.
- Ритман А.* Вулканы и их деятельность. Перев. с нем. «Мир», М., 1964.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М. 1 : 10 000 000. Ред. Пушаровский Ю. М., Удинцев Г. Б., Изд-во ГУГК, М., 1970.
- Шмидт О. А.* Новые данные по тектонике Командорских островов. Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 4.
- Шмидт О. А., Серова М. Я., Долматова Л. М.* Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
- Carr W. I., Quinlivan W. D., Gard Z. M.* Age and stratigraphic relations of Amchitka, Baujo point and Chitka point formations, Amchitka island, Aleutian islands, Alaska.— Geol. Surv. Bull., 1970, No. 1324-A.
- Carr W. I., Gard L. M., Bath G. D., Healey D. L.* Earth science studies of a nuclear test area in the western Aleutian islands, Alaska: an interim summary of results.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, No. 3.
- Fraser G. D., Barnett F. H.* Geology of the Delarof and westernmost Andreanof islands, Aleutian islands, Alaska.— Geol. Surv. Bull., 1959, No. 1028-1.
- Gates O., Gibson W.* Interpretation of the configuration of the Aleutian ridge.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1956, v. 67, No. 2.
- Grow I. A., Atwater T.* Mid-tertiary tectonic transition in the Aleutian arc.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, No. 12.
- Marlow M. S., Scholl D. W., Buffington E. C., Boyce R. E., Alpha T. R., Smith P. I., Shipnek C. I.* Buldir depression — a late tertiary graben on the Aleutian ridge, Alaska.— Marine Geol., 1970, No. 8.
- Morozewicz J.* Komandory. Studium geographiczno-pszvrodnicze. Warszawa, 1925.
- Scholl D. W., Greene H. G., Marlow M. S.* Eocene age of the Adak «Paleozoic?» rocks, Aleutian islands, Alaska.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, No. 12.
- Scholl D. W., Greager I. S.* Geologie synthesis Leg 19 (DSDP); Far north Pacific and Aleutian ridge and Bering sea. 1973.
- Shor G. G.* Structure of the Bering sea and the Aleutian ridge.— Marine Geol., 1964, No. 1,

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
1 апреля 1974 г.

УДК 551.215.6+551.24(571.66)

В. С. ШЕЙМОВИЧ

## ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ НА КАМЧАТКЕ

Выделяются два типа дочетвертичных вулcano-тектонических структур, образованных в результате игнимбритовых извержений. Первый тип (Паужетская депрессия) — кальдерная депрессия; второй, более сложный тип представлен структурой (Анавгайская структура), которая прошла стадию кальдерного обрушения, а затем претерпела положительную инверсию в результате внутрискрутурного подъема магматических масс.

Формирование вулcano-тектонических депрессий — крупных кальдерообразных структур, наложенных обычно на андезито-базальтовые стратовулканы, происходит на определенных этапах эволюции магматизма и тектоники районов вулканических поясов Камчатки (Шеймович, 1968; Апрельков, 1972). Непосредственно образование таких депрессий проявляется на фоне мощных извержений кислых вулканитов, среди которых обычно преобладают игнимбриты.

Одна из таких структур — Паужетская депрессия находится в бассейне р. Озерной и Курильского озера на юге Камчатки; вторая (Анавгайская) является кольцевой структурой, прошедшей стадию обрушения и затем претерпевшей положительную инверсию в связи с подъемом магматического материала кислого и среднего состава. Вторая структура расположена в Быстринском хребте в бассейне рек Кававля и Анавгай.

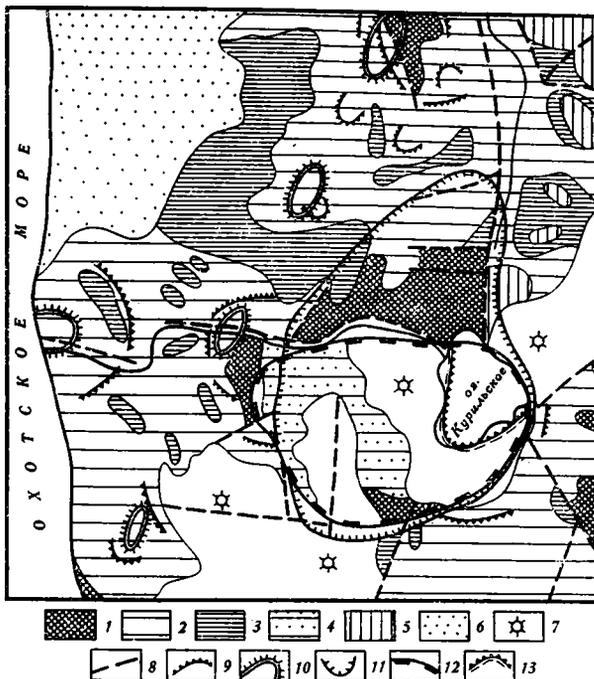
Геологическое положение, строение, металлогенические особенности этих структур, наряду с общими чертами, имеют существенные различия, что по характеру и интенсивности послекальдерного магматизма позволяет отнести их к разным типам вулcano-тектонических образований, связанных с кислым вулканизмом.

### ПАУЖЕТСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

В строении района Паужетской депрессии (рис. 1) принимают участие породы исключительно вулканического генезиса (по данным автора и С. Е. Апрелькова). Наиболее древняя толща стратифицирующихся образований представлена андезито-базальтами и агломератовыми туфами паратунской свиты (нижний миоцен), выходы которой приурочены к поднятым тектоническим блокам. К северу от рассматриваемого района среди отложений свиты Ю. М. Слеповым в 1964 г. обнаружена раннемиоценовая фауна. Мощность этих отложений 600—800 м. С перерывом паратунская свита перекрыта базальтовыми покровами и пирокластическими отложениями алнейской серии (верхний миоцен — плиоцен). В поле алнейской серии выделяются реликты вулканических построек и реконструируются вулканические центры — хр. Явинский, Паужетский вулкан и системы многочисленных вулканов, например Голыгинские горы (Шеймович, 1966).

Алнейские вулканы, формирующие крупную Южно-Камчатскую вулканическую структуру площадью более 3000 км<sup>2</sup>, образуют две пересекающиеся цепи — северо-восточную, которая проходит вдоль Голыгинских гор, и субширотную, идущую через хр. Явинский и Паужетский вулкан. Центры вулканических построек фиксируются локальными

Рис. 1. Геолого-структурная схема Паужетской вулкано-тектонической депрессии (по материалам С. Е. Апрелькова и автора) 1 — нижнемиоценовые андезиты, андезито-базальты, их туфы; 2 — верхнемиоцен-плиоценовые, эффузивно-пирокластические отложения среднего и основного состава; 3 — игнимбриты голыгинского горизонта (плиоцен); 4 — туфы и туффиты паужетской свиты (плиоцен — плейстоцен); 5 — нижнелейстоценовые базальты; 6 — рыхлые четвертичные отложения; 7 — четвертичные вулканы; 8 — тектонические нарушения; 9 — реликты древних вулканических сооружений; 10 — положительные гравитационные аномалии; 11 — отрицательные гравитационные аномалии; 12 — границы вулкано-тектонической депрессии; 13 — отрицательная вулканическая структура Курильского озера



максимумами силы тяжести. В долине р. Озерной, восточнее Паужетского вулкана, находится зона пересечения этих вулканических цепей. Вулканы формировались в субазральных условиях часто в прибрежной полосе и иногда представляли собой вулканические острова, о чем свидетельствует наличие пород вулканогенно-осадочных фаций в отложениях серии с остатками верхнеэоценовых пелелипод (Шеймович и др., 1965). Мощность серии от 200 до 800 м.

Вулканыты алнейской серии с несогласием перекрыты голыгинским горизонтом игнимбритов кислого состава (плиоцен), представляющим единый по генезису и времени образования игнимбритовый покров мощностью от нескольких десятков метров до 200 м. Останцы этого покрова распространены на площади около 3000 км<sup>2</sup>. Они образуют поля площадью до 100—200 км<sup>2</sup> в Голыгинских горах, на Охотском побережье, в бассейнах рек Озерная, Унканович и в Камбальном хребте. В правом борту р. Озерной нижний контакт горизонта наблюдается на абсолютной отметке 400 м, а в долине р. Паужетка игнимбриты были вскрыты бурением на глубинах от 280 до 470 м ниже уровня моря под туфами паужетской свиты (верхний плиоцен — нижний плейстоцен) (Аверьев, Белоусов, 1965). Учитывая особенности распределения пород голыгинского горизонта, однородность его строения, а также покровный характер залегания игнимбритовых толщ, можно сказать, что игнимбриты юга полуострова в момент образования были распространены на площади около 3000 км<sup>2</sup>. Принимая среднее значение первоначальной мощности равным 100 м, можно считать, что первичный объем игнимбритов составлял около 300 км<sup>3</sup>. Игнимбриты подобных объемов, по Р. Л. Сми-

ту (1963), обычно ассоциируются с крупными кальдерами. Возраст го-лыгинского горизонта считается плиоценовым по его стратиграфическо-му положению. Радиологический возраст игнимбригов (К — Аг-определе-ние в лаборатории ДВГУ) равен 11 млн. лет. Залегающая стратигра-фически выше паужетская свита, по данным С. Е. Апрелькова и В. В. Аверьева, имеет локальное распространение на левом берегу р. Озерной в среднем ее течении. Вулканогенно-осадочные породы сви-ты имеют состав, аналогичный составу го-лыгинских игнимбригов. Отло-жения смяты в небольшие крутые складки. Мощность их около 450—500 м. С. Е. Апрельков определяет возраст свиты условно верхнеплио-цен-раннечетвертичным, а В. В. Аверьев относил время накопления этих осадков к концу раннего плейстоцена. Генезис рассматриваемых отложений связан с размывом го-лыгинского горизонта.

