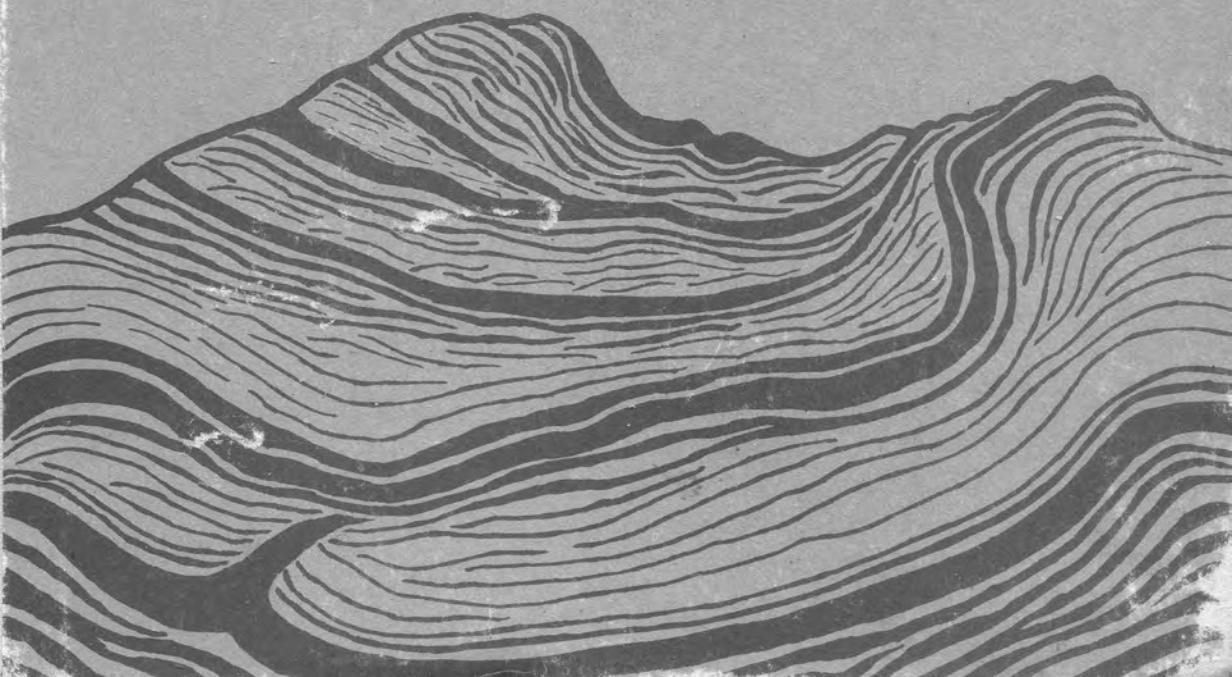


И. И. БЕЛОСТОЦКИЙ

СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ



И. И. БЕЛОСТОЦКИЙ

СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ



МОСКВА, «НЕДРА», 1978

Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М., «Недра», 1978, с. 238.

В книге содержится подробная морфолого-кинематическая характеристика тектонических покровов и целых пакетов их, основанная главным образом на полевых наблюдениях автора в Динаридах, и рассматривается ряд кинематических механизмов, объясняющих образование этих структур. Описаны зоны тектонического меланжа под многослойным нагромождением шарьяжей и выяснена сложная кинематическая картина перемещений разрушающихся материалов подложия. Рассмотрены различные типы меланжа и других хаотических структур. Установлено широкое развитие олистостромов и олистолитов в областях покровной тектоники. Дается подробное описание этих явлений и их тектоническая интерпретация, как естественных регистраторов фаз шарьирования, освещена связь с шарьяжами в различных формах. Показаны многофазность процесса шарьирования, кратковременность отдельных фаз с большим продвижением шарьяжей, возможность деформации покровных пластин при их зарождении. Установлены случаи, отвечающие главным фазам шарьирования.

Рассматривается динамика процесса развития целого покровного сооружения в исторической последовательности в связи с эволюцией геосинклинальных областей. Обосновывается вывод, что покровные сооружения возникают в результате интенсивного неравномерного сжатия их глубинной структуры с раздавливанием пород в отдельных зонах, являющихся корнями для главных комплексов покровов.

Книга рассчитана на широкий круг читателей: текстнистов, геологов-съемщиков, работающих в областях развития сложных геологических структур.

Табл. 1, ил. 92, список лит. — 282 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тектонические покровы (шарьяжи) — структуры, заслуживающие особого внимания. Это, как известно, более или менее плоские геологические тела, которые испытали большое горизонтальное или субгоризонтальное перемещение (как правило, на десятки километров) вкrest простирания и, залегая наподобие обычных толщ, имеют вместо нормальных стратиграфических контактов тектонические. При этом вверху часто лежат более древние породы, чем внизу. Нередко контактирующие комплексы разновозрастны, но разнофациальны, т. е. происходят из разных зон геосинклинали. Своеобразие этих структур очевидно. В них, как ни в каких других структурных формах, резко и наглядно выражено горизонтальное перемещение вещества земной коры в пределах подвижных складчатых поясов. Отсюда вытекает большое теоретическое значение исследований по проблеме шарьяжей. Необходимо в максимальной степени изучить особенности строения покровов. Частные механизмы, объясняющие те или иные черты структур, помогают понять и механизм формирования шарьяжей в целом.

Современная геотектоника вместе с другими науками о Земле испытывает очень бурное развитие. В ней идет пересмотр многих прежних представлений, ведутся острые дискуссии, преодолеваются и вновь возникают кризисные ситуации. В этих условиях учет данных о шарьяжах и выводы, основанные на их изучении, должны сыграть существенную роль.

Работы по изучению тектонических покровов и связанных с ними явлений актуальны также с практической точки зрения. Их своевременная и успешная расшифровка избавляет от множества непроизводительных затрат и дорогостоящих ошибок. Там, где покровы реально существуют, данные об их строении могут оказаться решающими для прослеживания месторождений полезных ископаемых на глубину, а отчасти и в латеральном направлении. Даже простой срыв толщ с основания при небольшой амплитуде горизонтального перемещения иногда сильно затемняет картину строения участка и вызывает необходимость детальной геологической съемки с проведением кропотливых структурных наблюдений. В некоторых случаях подошва шарьяжа играет экранирующую роль при самом формировании месторождения. Это относится, в частности, к ртутным или сурьмяно-ртутным, свинцово-цинковым или медно-полиметаллическим рудам, хрусталеносным жилам, залежам углеводородов и т. п. Зоны дробления и разрушения пород на границах покровных пластин важно учитывать при возведении инженерных сооружений (например, плотин, тоннелей и т. д.).

Для решения задач прикладного характера большое значение имеет верное понимание специфики тектонических покровов и близких им структур или сопутствующих явлений. Однако до настоящего времени вопросы, связанные с изучением шарьяжей, недостаточно освещены в общедоступной литературе. В существующих курсах структурной геологии и методических руководствах по геологической съемке этот важный раздел тектоники либо совсем не находит отражения, либо рассматривается слишком кратко и неполно. Из этого вытекает необходимость

в обобщающих работах по шарьяжам с монографическим описанием явлений.

Настоящая книга представляет собой итог более чем 15-летних исследований автора по проблеме шарьяжей и вопросам, с нею связанным. Работа выполнена на основе наблюдений, проведенных в албанском секторе Динарид, и изучения обширной литературы по тектоническим покровам различных областей земного шара, в особенности Альп. В соответствии с этим в книге приводится детальное описание тектонических покровов Динарид и рассматриваются отдельные классические примеры альпийских шарьяжей.

Довольно многочисленные описания тектонических покровов, известных на территории Советского Союза, читатель может найти в периодических изданиях, а также в отдельных монографиях, опубликованных за последние годы.

Результаты исследований многих поколений геологов свидетельствуют о том, что шарьяжи довольно широко развиты в пределах геосинклинальных складчатых областей. Однако вряд ли можно считать, что во всех таких областях они обязательно присутствуют. Их выделение требует очень серьезного фактического обоснования. При плохой обнаженности или глубокоом залегании подошвы покровов необходимо значительное количество буровых и геофизических данных (Урал, Карпаты, Аппалачи). Во всех случаях должны быть хорошо выяснены взаимоотношения различных комплексов пород в разрезе и по площади, их стратиграфия, литология и фации. В освещении тектоники той или иной, недостаточно изученной складчатой области в равной мере недопустимы как предвзятая «антинаппистская», так и заведомо «ультранаппистская» ориентация. Необоснованно «выделять» покровы там, где их нет, настолько же вредно, как и игнорировать покровы там, где наблюдаются определенные признаки их существования.

При современном состоянии проблемы шарьяжей могут быть поставлены вопросы о закономерной связи между процессом их развития и общим процессом тектонической эволюции подвижных поясов, а также о причинной обусловленности покровообразования теми или иными общими геодинамическими механизмами. Кроме того, большого внимания требует изучение связанных с шарьяжами хаотических комплексов. Наконец, нельзя забывать и о тех складчатых областях, где еще не решен вопрос о самом существовании или отсутствии шарьяжей. Для геологов, изучающих эти области, может оказаться особенно полезным и необходимым ознакомление с реальными тектоническими покровами, где они хорошо обнажены и детально документированы.

Сказанным в значительной мере определяются задачи, которые ставил перед собой автор.

Настоящая монография на разных стадиях ее подготовки была прочтена в рукописи Л. П. Зоненшайном, В. Г. Казьминим, Г. Д. Ажгиреем, П. Н. Кропоткиным и Г. С. Поршняковым. Автор пользуется случаем принести им глубокую признательность за проделанный труд и ценные замечания, которые были учтены при дальнейшей работе. Автор также благодарит всех коллег, в разное время участвовавших в обсуждении отдельных представлений и выводов, которые излагаются в данной книге.

СТРОЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ПОКРОВНОЙ ТЕКТониКИ НА ПРИМЕРЕ АЛЬПИД

Как по характеру строения, так и по степени изученности Альпы — точнее Западные и Центральные Альпы — дают материал неисчерпаемой ценности для суждения о природе шарьяжей. Ниже приводится краткая сводка современных данных по покровному строению Альпийского сооружения. При составлении этой сводки использованы обобщающие работы Р. Трюмпи (1965, 1976; Trüpy, 1969, 1972, 1975), Ж. Дебельма, М. Лемуана (Debelmas, 1975; Debelmas, Lemoine, 1970; Debelmas, Chauve et al., 1972; Дебельма, Керкхове, 1976; Лемуан, 1976); Э. Клара (1976), А. Амштутца (Amstutz, 1965), Ф. Элленберже (Ellenberger, 1965), А. Толльмана (Tollman, 1961, 1969, 1972), М. Гвиннера (Gwinner, 1971), Х. Экснера (Exner, 1966), Э. Прея и других исследователей. Учтены также более ранние данные классиков альпийской геологии, в первую очередь Альб. Гейма и М. Люжона.

АЛЬПЫ КАК КЛАССИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ РАЗВИТИЯ ШАРЬЯЖЕЙ

Альпы находятся, как известно, в северо-западной части обширного пояса альпид Средиземноморья. Их положение относительно других складчатых систем видно на прилагаемой схеме (рис. 1).

В Западных и Центральных Альпах выделяются зоны: Гельветская и Ультрагельветская, Валисская, Бриансонская и Пьемонтская (три последние образуют более крупную зону, или область, Пеннид), а также Восточноальпийская (рис. 2).

Самая внешняя часть Западных Альп — Гельветская зона, на геосинклинальной стадии развития представляла собой область перехода от платформы к миогеосинклинали; лишь на юго-востоке она была собственно геосинклинальным прогибом. Породы северо-западных и западных участков этой зоны залегают в автохтоне, а толщи, отлагавшиеся далее к юго-востоку, образуют серию тектонических покровов (рис. 3). Доальпийский фундамент, обнаженный во Внешних кристаллических массивах (Меркатур, Пельву, Монблан, Аарский и др.), сложен гранитами и вмещающими их толщами метаморфических пород. Толщи преимущественно палеозойские, песчано-сланцевого состава; метаморфизм герцинский, со следами альпийского; местами прорывают отложения верхнего карбона гранитные интрузии. По данным абсолютной геохронологии возраст гранитов также герцинский (от 309 до 204 млн. лет). В отдельных блоках среди пород фундамента встречаются и позднекембрийские метаморфические образования (серия Фюлли в массиве Эгюй Руж с абсолютным возрастом 730—770 млн. лет).

Чехол мезозойских и палеогеновых отложений имеет изменчивую мощность — от 500 м на северо-западе, в платформенной части области, до 5000 м на юго-востоке, в миогеосинклинальном прогибе. Это эпиконтинентальная почти непрерывная серия, все члены которой залегают согласно. Ее разрез начинается известняками и эвапоритами триаса и заканчивается эоценовым флишем.

Значительная часть Гельветских покровов произошла из зон интенсивного сжатия фундамента — так называемой «синклинали» Шамони (между массивами Эгюй Руж и Монблан) и зоны Урзерен между Аарским и Готтардским массивами (в истоках Роны, Реуса и Рейна), с зажатым в ней обломком древнего основания — Тавечским массивом, от которого, вероятно, оторвался Друзбергский покров. Другие покровы произошли из более удаленных мест — из юго-восточной окраины Гельветской зоны — из тех участков, которые скрыты под шарьяжами Пеннид. Степень аллохтонности Гельветской зоны в общем увеличивается по простиранию к северо-востоку, в сторону Восточной Швейцарии, тогда как во Франции, южнее Женевы, эта зона, выделяемая здесь под названием Дофинейской, почти полностью автохтонна.

Наиболее крупный из Гельветских покровов, часто имеющий вид простой, почти не деформированной пластины, образован пачкой верхнепермских плотных известковистых песчаников и конгломератов — серией Веррукано. Этот классический покров Гларнских Альп, давно привлекавший к себе внимание, чаще всего залегает на песчаниках Тавянос эоценового возраста. Другие покровы, имеющие характер то лежащих складок, то сильно деформированных пластин или образованные целыми сериями чешуй и блоков неправильной формы, сложены породами мезозойско-палеогенового чехла (рис. 4). Отрыву чехла во многих случаях способствовали триасовые гипсы. Очень часто они играли роль «смазки» не только по отношению к толщам, которые подстилаются ими стратиграфически, но и по отношению к толщам, подошвы которых они достигли в результате диапирового перемещения. Еще одним характерным горизонтом отслоения явились мергели нижнего неокома.

В лобовых частях покровов на участках их воздымания и торможения часто отмечается деление покровных пластин на круто залегающие

Рис. 1. Схема расположения главнейших структурных элементов Средиземноморья (с использованием данных Е. Е. Милановского, Е. М. Емельянова, С. В. Михайлова, В. Г. Казьмина, Л. Гланжо, Г. Вундерлиха и др.).

1—8 — платформы: 1 — древние (докембрийские), 2 — мезозойско-кайнозойские впадины в их пределах, 3 — эпипалеозойские, 4 — отдельные жесткие массивы в их пределах; 5—6 — зоны альпийской деформации чехла платформ; 5 — древних, 6 — эпипалеозойских; 7—8 — шовные зоны, втянутые в непродолжительное геосинклинальное развитие; 7 — на окраине древней платформой с значительной складчатостью в середине альпийского цикла; 8 — на окраине эпипалеозойской платформы (?), с субгеосинклинальным развитием в раннеальпийское (киммерийское) время; 9—20 — области альпийской складчатости: 9 — внешние зоны с более поздним возрастом формирования, 10 — внутренние зоны, более раннего формирования (нередко эвгеосинклинальные); 11 — средние и некоторые внутренние массивы; 12 — субгеосинклинальные зоны (как правило, на жестком основании), испытавшие раннеальпийскую складчатость; 13 — краевые прогибы; 14 — внутренние и некоторые внутренние прогибы; 15 — крупный межгорный прогиб, сопоставимый с впадинами окраинных морей; 16 — расширяющиеся субкеанские впадины окраинных морей межгорного типа; 17 — аналогичные впадины в начальной стадии формирования (?); 18 — периферические морские впадины; 19 — глубоководные желоба; 20 — подводный вал с деформированным осадочным слоем;

21—22 — районы проявления вулканизма; 21 — раннеорогенный (олгоцен-миоценовый), преимущественно андезитовый, 22 — позднеорогенный (плиоцен-четвертичный), главным образом базальтовый; 23 — крупные тектонические швы; 24 — внешние границы складчатых и складчато-покровных сооружений; 25 — рубцовая зона Альп и Лигуриды; 26 — крупные грабены; 27 — направленные сооружения; 28 — направление перемещения шарьяжей; 29 — относительное перемещение континентальных глыб.

Платформы: Аф — Африканская, ВЕ — Восточно-Европейская, ЗЕ — Западно-Европейская, массивы в пределах платформ: Ч — Чешский, ЦФ — Центральный Французский. Складчатые системы: А — Альпы, Ап — Апеннины, Ат — Тельский Атлас, ТР — Тель-Риф, БК — Бетская Кордильера, Пир — Пиреней, ЗК — Западные Карпаты, ВК — Восточные Карпаты, ЮК — Южные Карпаты, Б — Балканы, Д — Динариды, Тв — Тавриды, Пн — Понтиды. Зоны деформации платформенного чехла: Ю — Юра, Пр — Прованс, И — Иберийские цепи, ВА — Высокий Атлас, СА — Сахарский Атлас, ТА — Тунисский Атлас. Недеформированные участки: ММ — Марокканская Месета, ОМ — Оранская Месета, Дб — Добруджа с Придобруджийским прогибом. Морские впадины: Б-А — Балеарско-Альборанская, Т — Тирренская, Э — Эгейская, Л-В — Лигурийско-Валенсийская, Ц — Центрально-средиземноморская (западная впадина Восточного Средиземноморья), Л — Левантская, Чр — Черноморская. Грабены: Р — Рейнский, П-С — Пантеллерийско-Сардинский.

чешуи, надвинутые одна на другую (см. рис. 4, а). Иногда благодаря образованию сколовой трещины противоположной ориентировки эти чешуи превращались в клиновидный блок, который выдавливался кверху (см. рис. 4, б). Так можно объяснить появление здесь взбросов встречного направления. Если после образования краевых чешуй движение

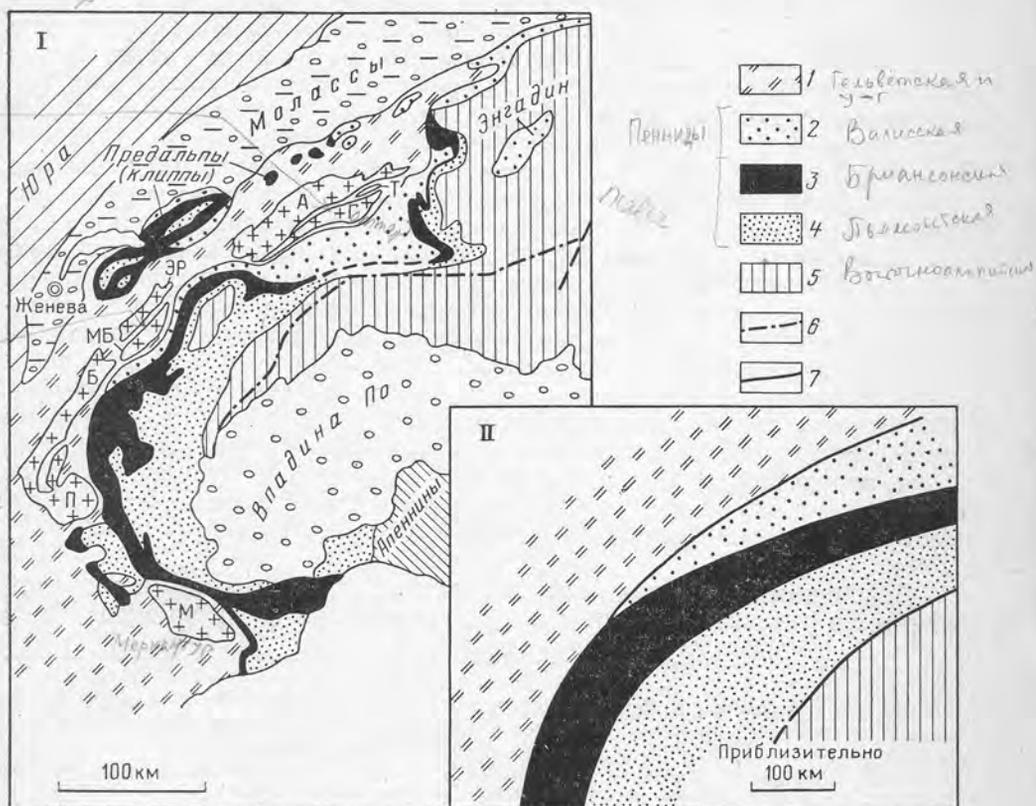


Рис. 2. Структурное районирование (I) и палеогеографическая зональность (II) Центральных и Западных Альп. По Ж. Дебельма и М. Лемуану с дополнениями (Debelmas, Lemoine, 1970).

Зоны: 1 — Гельветская и Ультрагельветская, 2 — Валисская, 3 — Бриансонская, 4 — Пьемонтская, 5 — Восточноальпийская (Австроальпийская); 6 — рубцовая зона; 7 — крупные разломы. Внешние кристаллические массивы (фундамент Гельветской и Ультрагельветской зон): М — Меркантир (Аржантера). П — Пельву, Б — Бельдон, МБ — Монблан, ЭР — Эгюй Руж, А — Аарский, Г — Готтардский, Т — Тавечский

шарьяжей продолжалось, ранее образованные сколовые ограничения покровных пластин деформировались в складки, имеющие в разрезе вид сигмоиды (см. рис. 4, в).

Общая обстановка сжатия чувствуется даже в северо-западной (автохтонной) части Внешних кристаллических массивов. Породы здесь во многих местах разбиты субгоризонтальными сколовыми плоскостями на отдельные пластины. Одна из таких пластин кристаллических пород Аарского массива в районе горы Юнгфрау переместилась на 6—7 км по нижележащим гранитам, перекрыв маломощную пачку юрских отложений.

Располагавшаяся в более внутренних районах Альп — Ультрагельветская зона в своей северо-западной части относилась, по-видимому, к самым глубоким участкам миогеосинклинального прогиба с однородными отложениями в пелагических фациях, а ее юго-восточная часть прилегала к обрамляющей кордильере, где в разрезе верхнемеловых и эоценовых отложений отмечаются перерывы. На границе с кордильерой (на юго-востоке) толщи верхнего, а затем и нижнего мела и отчасти верхней юры срезаются поверхностью, на которой трансгрессивно залегают эоценовый или маастрихт-эоценовый флиш (рис. 5). Местами он переходит в дикий флиш с крупными блоками пород мезозойской серии и даже пород фундамента, включая граниты. Кордильера, ограничивавшая с юго-востока Ультрагельветскую зону, служила рубежом между миогеосинклинальной областью и эвгеосинклинальностью внутренних зон Альп. Ныне корни этой зоны либо полностью перекрыты Пеннинскими шарьяжами, либо отвечают юго-восточным участкам Внешних кристаллических массивов. Ультрагельветская осадочная серия мезозойского и палеогенового возраста представлена в виде более или менее обширных лоскутов покровов (Плен-Морт, Анзенда, Бонвин, Бекс, Мейлере) среди пород Гельветской зоны или в области Предальп близ Женевского озера, где они участвуют в строении большой брахисинклинали (брахисинформы).

Наиболее сложные геологические отношения наблюдаются там, где тесно переплетены Гельветские и Ультрагельветские покровы, образующие единую структурную группу. Как показывает анализ этих отношений, сначала ультрагельветский комплекс переместился в область Гельветид, и лишь после этого начали формироваться Гельветские покровы, а затем оба комплекса совместно подверглись вторичной складчатости. В связи с этим ультрагельветские единицы (фрагменты толщ, происходящих из Ультрагельветской зоны) иногда полно-

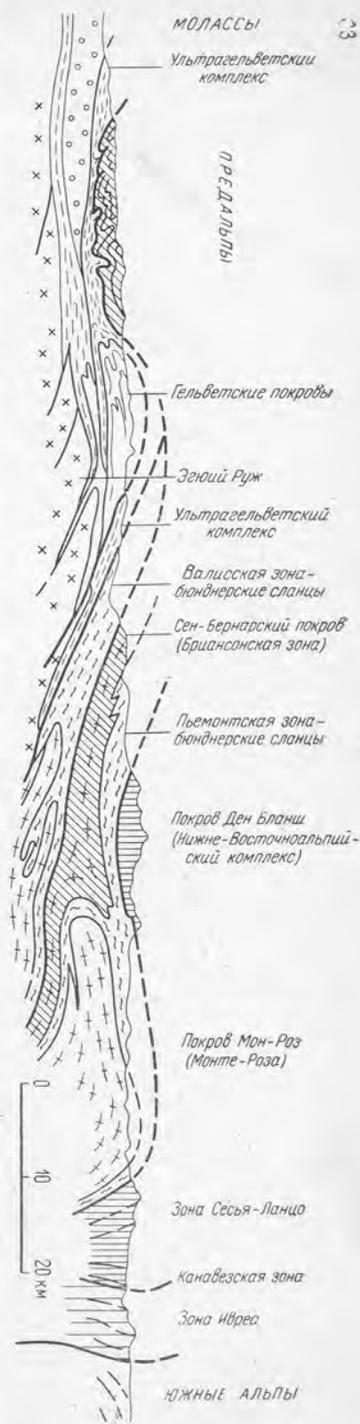


Рис. 3. Поперечный разрез Западных Альп через Ден-Бланш и Предальпы Шабле. По Ж. Дебельма и М. Лемуану с упрощениями. (Debelmas, Lemoine 1964).

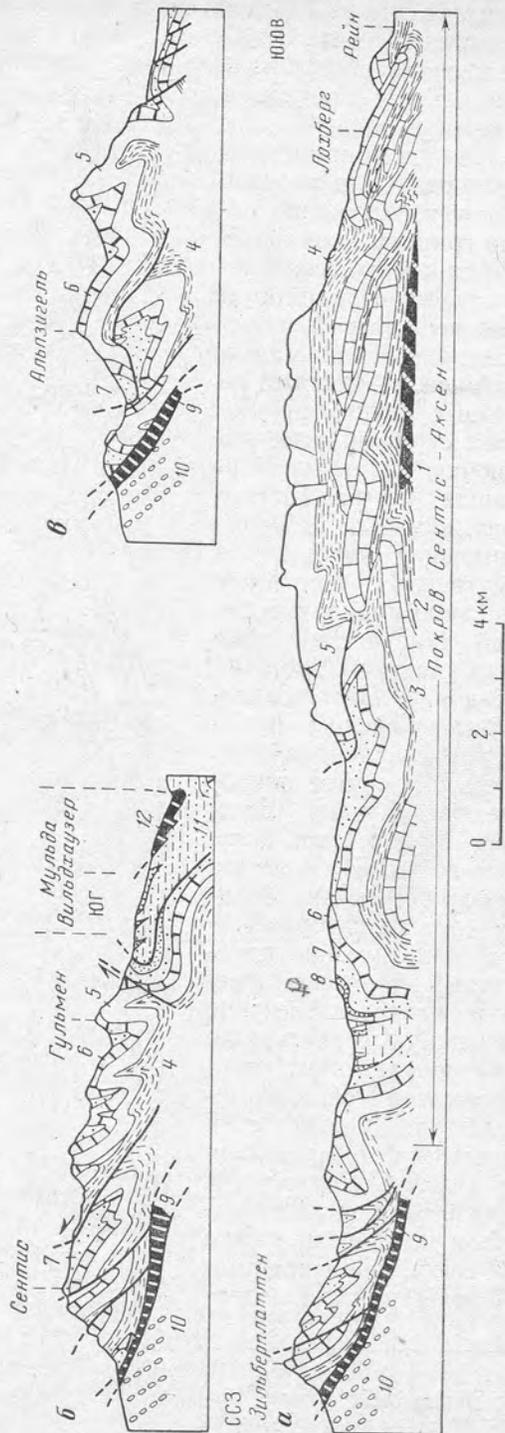


Рис. 4. Поперечный разрез Гельветских покровов через горы Зильберплаттен и Лохберг (а) и разрез фронтальной части Сентисского покрова в районе горы Сентис (б) и в районе Альзигель (в). По данным Р. Хантке (Gwinper, 1971). 1 — лесс; 2 — доггер; 3 — малам; 4 — валаджинские мергели; 5 — известняки валаджина, кремнистые известняки, друзбергские известняки; 6 — шраттенские известняки; 7 — гольт и верхний мел; 8 — гольт и верхний мел; 9 — палеоген; 10 — субальпийский флиш; 11 — отложения верхнего мела и палеогена южногельветских фаций; 12 — аллохтонный флиш мульты Вильдаузер; ЮГ — Южно-Гельветская зона чешуй

стью входят в гельветскую серию, например, чешуя отложений неокома с цефалоподами между покровами Моркль и Дьяблере.