Нижнечетвертичные вулканы на данной территории распростра-нены ограниченно и слагают западные отроги Кошелевского вулкана. Они представлены преимущественно потоками базальтов общей мощ-ностью от 100 до 400 м. В Лопаткинском хребте базальты перекрывают игнимбригы го-лыгинского горизонта.

Более молодые среднелейстоцен-голоценовые образования слагают в данном районе крупные андезито-базальтовые стратовулканы (Жел-товский, Ильинский, Кошелевский, Камбальный) и липарито-андезито-вый вулкан Дикий Гребень. В пределах рассматриваемой территории расположен центр кислого голоценового вулканизма — Курильское озе-ро (Брайцева и др., 1965). Образование впадины озера сопряжено с извержением 20—22 км<sup>3</sup> пемзового материала. Пемзовые пирокласти-ческие потоки заполняют долины, расходящиеся по радиальным направ-лениям от Курильского озера.

Исследователи, рассматривавшие ранее депрессию района Паужет-ской гидротермальной системы (Аверьев, Святловский, 1961; Аверьев, Белоусов, 1965; Апрельков, 1961), указывали на наличие здесь крупной отрицательной структуры. В. В. Аверьев и А. Е. Святловский трактовали ее как крупную зону прогибания, которая была заложена в раннем плейстоцене и имела свое продолжение на север и юг. С. Е. Апрельков выдвинул идею о кальдере (замкнутой депрессии) Паужетского вулка-на в бассейне р. Озерной, с которой он связывает образование игним-бригов плиоценового го-лыгинского горизонта.

Об отрицательных движениях больших амплитуд в конце плиоцена свидетельствуют данные бурения, позволяющие сделать вывод о погру-жении игнимбригов на глубину около 1 км. Локальное развитие вулка-ногенно-осадочных пород паужетской свиты также свидетельствует о формировании замкнутой депрессии в этом районе в конце плиоцена, а наличие мощного и широко распространенного горизонта игнимбри-гов в зоне отрицательной структуры указывает на вулcano-тектониче-скую природу этого опускания.

В тектоническом отношении описываемая структура находится в зоне пересечения двух крупных разломов, фиксируемых северо-восточ-ной и субширотной цепями алнейских вулканов.

Вдоль границ депрессии отмечаются выходы пород паратунской сви-ты (рис. 1). Зона депрессии выполнена отложениями паужетской свиты и более молодыми вулканогенными и флювиальными образованиями, вложенными в отложения паратунской свиты и алнейской серии. Мор-фологически впадина выражена не очень четко. В настоящее время ре-ликты древней отрицательной формы сохранились в среднем течении р. Озерной и в низовьях р. Паужетки. Остальная часть депрессии заня-та молодыми вулканическими горами, лишь Курильское озеро является голоценовой отрицательной структурой. Естественные морфологические границы депрессии на севере и западе структуры представляют собой северный борт р. Озерной и внутренние обрывы Паужетского вулкана

(гора Орлиное Крыло). Южное и восточное ограничение структуры выражено лишь обрывами восточного берега Курильского озера. Западнее южное ограничение структуры перекрыто четвертичными лавами стратовулканов Камбального и Кошелевского.

Охарактеризованная структура имеет форму вытянутого в широтном направлении овала с диаметрами 25 и 16 км и является, несомненно, более крупной депрессией, чем предполагаемая С. Е. Апрельковым кальдера Паужетского вулкана. Район депрессии находится в зоне локального гравиметрического минимума, контуры которого в основном совпадают с контурами депрессии и лишь на севере выходят за ее пределы. Дефект массы из расчета гравиметрического минимума, выполненного М. И. Зубиным, грубо равен или меньше первичной изверженной массы игнимбритов. Площадь депрессии в целом характеризуется отрицательными аномалиями  $\Delta T_s$  и лишь на участках, занятых четвертичными стратовулканами Кошелевским и Камбальным, отмечаются положительные аномалии.

В конце плиоцена структура представляла глубокую депрессию с овальным сечением и цилиндрическими стенками глубиной 700—900 м. В опускание были вовлечены Паужетский вулкан, вулканы Голыгинских гор, вулканы, существовавшие на месте Курильского озера, и другие вулканические постройки. Непосредственно формирование структуры было обусловлено мощным игнимбриитообразующим извержением.

Таким образом, данная структура имеет вполне определенные черты: а) ее формирование связано с образованием мощного игнимбритового покрова; б) она образована в районе интенсивного вулканизма центрального типа и наложена на систему стратовулканов алнейской серии; в) согласно данным гравиметрической съемки, в районе депрессии наблюдается локальный гравиметрический минимум. Все эти черты и особенно наличие минимума силы тяжести характерны для четвертичных кальдер Японии и Северной Америки (Pakiser, 1960; Jokoyma, 1963).

В Паужетской депрессии не видно следов послекальдерного магматизма в конце плиоцена или в раннем плейстоцене. Проявления кислого вулканизма активно возобновляются в пределах депрессии с конца плейстоцена и выражаются внедрением дацитовых экструзий восточного борта р. Паужетки, в результате чего отложения паужетской свиты смяты в складки при образовании экструзивного вулкана Дикий Гребень (от андезитов до липаритов) и формированием липаритовых пемзовых потоков и экструзий Курильского озера. Состав пород этих вулканических проявлений резко контрастен по отношению к андезито-базальтовым вулканикам четвертичных стратовулканов, обрамляющих Паужетскую депрессию. Невольно напрашивается вывод о продолжении развития внутрикальдерного магматизма в голоцене после длительного перерыва. Возможно, что Паужетская гидротермальная система связана с развитием внутрикальдерных магматических процессов.

#### АНАВГАЙСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Структура расположена в осевой части Центрально-Камчатского вулканического пояса на южном окончании Быстринского хребта, который в бассейне рек Кававля и Анавгай образует интенсивно расчлененный среднегорный массив с относительной высотой 800—1000 м, воздымающийся над дуговой долиной р. Анавгай на западе и над долиной р. Быстрой на юге. Восточное ограничение не выражено в рельефе из-за интенсивного развития плейстоценового вулканизма.

В строении Быстринского хребта в этом районе принимают участие разновозрастные вулканогенно-осадочные, вулканогенные, субвулканические и экструзивные образования (рис. 2, А). Низы видимого страти-

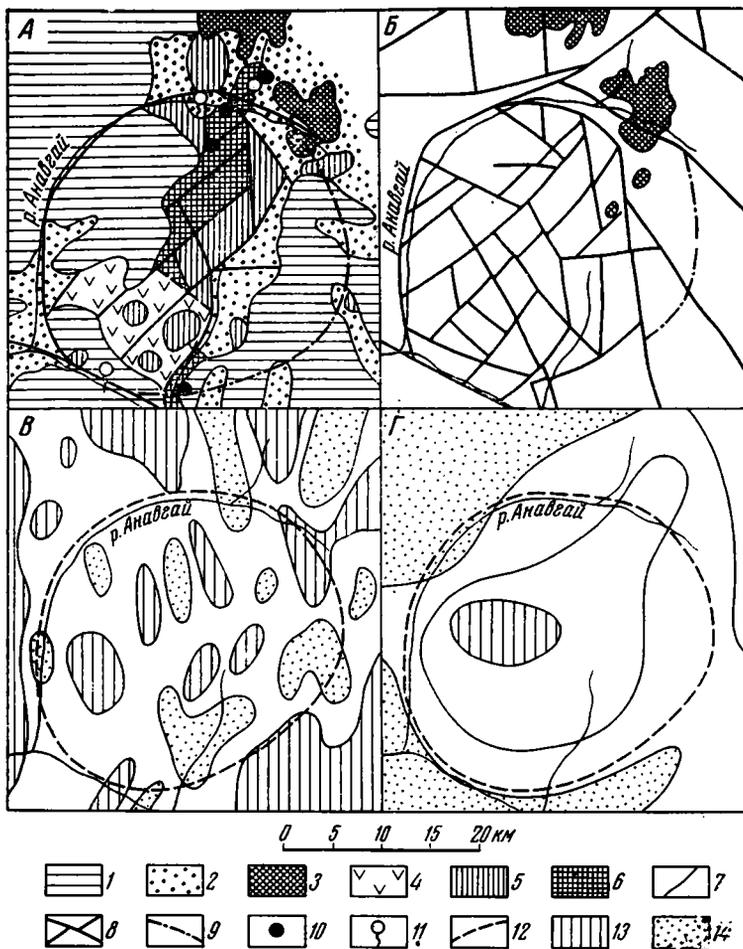


Рис. 2. Анавагайская вулканно-тектоническая структура: А — геологическая схема, Б — схема разрывных нарушений, В — карта аэромагнитных аномалий (по данным Л. А. Ривоша), Г — гравиметрическая карта (по данным В. И. Бражаева)

1 — плейстоценовые базальты; 2 — неогеновые эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные отложения; 3 — плиоценовые игнимбриты; плиоценовый магматический комплекс: 4 — эффузивные андезиты; 5 — экструзии андезитов, дацитов, липаритов; 6 — субвулканические интрузии андезитов, диоритовых порфиритов; 7 — геологические границы; 8 — тектонические разрывы; 9 — предполагаемый участок границы структуры; 10 — рудопроявления; 11 — термальные источники; 12 — границы вулканно-тектонической структуры на картах [В, Г]; геофизические аномалии; 13 — максимумы; 14 — минимумы