Область, соответствующая граничной кордильере, не представлена в каком-либо самостоятельном тектоническом покрове, но с ней связаны массы флиша или дикого флиша, который был оторван от мезо-

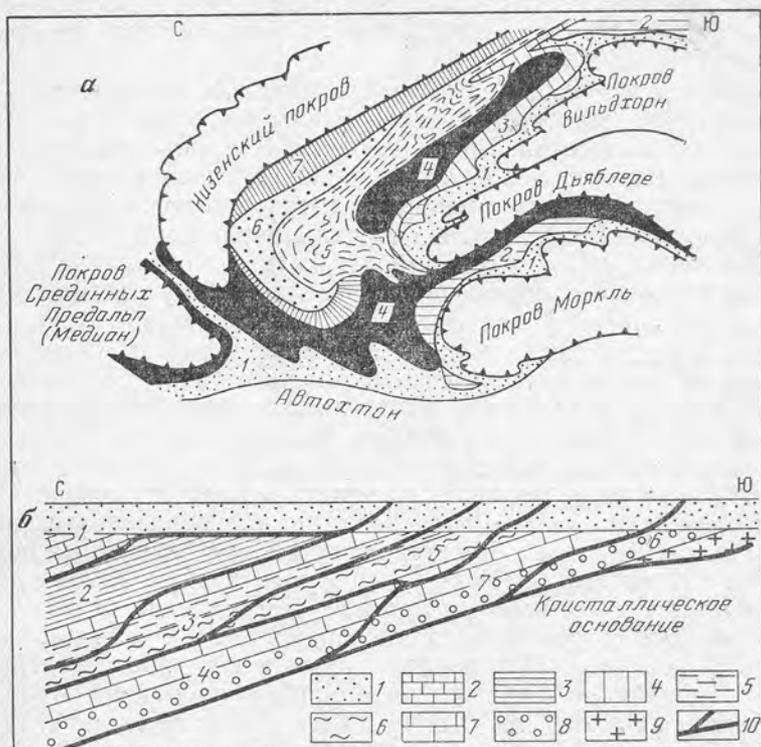


Рис. 5. Обобщенный структурный разрез (вкрест простирания) Ультрагельветских покровов (а) и палеофациальный профиль серии отложений, из которых они образовались (б). По Х. Бадю (Badoux, 1967).

1 — флиш; 2 — верхний мел; 3 — неоком; 4 — мальм; 5 — келловей—оксфорд; 6 — доггер; 7 — лияс; 8 — триас; 9 — кристаллическое основание; 10 — поверхности отрыва покровов. Покровы ультрагельветского пакета: 1 — Плен-Морт, 2 — Анзенда, 3 — Секс-Мор, 4 — Арвей, 5 — Бекс, 6 — Мейлере, 7 — Шамоссер

зойского основания и встречается в виде отдельных фрагментов, явно экзотических по отношению к большинству Гельветских покровов (шлировый флиш, гурнигельский флиш и т. д.). Одни из этих флишевых образований могут происходить из южной части Гельветской области, другие — из Ультрагельветской зоны, и из области Пеннид.

Многие исследователи полагают, что Ультрагельветские покровы произошли из зоны, соответствующей Готтардскому массиву и юго-восточному обрамлению массива Монблан (зона Валь Ферре). Готтардский массив испытал сильное сжатие и альпийский метаморфизм. Следы метаморфизма отмечаются также в некоторых мезозойских породах Ультрагельветского комплекса. По мнению Р. Штауба, оттеснение Гельветских покровов из района Тавечского массива и сильнейшее сдавли-

вание зоны Урзерен можно объяснить надвигом Готтардского массива к северо-западу. А. Амштутц и Р. Трюмпи предполагают, что здесь действовал противоположный механизм — глубинный подвиг со стороны Гельветид под ультрагельветский Готтардский массив. В последнем случае можно думать, что сам Готтардский массив несколько раньше начал поддвигаться под внешний край Пеннид, поскольку ультрагельветские покровы зародились еще до того, как образовались Гельветские.

Пеннинская область, представляющая внутреннюю часть геосинклинальной системы Западных и Центральных Альп, состоит из трех основных зон: Валисской, Бриансонской и Пьемонтской. Первой из них соответствует Нижнепеннинский комплекс покровов, второй и третьей — Верхнепеннинский (причем наиболее высокое положение занимают покровы Пьемонтской группы). На геосинклинальном этапе развития области Валисская и Пьемонтская зоны были эвгеосинклинальными трогами, а Бриансонская играла роль разделявшей их кордильеры.

Валисский прогиб располагался на севере Западных Альп и в Центральных Альпах, а также в более восточных районах. В западном направлении он выклинивался несколько южнее района Женевы, а к востоку, постепенно расширяясь, протягивался вдоль северного края современных Восточных Альп в область Внешних Карпат и одновременно терял черты эвгеосинклинального развития. В его строении существенную роль играет флиш мелового и раннепалеогенового возраста. В Центральных Альпах на месте Валисского прогиба образовалась серия покровов, прижатых с юга к Готтардскому массиву, известных под общим названием Симплоно-Тессинских, или Лепонтинских. Южнее и юго-западнее, кулисно к Валисскому прогибу располагалась Бриансонская зона, на западе сопрягавшаяся непосредственно с Ультрагельветской (Ультрадофинейской). Поворачивая далее к югу, она протягивалась в этом направлении до Средиземного моря, а из района Центральных Альп простиралась на 300—400 км далее к востоку, где позднее была перекрыта восточноальпийскими шарьяжами. Ее выходы известны в Тауэрнском окне. На западной окраине Бриансонской зоны французские геологи выделяют узкую Суббриансонскую подзону (зону второго порядка) с несколько иными фациями отложений, чем в осевой части. Ее породами сложена фронтальная часть шарьяжей Пеннид. Пьемонтский эвгеосинклинальный прогиб, более обширный и более типичный, чем Валисский, протягивался параллельно Бриансонской кордильере с южной и юго-восточной, а во франко-итальянских Альпах — с восточной стороны от нее. Для Пьемонтской зоны характерны значительные выходы доальпийского основания, иногда в виде отчетливо выраженных шарьяжей (покров Монте-Роза), и широкое развитие толщи блестящих сланцев — метаморфизованных мезозойских отложений со значительным количеством офиолитов.

Фундамент Пеннид представлен по преимуществу гнейсовыми и гранито-гнейсовыми телами, образующими ядра многих покровов, что особенно отчетливо выражено в Нижнепеннинской группе (Валисской зоне). Все гнейсовые тела здесь отделены друг от друга чехлом метаморфизованных мезозойских отложений — блестящих сланцев; между гнейсами и блестящими сланцами встречаются доломиты, мраморы и кварциты, вероятно, триасового возраста. По мере приближения к рубцовой зоне горизонтальное залегание гнейсовых тел сменяется все более крутым, пока они не срезаются Инсубрийским разломом. В районе

Тессина (Тичино) этот разлом отделяет породы пеннинского фундамента, испытавшие глубокий альпийский метаморфизм (с абсолютным возрастом 20—25 млн. лет) от пород фундамента Южных Альп, метаморфизм которых датируется как герцинский (абсолютный возраст 300 млн. лет). В Симплено-Тессинских покровах представлены гнейсы самой глубокой части покровного сооружения с наиболее интенсивным проявлением альпийского метаморфизма. Характерна полная перекристаллизация дотриасовых пород, вплоть до палингенеза. Герцинские структуры глубоко переработаны и замещены альпийскими. Благодаря этому гнейсовые тела здесь имеют главным образом форму огромных опрокину-

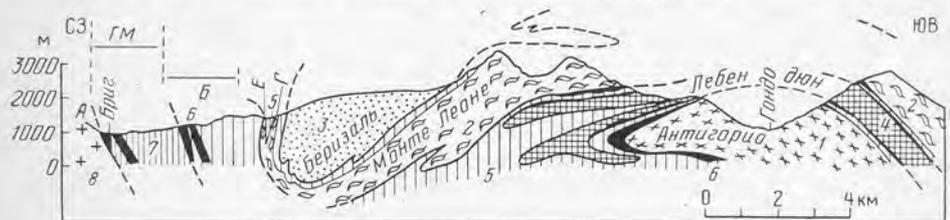


Рис. 6. Поперечный профиль Нижнепеннинских покровов к юг-западу от Готтардского массива между Бригом и Симплонским перевалом. По П. Берту, В. Набхольцу, Э. Венку и др. (Gwipner, 1971).

1 — гранито-гнейсы; 2 — преимущественно ортогнейсы и очковые гнейсы; 3 — гранат-сланцевые сланцы и очковые гнейсы; 4 — парагнейсы (пермь ?); 5 — бунднерские блестящие сланцы; 6 — триас; 7 — лейас; 8 — кристаллический фундамент.
Зоны: Т — Теггиоло, В — Веглия, Г — Гантергнейс, Е — Ейстенгнейс, Б — Бердетто. Массивы: ГМ — Готтардский, А — Аарский

тых складок (рис. 6), чего не отмечается в вышележащих покровах Пеннид. Метаморфизм пород чехла достигает в этих покровах мезозональной ступени.

В более высоких сериях покровов, отвечающих Бриансонской зоне, фундамент также часто представлен гнейсами, испытавшими в той или иной степени альпийский метаморфизм. Сюда относится огромная пластина гнейсов Сен-Бернара, а также выходы гнейсов Вануаза — Мон-Пури, Амбинь, Ачельо. Местами в гнейсовой серии сохранились черты литологии исходных толщ — встречаются углистые сланцы и конгломераты с метавулканитами, напоминающие отложения пермо-карбона (например, в пределах Сен-Бернарского покрова). В Центральных Альпах (в Восточной Швейцарии) гнейсовые тела фундамента той же зоны залегают в виде крупных пластинообразных покровов, разделенных тонкими пластинами мезозойских пород. Это покровы Тамбо и Сюретта. На них лежат кристаллические сланцы Марньи (Маргны) и Селлы — покровов, относящихся либо к Пеннинской, либо к Нижне-Восточноальпийской группе. К западу от выходов метаморфической серии, в районе Бриансона фундамент Пеннид представлен неметаморфизованными терригенными угленосными отложениями пермо-карбона, нижняя часть которых соответствует намюрскому ярусу.

В расположенных юго-восточнее и южнее покровов Пьемонтской зоны выходы фундамента представлены более древними гранитоидами, на которых лежат терригенные или вулканогенно-осадочные толщи предположительно пермо-карбона. Все породы испытали альпийский метаморфизм, превратившись в орто- и парагнейсы. Эти выходы — массивы Монте-Роза, Гран Паради, Дора Майра — вероятнее всего, представляют собой своды антиформно изогнутых ядер крупных шарьяжей,

но некоторыми исследователями рассматриваются как коренные или автохтонные (так называемые Внутренние кристаллические массивы) *.

Чехол Пеннид на обширной площади представлен сериями блестящих сланцев — северопеннинской, отвечающей Валисской зоне, и южнопеннинской, относящейся к Пьемонтской. Это толщи монотонных метаморфизованных карбонатных и глинистых отложений или известково-сланцевых сланцев с альбитом, хлоритом и глаукофаном, содержащие горизонты песчаников и микробрекчий и более или менее значительные тела офиолитов. Возраст сланцев обычно считается послетриасовым, главным образом юрским, частью нижнемеловым, хотя его точное обоснование в большинстве случаев невозможно. Фаунистические остатки, подтверждающие принадлежность нижней части разреза к лейасу, найдены в районе Прётигау в Центральных Альпах, а также в некоторых пунктах франко-итальянских Альп (в Пьемонтской зоне).

Количество офиолитов, связанных с блестящими сланцами, в северной части Пеннид незначительно. В Центральных Альпах они полностью отсутствуют. Лишь у западного окончания Валисской зоны, вблизи разлома, отделявшего ее от Бриансонской кордильеры, в основании толщ грубообломочных флишеидных отложений верхнего мела и палеогена (брекчий Тарантеза), отмечаются небольшие выходы этих пород. В Пьемонтской зоне тела офиолитов, наоборот, многочисленны и довольно значительны по размерам, иногда образуют целые массивы. Здесь наблюдаются и подушечные лавы диабазо-спилитового состава, сопровождающиеся горизонтами радиоляритов, и лакколитоподобные тела габброидов, гипербазитов или серпентинитов. Особенно велико количество офиолитов во внутренних (южных) частях зоны. Приведенные данные подтверждают более типичный эвгеосинклинальный характер Пьемонтского прогиба по сравнению с Валиским.

На северо-востоке Центральных Альп толща блестящих (бюнднерских) сланцев Валисской зоны вверх по разрезу постепенно сменяется менее метаморфизованными терригенными отложениями, образуя нижнюю часть мощной серии «сланцев Прётигау» (общей мощностью до 6000 м). Верхняя часть этой серии имеет флишевый характер и содержит микрофауну с возрастом от турона до нижнего эоцена. У юго-западного окончания зоны, южнее Монблана, где Валисский прогиб выклинивался, под брекчиями Тарантеза (мел—палеоген) залегают трансгрессивно перекрытые ими породы палеозоя и низов мезозоя, не моложе лейаса, причем лейас представлен неритовыми известняками.

Чехол Бриансонской зоны в Центральных Альпах (Граубюндене) встречается в изолированных останцах, связанных с покровами Тамбо и Сюретта. Метаморфизм пород слабый. Имеются различные биостратиграфические сведения о возрасте отдельных частей разреза — от триаса до верхнего мела и палеоцена. Несмотря на разрозненность выходов и сложность структур, удалось восстановить характер строения серии в двух фациальных типах. В одном из них отложения представлены преимущественно известняками сокращенной мощности со специфическими следами стратиграфических перерывов, которые характерны для подводных хребтов. Это собственно бриансонские фации (покровы Баррхори и Зульцфлю). В другом типе разрез более полный, что отвечает Суббриансонской подзоне (покровы Шамс и Фалькнис).

* Это относится в основном к массивам Гран Пароди и Дора Майра. Автохтонность гнейсов Монте-Роза, несмотря на их сложные взаимоотношения с Сен-Бернарским покровом, почти не вызывает сомнений.

Очень характерно уменьшение мощности чехла Бриансонской зоны к западу от Симплоне-Тессинского района, вплоть до полного его исчезновения на гнейсах Сен-Бернарского покрова. Как считают Ф. Элленберже, Ж. Дебельма и М. Лемуан (Debelmas, Lemoine, 1970), это исчезновение чехла обусловлено не эрозией, а самим ходом формирования шарьяжей. Еще до метаморфизма мезозойские отложения в районе Большого Сен-Бернара подверглись срыву и скольжению к северо-западу, оказавшись в конечном счете перемещенными в область современных Предалльп, а место удаленного таким образом чехла заняли блестящие сланцы Пьемонтской зоны, часто с пластичной подстилкой триасовых гипсов в их основании. Этот вывод очень важен во многих отношениях: во-первых, способствует решению вопроса о происхождении покровов Предалльп (по крайней мере, тех, которые по фациям отвечают Бриансонской зоне); во-вторых, объясняет отсутствие метаморфизма в предалльпийских покровах, тогда как в шарьяжах Пеннид метаморфизм проявился достаточно отчетливо; в-третьих, дает представление о направлении и масштабах перемещения сорванного материала. Наконец, найденное решение позволяет сопоставлять время метаморфизма и покровообразования, что имеет существенное значение для выяснения механизмов тектогенеза, иллюстрирует сложность и длительность общего хода дислокационных процессов. В более южной, французской части Западных Альп осадочный чехол Бриансонской зоны сохранился на гораздо большей площади, чем в Швейцарии. Он сложно дислоцирован и образует множество частных покровов. Здесь стратиграфия отложений достаточно хорошо изучена.

Пьемонтские блестящие сланцы в Западных Альпах обычно в виде крупных покровов шарьированы на породы Бриансонской зоны, а местами, например в районе Вануаза, залегают среди них отдельными небольшими лоскутами. В юго-восточной части Пьемонтской зоны или в отдельном прогибе, занимавшем еще более юго-восточное положение, отлагались толщи мелового флиша специфического облика (флиш с гельминтоидами, симменский флиш и т. п.). В настоящее время этот флиш переброшен и через Пьемонтскую, и через Бриансонскую единицы (покровы Гельминтоидного флиша в районе Амбрюне—Юбай и в Приморских Альпах восточнее Меркантура). Характерно, что чехол Суббриансонской зоны в южной части Западноальпийской дуги почти полностью сорван на участках, через которые перемещался покров Гельминтоидного флиша. Остатки этого чехла слагают отдельные клипы в основании флишевого шарьяжа в районе Амбрюне и в Приморских Альпах. Характерно также, что отложения Бриансонской зоны метаморфизованы только на тех участках, где они перекрывались шарьяжами пьемонтских блестящих сланцев. Это может рассматриваться как одно из свидетельств того, что метаморфизм протекал приблизительно одновременно с покровообразованием и в какой-то степени стимулировался им (например, происходил тем интенсивней, чем глубже был погружен комплекс пород, перекрытый шарьяжами). Возможны и более сложные связи между метаморфизмом и образованием покровов.

В пределах Тауэрнского тектонического окна в Восточных Альпах пьемонтские блестящие сланцы представлены в аллохтоне, залегающем на породах Бриансонской кордильеры, которые слагают центральную часть этого окна. В свою очередь пьемонтские сланцы здесь перекрываются восточноальпийскими комплексами.

Восточноальпийская область, как известно, представлена не только на обширной территории собственно Восточных Альп (рис. 7), но и в шарьяжах, перекрывающих покровы Пеннид в Центральных и отчасти Западных Альпах.

Серии пород, образующих восточноальпийские комплексы шарьяжей, очень близки по своему характеру к сериям, свойственным Южным Альпам. Очевидно, на месте современных Восточных и Южных Альп первоначально располагалась единая обширная слабо дифференцированная область миогеосинклинального типа, которая обрамляла Пеннинскую с юга и юго-востока, а на северо-востоке простиралась во Внутренние Карпаты, охватывая их западный сектор. В начале поздне меловых тектонических движений, когда вместе с формированием покровов Внутренних Карпат начали свое существование восточноальпийские комплексы шарьяжей, эта область была пересечена крупнейшим почти широтным разломом, в зоне которого, как можно полагать, происходило очень сильное раздавливание глубинных частей земной коры. Этот разлом, по-видимому, существовал и ранее, но особое значение приобрел именно в указанное время, когда начал превращаться в рубцовую зону. К северу от данной рубцовой зоны, отделившей Восточные Альпы от Южных, и зародилось будущее покровное сооружение. Если в Восточных Альпах фронт Восточноальпийских комплексов шарьяжей находится на 130—170 км севернее главного рубца, то в Центральных и Западных Альпах эти комплексы представлены лишь в виде узкой полосы вблизи рубцовой зоны. Только покров Ден-Бланш, залегающий в Западных Альпах в виде большого бескорневого лоскута среди пьёмотских сланцев, находится в 60—65 км от рубца (расстояние до фронтального края покрова). Окончательное оформление рубцовой зоны, как тыловой границы всего грандиозного покровного сооружения Восточных и Западных Альп, произошло в палеогене. Благодаря палеогеновым горизонтальным перемещениям реализовались значительные перекрытия пеннинских комплексов восточноальпийскими.

Фундамент Восточноальпийской области в пределах собственно Восточных Альп (в Австрии) сложен различными толщами кристаллических сланцев и гнейсов нижнего палеозоя и докембрия, испытавших герцинский метаморфизм (до верхнего карбона), а затем повторно метаморфизованных в раннеальпийское — меловое время. Кроме того, здесь присутствуют верхнепалеозойские толщи, которые следует относить к нижней (доальпийской) части чехла. Это терригенные, преимущественно грубообломочные отложения верхнего карбона и перми, в том числе пестрые конгломераты и песчаники Веррукано. В самых верхах перми часто наблюдается горизонт гипсов; гипсоносные отложения отмечаются также и в триасе.