графического разреза сложены переслаивающимися туфами среднего и кислого состава, туффитами, конгломератами, лигнитами. Эти отложения содержат остатки растений и фауны, которые свидетельствуют о среднемиоценовом возрасте нижней части этих отложений и о плиоценовом возрасте вышележащей пачки (Шеймович, Валов, 1972). Общая мощность вулканогенно-осадочных отложений 650—850 м. Их перекрывают породы эффузивно-пирокластической толщи: базальты, андезитобазальты, андезиты, их туфы. Кровля толщи представлена пемзокластическими туфами и игнимбритами дацитового состава мощностью до 100 м и более. Мощность толщи достигает 600 м. Верхи неогенового раз-

реза формируют андезиты эффузивной толщи мощностью до 500 м. Четвертичные образования представлены главным образом остатками разрушенных нижнеплейстоценовых базальтовых вулканов, перекрывающих образования рассматриваемой структуры. Дочетвертичные отложения прорваны субвулканическими телами среднего и кислого состава.

Для Анавайской структуры характерно обилие тектонических разрывов, площадное развитие субвулканических тел и гидротермальных изменений пород.

Блоковая тектоника создала структуру «битой тарелки» (рис. 2, Б). Разрывы не имеют преобладающего направления и обрамляют блоки треугольной и четырехугольной формы. Максимальные амплитуды относительных перемещений не превышают 300 м. Контуры «битой тарелки» совпадают с географическими границами структуры, диаметр которой около 30 км. В пределах этой мозаично-блоковой структуры вскрыты узкие блоки дислоцированных вулканогенно-осадочных отложений, благодаря которым структура картируется как поднятие. Они располагаются между блоками, сложенными субвулканическими телами. Повидимому, это объясняется сопряженностью подъема магматических масс и формированием тектонического поднятия. За пределами структуры вулканогенно-осадочные отложения имеют горизонтальное залегание и образуют крупные, прослеживающиеся на большом расстоянии поля.

Большая часть площади структуры занята выходами плиоценовых субвулканических тел: интрузиями и экструзиями диоритовых порфиритов, андезитов, дацитов и липаритов. Наиболее крупный субвулканический массив расположен в междуречье рек Агликич и Кававля. Он представляет собой полифациальное тело, сложенное всеми разновидностями перечисленных выше пород. В плане массив имеет неправильную форму. Его длина 20 км, ширина 10 км, глубина эрозионного вреза до 600 м. Разрывные нарушения структуры максимально проявлены именно в пределах субвулканического массива, за его пределами тектоническая ситуация менее напряженная. Это заставляет предполагать не только сопряженность, но и генетическую связь внедрения магматических тел и вертикальных движений земной коры. Центральная часть субвулканического массива представлена интрузивными фациями, ее как бы обрамляют экструзивные образования, которые сопряжены с интрузиями по тектоническим швам или связаны естественными переходами. Петрографический и химический состав пород обеих фаций одинаков. Такое сочетание различных фаций единого магматического тела объясняется, видимо, принадлежностью их вскрытому эрозией вулканическому аппарату. Крупные субвулканические тела дацитов и андезитов с фациями диоритовых порфиритов расположены по кольцевому тектоническому ограничению на севере структуры. Гидротермальные процессы теснейшим образом ассоциируют с субвулканическими телами, почти не выходя за их пределы, и, вероятно, связаны с ними парагенетически (Русинов, 1968). Породы интенсивно гидротермально изменены, превращены во вторичные кварциты и пропилиты. Гидротермальные процессы сопровождалась рудоотложением.

Если с севера, запада и юга структура имеет четкие тектонические границы, то ее восточная граница неясна из-за развитых здесь нижнеплейстоценовых вулканитов. Мы проводим ее по верховьям рек Кахтун, Сехлун и Шехман по небольшим экструзиям дацитов и андезитов и разрывам, считая, что разрывы, проявленные в плейстоцене, существовали и в плиоцене. Дуговое ограничение здесь выражено также сменой слабой положительной аномалии силы тяжести (рис. 2, Г) на отрицательную аномалию. На карте магнитных аномалий в районе структуры протяженные линейные аномалии северо-восточного простирания сменяются мелкими локальными изометричными положительными и отрицатель-

ными аномалиями (рис. 2, В). Такая «дробность» аномалий отражает, по-видимому, блоковое строение структуры.

Формирование ее становится понятным после рассмотрения особенностей строения эффузивно-пирокластической толщи и ее взаимоотношений с плиоценовым субвулканическим комплексом.