Большая часть триасовой системы представлена преимущественно известняковыми и доломитовыми толщами, несколько различающимися по фациям. В нижних покровах Северных Известняковых Альп, известных как Баварские покровы, и в зоне Гайль на юге Восточноальпийского покровного сооружения наблюдаются фации относительно неглубокого моря. В нижней части верхнего триаса выделяются райблерские слои гипсоносных песчаников и мергелей. В более южной зоне, представленной Хальштадтским покровом, доказаны фации более глубокого моря, особенно в верхнем триасе. В верхнем, Дахштейнском покрове Северных Известняковых Альп преобладают рифовые известняки и доломиты, отлагавшиеся в условиях менее глубокого моря. Эти отло-

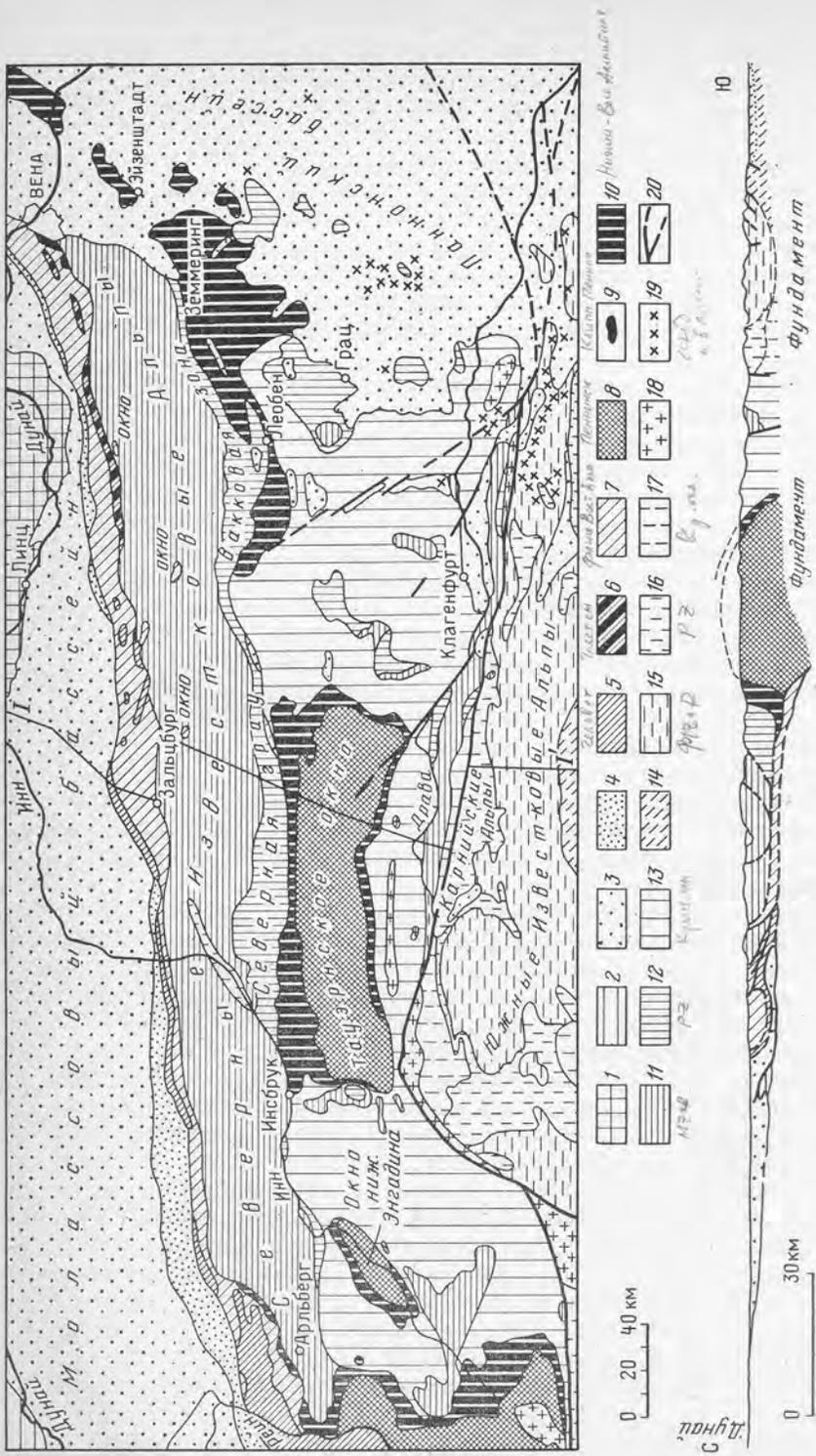


Рис. 7. Схема геологического строения и разрез (1—1) Восточных Альп По Х. Эксперу (Ехлер, 1966).

1—2 — Платформенное обрамление; 1 — Молданубская зона, 2 — область развития послегерцинского платформенного чехла; 3 — третичные бассейны; 4 — зона краевых чехульских субальпийских моласс; 5 — Гельветская зона; 6 — зона Грестенских клипсов; 7 — флишевая зона Восточных Альп; 8 — Пеннинская зона; 9 — зона Пеннинских клипсов (на стыке с Западными Карпатами); 10 — Нижне-Восточноальпийская зона; 11—13 — Верхне-Восточноальпийская зона; 11 — мезозой и палеоген, 12 — палеозой, 13 — кристаллическое основание; 14—17 — Южные Альпы: 14 — флишевая зона, 15 — мезозой и палеоген, 16 — палеозой, 17 — кристаллическое основание; 18 — позднеальпийские плутоны (граниты, граптокориты, тоналиты); 19 — андезиты и базальты; 20 — главнейшие разломы

жения максимально приближаются по фациям к отложениям Южных Альп. Можно полагать, что зона, в которой накапливались отложения Дахштейнского покрова, была расположена в непосредственной близости к области Южных Альп, примерно на месте современной рубцовой зоны (возможно, ее фундамент здесь подвергся частичному поглощению). Юрские отложения в Восточных Альпах почти всюду глубоководные. Мел обычно представлен турон-сенонскими мелководными преимущественно карбонатными или карбонатно-терригенными осадками — гозаускими слоями, которые трансгрессивно, иногда с бокситами в основании, залегают на различных более древних породах, в том числе на известняках триаса, а местами на гнейсах кристаллического фундамента.

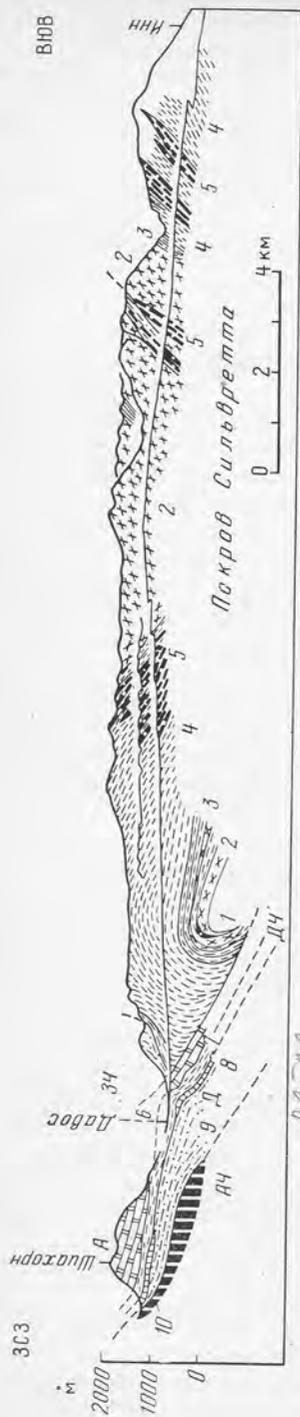
Во всей южной половине покровного сооружения Восточных Альп широко развиты породы древнего кристаллического фундамента, на которых местами сохранились остатки палеозойского и мезозойского осадочных чехлов. Эти породы образуют серии покровов, которые залегают на мезозойских и палеозойских толщах нижележащих покровов, а последние, в свою очередь, лежат на породах Пеннид (обрамление Тауэрнского и Энгадинского окон и западный край Восточных Альп). В северной половине области, близ ее фронтальной границы протягивается полоса в 40—45 км шириной и более 500 км длиной, образованная тектоническими покровами мезозойских пород, перемещенными сюда из более южных районов. Эта серия покровов известна под названием зоны Северных Известняковых Альп. Большинство исследователей группируют перечисленные шарьяжи в два крупных комплекса: 1) Верхне-Восточноальпийский (Верхний Австроальпийский), в который входят и покровы кристаллического основания, с остатками палеозойского и мезозойского чехлов в южной половине области, и покровы Северных Известняковых Альп; 2) Нижне-Восточноальпийский (Нижний Австроальпийский), который залегают ниже первого, но покрывает породы Пеннид (Ехнер, 1966).

Под покровами Северных Известняковых Альп и на их северном обрамлении в виде полосы до 10—20 км шириной расположена протяженная Рейнско-Дунайская флишевая зона. В верховьях Рейна, у западного окончания Восточных Альп установлена принадлежность ее флиша к Пеннинской области (флиш Прётигау). Таким образом, Рейнско-Дунайская флишевая зона, а еще далее к востоку и вся область Флишевых Карпат могут рассматриваться как продолжение внешнего флишевого прогиба Пеннид, тогда как Внутренние Карпаты в своей западной части, по-видимому, отвечают зоне Северных Известняковых Альп (Клар, 1976). Гельветская зона, широкая в Западных и Центральных Альпах, постепенно сужается к востоку и выклинивается между Зальцбургом и Веной, обрамляя с севера Рейнско-Дунайскую зону или обнажаясь в тектонических окнах из-под ее покровов. Самое северное, внешнее обрамление Восточных Альп слагают так называемые Субальпийские и Краевые чешуи, образованные из обрывков различных толщ, в том числе из параавтохтонных пластин молассовой серии, сорванных с основания в южной части Предальпийского прогиба, — той части, которая перекрыта фронтальными элементами аллохтонных покровов.

В Центральных и Западных Альпах в пределах сравнительно узкой полосы структур, относимых к Восточноальпийской системе, выделяются зоны Сесья (с оторванным от нее шарьяжем Ден Бланш), Канавез-

ская и Ивреа. Зона Сесья — Ден Бланш, как считают Ж. Дебельма и М. Лемуан (Debelmas, Lemoine, 1970), по строению фундамента тяготеет к Пеннидам (гнейсовый комплекс, испытавший верхнепалеозойский метаморфизм). В зонах Канавезской и Ивреа фундамент существенно иной, сложенный гранатовыми гнейсами, позднедокембрийскими габбро и габбро-диоритами (с абсолютным возрастом 613—795 млн. лет в зоне Ивреа) и герцинскими — допермскими гранитами (с возрастом 275—328 млн. лет). Здесь же присутствуют неметаморфизованные кислые вулканы перми и в небольших количествах отложения мезозоя (триасовые доломиты, нижнеюрские известняки и брекчии, радиоляриты доггера и мальма, глубоководные известняки и мергели неокома). В южной части зоны Сесья непосредственно на поверхности палеозойских пород лежат офиолиты. Предполагается, что в мезозое зона представляла собой гряду, ограничивающую Пьемонтский прогиб с юго-восточной стороны. Из более юго-восточной, Канавезской зоны, как полагают некоторые исследователи, был оторван представленный в Предальпах меловой симменский флиш. Его накопление могло происходить в прогибе, который на северо-западе обрамлялся кордильерой Сесья (с офиолитами и гнейсами), а на юго-востоке — Ломбардским поднятием Южных Альп (сложенным более разнообразными породами). Где-то поблизости, в одной из зон, тяготеющих к тыловому рубцу Альпийского сооружения, вероятно, накапливался и флиш с гелиминтоидами. В последние годы все чаще приводятся доводы в пользу того, что флишевые покровы Амбрюне и Приморских Альп могли отрываться от основания одной из Восточноальпийских зон, продолжающихся на юг во внутренние Апеннины (Debelmas, 1975).