Образования эффузивно-пирокластической толщи, представляющей собой типичную ассоциацию вулканитов средних и основных стратовулканов, в пределах рассматриваемой структуры распространены на небольших, до 2—3 км<sup>2</sup> участках. За пределами структуры они образуют крупные и мощные поля, вскрывающиеся под нижнеплейстоценовыми вулканитами. Как отмечалось выше, вверху разреза эффузивно-пирокластической толщи на площади, прилегающей к границам рассматриваемой структуры, выделяется горизонт кислых вулканитов — пемзокластических туфов и игнимбритов дацитового состава. Останцы горизонта игнимбритов этой толщи отмечаются на площади в несколько тысяч квадратных километров в бассейне рек Тигиль, Половинная, Анавгай. Их площадь колеблется от 1—2 до 150 км<sup>2</sup> (на правом берегу р. Анавгай). Мощность игнимбритов изменяется от 10 до 150 м. Реконструированные поля игнимбритов имеют объем не менее 100 км<sup>3</sup>. Радиологический возраст игнимбритов по К — Аг-определению лаборатории ДВГУ 2 проб равен 10,8 и 14,3 млн. лет.

Приведенные данные — 1) интенсивный плиоценовый андезито-базальтовый вулканизм в рассматриваемом районе, 2) широкое развитие кислых вулканитов в верхах эффузивно-пирокластической толщи, 3) локальное развитие субвулканических интрузий и экструзий, 4) близость петрохимических особенностей экструзий и игнимбритов, 5) мозаично-блоковое строение данной структуры, 6) ее кольцевое ограничение — позволяют предположить следующую историю развития Анавгайской вулкано-тектонической структуры.

Во второй половине плиоцена, по-видимому, в результате мощного площадного извержения кислых вулканитов формируется крупная вулкано-тектоническая депрессия, наложенная на систему андезито-базальтовых стратовулканов. В последующем происходила ее перестройка поднимающимися магматическими массами в положительную структуру. Внутри кольцевой структуры и по ее обрамлению проявлялся главным образом экструзивный вулканизм, сопровождавший непрерывной гидротермальной деятельностью, обусловившей площадное развитие пропититов и вторичных кварцитов. Рудопроявления Анавгайской вулкано-тектонической структуры группируются как по ее кольцевому ограничению (рудопроявления Апапель, Агликич, Крапивная), так и в ее центральных частях (Чемпура), где они приурочиваются к эродированному вулканическому аппарату. Современное состояние магматического очага, активность которого обусловила формирование данной структуры, по-видимому, отражается в деятельности термальных источников — Апапельских, Оксинских, Быстринских, расположенных по кольцевому ограничению структуры. Площадное проявление гидротермальных изменений объясняется существованием четвертичных внутрикальдерных гидротермальных систем. Современным аналогом такой системы является гидротермальная система кальдеры Узон-Гейзерная (Набоко, 1970).

Анавгайская структура отличается от Паужетской депрессии тем, что она прошла этап положительной инверсии. Возможно, подъемом магматических масс объясняется отсутствие характерной для кальдер отрицательной аномалии силы тяжести над Анавгайской структурой и резкие различия в проявлении металлических полезных ископаемых (практическое их отсутствие в обнаженных частях Паужетской депрессии).

Четвертичным аналогом Анавгайской структуры в большой мере является кальдера Вэллис (Smith, Bailey, 1968). Вулкано-тектонические

депрессии с подобным развитием Р. Смит и Р. Бейли предлагают называть резургентными (resurgent caldron) и именно с ними связывают наиболее интенсивные проявления рудоносной гидротермальной деятельности в вулканических областях.

Анавайская и Паужетская вулкано-тектонические депрессии были сформированы в плиоцене примерно одновременно. Однако первая структура практически закончила к плейстоцену свою эволюцию, а вторая и в голоцене была активной. Такая резко различная скорость их развития объясняется, по-видимому, неодинаковой магматической и тектонической обстановкой в центральной и южной частях Центрально-Камчатского вулканического пояса в плейстоцене. Позднейшую активизацию Паужетской структуры можно связать с формированием четвертичного Восточно-Камчатского пояса, «наложенного» на Центрально-Камчатский вулканический пояс в пределах Южной Камчатки (Апрелков, Жегалов, 1972).

### Литература

- Аверьев В. В., Святловский А. Е.* Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6.
- Аверьев В. В., Белоусов В. И.* Паужетские горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965.
- Апрелков С. Е.* Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка).— Тр. Лабор. вулкано-., вып. 20. Изд-во АН СССР, 1961.
- Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В.* О вулканических поясах Камчатки.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Брайцева О. А., Краевая Т. С., Шеймович В. С.* О происхождении Курильского озера и пемз этого района.— В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. III. Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Набоко С. И.* Роль наземного вулканизма в процессах рудообразования.— Геол. и геофизика, 1970, № 1.
- Русинов В. Л.* Глубинность образования третичных пропилитов Центральной Камчатки и их связь с субвулканическими интрузиями.— В сб.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., «Наука», 1968.
- Смит Р. Л.* Потоки вулканического пепла.— В сб.: Проблемы палеовулканизма. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Шеймович В. С., Хромов В. Т., Гладикова В. М.* О возрасте алнейской серии на юге Камчатки.— В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. III. Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Шеймович В. С.* Рельеф древних вулканов юга Камчатки.— В сб.: Вопросы географии Камчатки, вып. IV. Петропавловск-Камчатский, 1966.
- Шеймович В. С.* Роль и место игнимбритов в формировании вулканических толщ кайнозоя Камчатки.— Геол. и геофизика, 1968, № 12.
- Шеймович В. С., Валов М. Г.* О возрасте рудообразования в Срединном и Быстринском хребтах Центральной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 4.
- Pakiser L. C., Press Fr., Kane M. F.* The geophysical research of Mono Basin.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, № 4.
- Iokoyama I.* Structure of caldera and gravity anomaly.— Bull. Volcan. Org. de Lassoc. Inter. de Volcan. Napoli, 1963, v. 26.
- Smith R. L., Bailey R. A.* Resurgent caldrons.— U. S. Geol. Survey studies in Volcanology. Geol. Soc., 1968, Mem. 116.