Покровные структуры Восточноальпийской области разнообразны по морфологии. Мощные сколовые пластины гнейсов, мигматитов, амфиболитов и гранито-гнейсов древнего фундамента Восточных Альп часто образуют обширные синформные структуры, предельно простые по своей морфологии. К числу таких пластин относятся покров Штубайско-Эцталских Альп между Энгадинским и Тауэрнским окнами (см. рис. 7) и покров Сильветта к западу от Энгадина (рис. 8). Однако в расположенном рядом покрове Скарль, занимающем более юго-восточное положение, где присутствуют породы мезозойской серии, наблюдаются многочисленные тектонические чешуи, с повторением одних и тех же толщ, главным образом триасовых известняков (иногда с небольшими пластинами кристаллических пород фундамента над ними). К северу и югу от Тауэрнского окна облекающие его восточноальпийские комплексы образуют несколько тонких антиформных пластин, в строении которых участвуют породы и фундамента, и чехла. Многочисленные покровы Северных Известняковых Альп и обрамляющих зон (Граувакковая на юге, Рейнско-Дунайская флишевая на севере) образуют в совокупности обширную и протяженную синформу с различными структурными осложнениями. Ближе к северной окраине преобладают структуры типа карпатских «скиб», отчасти напоминающие строение окраины некоторых Гельветских покровов. Здесь отмечаются ряды чешуй с крутыми надвиговыми ограничениями у поверхности и пологими внизу. Иногда подошва покровного комплекса бывает изогнута в виде сжатой опрокинутой складки, благодаря чему здесь образуются узкие тектонические окна с выходами более внешней, флишевой зоны (с верхнемеловым и палеогеновым флишем) среди покровов Северных Известняковых Альп, чаще всего представленных триасовыми известняками (рис. 9).



На западной окраине Восточных Альп, на границе их с Центральными, наблюдаются еще некоторые разновидности покровов. Например, под наклонной сколовой поверхностью, срезающей с запада мощный монолитный блок Сильверетта (см. рис. 8) в виде тонкой пластины лежит доломитовый покров Арозы (триасовые доломиты падают под докембрийские гнейсы), ниже встречаются еще две или несколько гнейсовых пластин, падающих к востоку (покров Давос, иногда с затертыми среди гнейсов пермскими или триасовыми известняками), а под всеми этими структурными элементами залегает мощная Арозская зона тектонических чешуй, где представлены фрагменты различных мезозойских толщ в серпентинитовом меланже. Эту зону можно считать границей Восточных и Центральных Альп. Под ней расположены многочисленные покровы Граубюндена (Восточной Швейцарии) — покровы Марнья, Аверс, Сюретта и другие, принадлежащие восточному продолжению Бриансонской зоны, а также покров сланцев Прётигау, который относится к Валлиской зоне и облекает гнейсовое ядро Адулы (Streiff, 1962).

В целом, грандиозное Альпийское покровное сооружение, совмещающее элементы Западно- и Восточноальпийской систем, отчетливо вергентно к северу и северо-западу, куда, вероятно, на огромное расстояние перемещались комплексы шарьяжей. Исключение представляет западный (франко-итальянский) сектор с его знаменитым Бриансонским «веером», где это сооружение приобретает ясно выраженную двустороннюю вергентность (рис. 10). Наблюдаемые геологические отношения различных комплексов пород позволяют говорить, что сначала материал здесь двигался к внешней стороне дуги — на запад и лишь затем испытал обратное (ретрошарьяжное) перемещение к востоку. Ретрошарьяж

Рис. 8. Профиль покрова Сильверетта и структур Арозской зоны чешуй (граница с Пеннидами). По В. Леопольду (Gwinner, 1971).

1—5 — породы покрова Сильверетта: 1 — граниты Мёнхальп, 2 — ортогнейсы (очковые), 3 — парагнейсы, 4 — мигматиты, 5 — амфиболиты; 6 — верхнетриасовые доломиты («главный доломит») Арозского покрова; 7 — гнейсы, мигматиты и другие кристаллические породы (Давосские тектонические чешуи), 8—9 — породы покрова Давос-Дорфберг; 8 — пластина осадочных пород от перми до верхнего триаса (?), 9 — кристаллические сланцы и гнейсы; 10 — серпентинитовый меланж. 3С — чешуя Зеехорн; А — Арозский тектонический покров, Д — покров Давос-Дорфберг, ДЧ — Давосские чешуи, АЧ — Арозская зона чешуй

выразился в образовании лежачих складок или пологих надвиговых чешуй восточной vergentности, в строении которых нередко принимают участие целые пакеты покровов разных зон. Покровы гельминтоидного флиша успели разместиться на внешней окраине сооружения, испытав транспортировку практически через все его зоны, а покровы пьемонтских блестящих сланцев легли на различные участки Бриансонской зоны, прежде чем образовались эти структуры восточной vergentности. Следовательно, образование Бриансонского «веера» явилось конечным результатом длительного процесса разнообразных и сложных деформаций сооружения Западных Альп.

ЮЮЗ

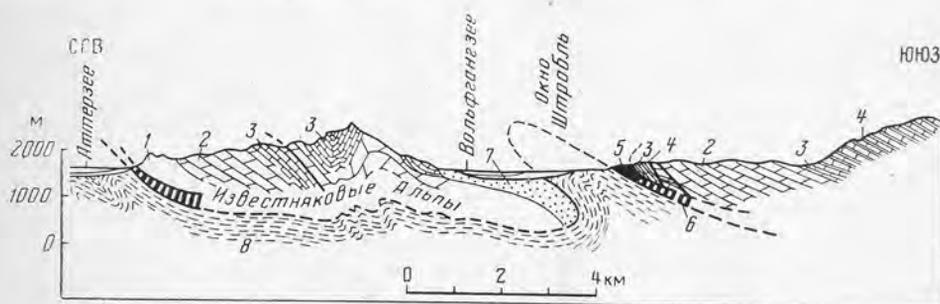


Рис. 9. Схематический поперечный профиль через Известняковые Альпы в районе Вольфгангзее с «флишевым окном» Штробль. По Б. Плехингеру (Gwinner, 1971).

1—5 тиролевские фации: 1 — нижний триас, 2 — средний триас, 3 — нижняя юра, 4 — средняя и верхняя юра, 5 — нижний мел; 6 — баварские фации — нижний мел; 7 — гозауские слои, трансгрессивно залегающие на покрове, образованного в меловое время; 8 — серия отложений Рейнско-Дунайской флишевой зоны и Гельветской области

Покровы Предальп образованы исключительно породами послепалеозойского осадочного чехла Альп. Пространственно тесно связанные одни с другими на месте их современного залегания, они произошли из различных структурно-фациальных (палеогеографических) зон. Самый нижний предальпийский шарьяж, залегающий на ультрагельветском комплексе, — *Низенский покров* — сложен флишем, который относится преимущественно к верхнему мелу, а отчасти к низам палеогена. Он отлагался, иногда с местными несогласиями, на породах юры и неокома, блоки которых участвуют в строении покрова. Помимо обычного встречается дикий флиш, сходный с ультрагельветским. Происхождение покрова проблематично, но вероятнее всего, он отрывался от внешней части Валисской зоны. Выше лежат *покровы Срединных Предальп*, которые отвечают чехлу Бриансонской геоантиклинали в районе Сен-Бернара. Выделяются две структурные единицы: а) покров «Жестких Медиан», сложенный в основном триасовыми известняками и доломитами типично бриансонских фаций; б) покров «Пластичных Медиан», в строении которого участвуют юрские и меловые известняки и мергели, по фациям более близкие отложениям Суббриансонской подзоны. Выше лежащий *Брекчиевый покров* сложен главным образом юрскими известняковыми брекчиями. Кроме того, здесь присутствуют известняки и мергели юры, мела, карнийские гипсы и некоторые другие породы. Предполагается, что покров произошел из района юго-восточного склона Бриансонской кордильеры. Самый верхний шарьяж — *Симменский* — состоит из трех частных покровов: 1) Гетс (сеноман-туронский флиш с олистолитами); 2) собственно Симменский (флиш того же воз-