Камчатское территориальное  
геологическое управление

Статья поступила  
28 декабря 1972 г.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1974 г.

Ш. А. Адамия, И. П. Гамкредидзе, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе. Ад- жаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря	1
О. П. Апольский. О происхождении впадин Черного моря и Южного Каспия	5
В. И. Астахов. Основные закономерности новейшего тектогенеза Северного Урала	5
П. Л. Безруков. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой	1
В. Ф. Белый. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихо- го океана	4
В. В. Белоусов. Об эндогенных режимах материков	3
Г. Д. Белоусов. Место структурных форм в процессе складкообразования (на примере южного крыла Сванетского антиклинория)	1
М. К. Блейк, Д. Л. Джонс. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии	6
Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин. Схема проницаемых разрывных нарушений земной коры Северо-Западного Казахстана по данным распределения гелия в подземных водах	3
М. Н. Бурцев, К. И. Никитенко, Е. И. Терехин. Особенности строения и формиро- вания грабена Гао-Ансонго (Северная Африка)	4
Ю. П. Бутов, А. Н. Занвилевич, Б. А. Литвиновский. Проблема байкалитид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области	2
С. Л. Бызова, М. А. Бээр. Основные особенности тектоники советской части фли- шевых Карпат	6
Е. А. Величко. Крупные тектонические структуры в океанической коре как пока- затель поздней стадии ее развития	3
А. Н. Гаджиев. Тектоника мезозойских отложений Южного Дагестана и Северо- Восточного Азербайджана	6
Т. Аб. Гасанов. О меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ)	5
М. З. Глуховский, Е. А. Синцера. Тектоника и магматизм района сочленения Станового и Тьркиндинского глубинных разломов	1
И. Е. Губин. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсмического райони- рования	6
О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области	5
И. Л. Жуланова. Тектоника и история формирования метаморфических комп- лексов северной части полуострова Тайгонос	1
Ф. Х. Зуннунов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Т. Эргашев. Геолого-геофизи- ческая модель земной коры Западного Узбекистана (Южный и Срединный Тянь-Шань)	1
П. Ф. Иванкин, Э. Э. Фотиади, А. П. Щеглов. Опыт построения моделей тектоно- сферы подвижных поясов	5
Д. А. Казимиров. Импульсные тектонические движения	4
В. Г. Казьмин. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов)	6
Г. И. Каляев. Тектонический режим и структурно-исторические элементы ранне- го декабря	3
А. Л. Книппер, С. Д. Соколов. Тектонические покровы и Тутхунская зона Малого Кавказа	6
В. А. Красилов. Палеонтология и мобилизм	1
А. А. Красильщиков, Ю. А. Лившиц. Тектоника острова Медвежий	4
Ю. А. Кузнецов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента	2
Н. А. Логачев. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны	3
В. И. Лукинов. О происхождении срединных выступов фундамента в авлакогенах	6
В. И. Макаров, В. Г. Трифонов, Ю. К. Шукин. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках	3
Г. И. Макарычев. Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на при- мере западного Тянь-Шаня	5

М. С. Марков, А. А. Моссаковский, Ю. М. Пушаровский, Г. П. Хомизури, Н. А. Штрейс. Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых Академии наук СССР	3
В. М. Мерзляков, М. И. Терехов, С. Г. Бялобжеский. О срединных массивах Северо-Востока СССР	5
Дж. У. Х. Монгер, Дж. Г. Саутер, Х. Габриелс. Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит	2
В. Н. Москаленко. Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта	4
М. В. Муратов. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей	3
М. С. Нагибина, Ж. Бадамгарав. Тектоника Сайхан-Обинского прогиба Центральной Монголии	2
Р. М. Пистрак, Н. Т. Пашова. Структурное положение очагов вулканизма в Припятско-Донецком авлакогене	4
В. С. Попович. Структуры мезозойского комплекса Керченского полуострова	5
О. М. Розен, О. Д. Иванов, С. М. Крамаренко. Эволюция гранитоидов в срединных массивах (на примере Кокчетавского массива)	2
И. А. Ротараш, Е. А. Гредюшко. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области	4
И. М. Сборщиков, В. И. Дронов, С. М. Калимулин, С. Х. Мирзод. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области	2
С. Ф. Скобелев, П. В. Флоренский. Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вашхской надвиговой зоне	5
С. Д. Соколов. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ)	1
М. Л. Сомин, Г. Мильян. Некоторые черты структуры мезозойских тектонических метаморфических толщ Кубы	5
В. И. Сомов. Современные движения земной коры Карпат и сопредельных стран	6
К. К. Сорвачев. Изостатические деформации пород Кодаро-Удоканского района гранито-гнейсовых куполов Восточной Сибири	5
Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев, А. Я. Шараськин, Г. В. Агапова, Н. Л. Зенкевич, А. Ф. Береснев, Н. А. Куренцова, А. Е. Сузюмов. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана	2
Т. М. Уткельбаев. К теории изостазии	5
А. В. Тарасов. К вопросу классификации инъективных дислокаций	6
В. И. Тихонов. Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии	4
Н. И. Филатова. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины	2
Т. И. Фролова, Г. Б. Рудник, В. В. Орленок. Основные черты строения и эволюция Южных Антиль и моря Скоша	3
К. И. Шапошникова. Тектоника Центральной Кубы	1
В. К. Шевченко. О природе надвигов Юго-Западного Забайкалья	2
С. А. Шихов. Основные особенности строения и формирования земной коры на северо-востоке Русской плиты	2
В. С. Шеймович. Особенности развития дочетвертичных вулкано-тектонических депрессий на Камчатке	6
<b>Ю. М. Шейнманн</b> , Б. Г. Лутц. Естественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа	4
О. А. Шмидт. Проблемы тектонического развития Командорских островов	6
Г. В. Шубин, В. Д. Огородников. Основные магмо- и рудоконтролирующие структуры восточной части Центрального Забайкалья	4
А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер. Роль ученых АН СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты	2

#### Краткие сообщения

В. И. Громин. Оценка развития экспериментальной тектоники по публикациям	1
Л. Ф. Добржинская, В. С. Федоровский. Структура докембрийских толщ на северо-западном побережье оз. Байкал	5
В. А. Попова, В. В. Сиваев. О ранних карелидах области сочленения с беломоридами	2

#### Критика и дискуссии

Б. Г. Горелов. О тектоническом положении раннепротерозойских гранитоидов в Олекмо-Витимской горной стране	2
А. М. Лейтес, В. С. Федоровский. О времени образования раннепротерозойских гранитоидов на западе Алданского щита (ответ Б. Г. Горелову)	2

### Рецензии

К. В. Боголепов. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры . . . . .	4
Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов. Проблемы тектоники Арктики и Антарктики . . . . .	3
Ю. А. Косыгин, В. А. Соловьев. Мезозойды севера Тихоокеанского кольца и геория геосинклиналей . . . . .	5

### Хроника

Тектоника срединных массивов . . . . .	5
К 250-летию Академии наук СССР . . . . .	3
Памяти Ю. М. Шейнманна . . . . .	4

---

### 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, Ю. М. ШЕЙМАНН, 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 *Сафронова Т. И.*

---

Сдано в набор 6/IX-1974 г. Т-13443. Подписано к печати 23/X-1974 г. Тираж 1975 экз.  
Зак. 4279. Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,9.

---

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс  
70228

В издательстве «НАУКА И ТЕХНИКА» (Минск) готовится к печати книга «ТЕКТОНИКА БЕЛОРУССИИ». Под редакцией Р. Г. Гарецкого. 15 л.

В монографии описываются новые принципы регионального тектонического районирования и легенда Тектонической карты Белоруссии и сопредельных территорий РСФСР, Украины, Литвы и Польши, освещаются вопросы тектонического районирования Белоруссии, тектоника ее фундамента, характеризуются структурные подразделения и формации платформенного чехла, строение и история развития главных структурных элементов, соляная тектоника, рассматриваются особенности строения земной коры и некоторые тектонические закономерности полезных ископаемых. Книга сопровождается уменьшенной многокрасочной копией Тектонической карты Белоруссии и сопредельных территорий в масштабе 1 : 1 000 000. Монография представляет интерес для широких кругов геологов, геофизиков, гидрогеологов, географов и других естествоиспытателей, интересующихся строением Белоруссии, Русской плиты и древних платформ в целом.

Заказы просим направлять по адресу: 220600 Минск-72, Ленинский пр., 68. Институт геохимии и геофизики АН БССР. Отдел тектоники.

для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

#### АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепрпетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. К. Маркса, 29; 700029 Ташкент, Л-29, лу. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



1-12  
70228  
НАУКА И ТЕХНИКА  
ПЕЧАТНИЦА ПЕР. 3-42  
В 232