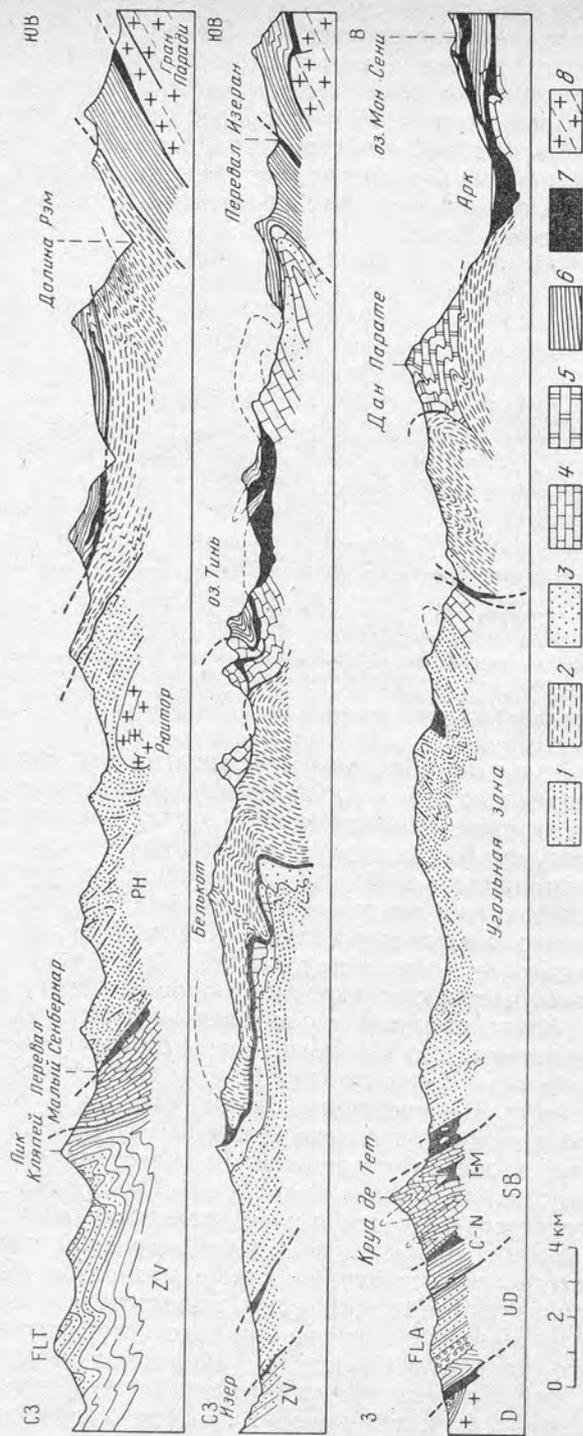


Рис. 10. Характер строения Бриансонской зоны в горах Вануаза. По Ж. Дебельма (Debelmas et. al., 1972).

1 — отложения пермо-карбона неметаморфизованные; 2 — то же, метаморфизованные (зона Вануаз — Мон Пурри); 3 — триасовые кварциты; 4 — классический бриансонский мезозой; 5 — серия Гранд Мотт (с мощным лентом Предьеомонгской подзоны); 6 — пьемонтские блестящие сланцы; 7 — глины; 8 — Внутренние кристаллические массивы.
 Зоны: D — Дофинейская, UD — Ультралодифинейская, ZV — Валлиская, SB — Суббриансонская, флиш: FLA — Эгрой-д-Арв, FLT — «Флиш» (песчанки и брекчи) Тарангеза; C-N — мел-палеоген Суббриансонской зоны; T-M — триас-малым той же зоны

раста с линзами пород юры, в том числе офиолитов, и подстилающие отложения неокома); 3) покров Гельминтоидного флиша сенонского возраста. Две первые единицы, как считает большинство альпийских геологов, оторваны от основания в зонах Сесья и Канавезской. Вопрос о происхождении покрова Гельминтоидного флиша продолжает обсуждаться. Как мы упоминали выше, существует представление об его отрыве из более юго-восточной зоны, чем Канавезская, которое в последние годы подкреплено дополнительными аргументами (Debelmas, 1975).

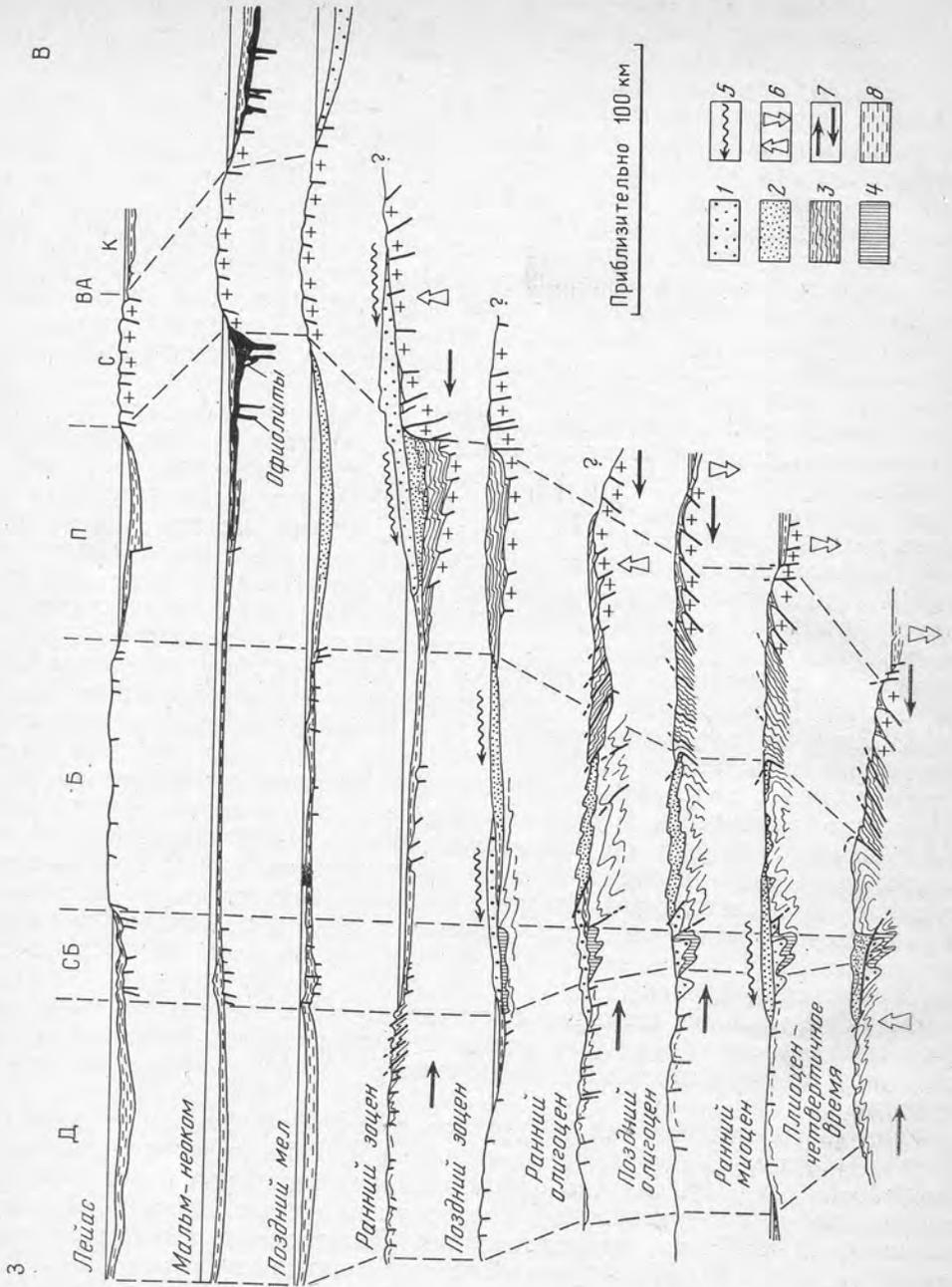
В процессе перемещения Симменский флишевый покров подвергся интенсивному размыву, о чем свидетельствует тот факт, что его породы в большом количестве представлены в предальпийских молассах, особенно в их нижних горизонтах, относящихся к среднему олигоцену. Впоследствии пакет Предальпийских покровов разместился на внутренней окраине молассового прогиба.

Можно говорить о последовательной миграции мульды, где аккумуляровались Предальпийские шарьяжи, с юго-востока на северо-запад, и о таком же продвижении склона поднятия, с которого они соскальзывали, потеряв связь с корнями. Установлено, что современная зона Внешних кристаллических массивов как орографическое поднятие оформилась лишь в плиоцене, возможно, в самом его конце (Трюмпи, 1976). Следовательно, продвижение покровов Предальпийских, начавшееся приблизительно на рубеже эоцена и олигоцена (перед тем, как толщи, от которых они отделились, испытали заметный метаморфизм), продолжалось в олигоцене и миоцене, когда формировались молассы, и завершилось лишь недавно, во время неотектонического воздымания Альп. Вряд ли этим покровам пришлось в буквальном смысле перебрасываться через поднятие; само это поднятие возникло позже. Вместе с тем, какие-то поперечные депрессии, или структурные седловины, направляющие движения крупных масс отложений самых внутренних зон Альп к внешней окраине складчатой дуги — в Предальпийскую область, существовали достаточно продолжительное время, появившись задолго до завершающей стадии движений. Эти структурные седловины отвечают участкам между Аарским массивом и Монбланом, между массивами Пельву и Меркантур и к юго-востоку от последнего (в Приморских Альпах).

Итак, альпийские шарьяжи протерпели очень сложные перемещения, и их современное расположение во многих случаях радикально отличается от первоначального расположения зон, из которых они произошли.

История формирования покровного сооружения Западных Альп, в интерпретации Ж. Дебельма, изображена в серии палеотектонических профилей (рис. 11). Степень сжатия Альп и амплитуда пород перемещения альпийских шарьяжей, вероятно, очень велики. Даже в наименее смещенных покровах, принадлежащих Гельветидам, непосредственно видимые в обнажениях тектонические перекрытия достигают 30—35 км, а выясняемая на основе палеофациальных реконструкций амплитуда перемещения тектонических пластин — не менее 60 км (например, Друзбергского покрова, представленного чешуями Виггис и Рёдертен в Гларнских Альпах). Естественно, что для шарьяжей более внутренних зон, где наблюдаются «перебросы» одних комплексов пород через другие, амплитуды горизонтального перемещения несравненно более значительны. В большинстве случаев они не поддаются точному определению.

Рис. 11. Структурное развитие франко-итальянских Альп (серия палеотектонических флишей, проходящей через Аморуно вкост простирания структур). По Ж. Дебелма и др. (Debelmas et al., 1972).



1-2 — покровы флиша с гельминтоидами; 1 — флиш Отали, 2 — флиш Парлайон; 3 — комплекс блестящих сланцев; 4 — деформированный и метаморфизованный в позднем эоцене чехол Суббриансонской зоны; 5 — гравитационное скольжение флишевых покровов; 6 — вертикальные тектонические движения, 7 — тангенциальное сжатие; 8 — осадки различных мощностей и фаций, отлагавшиеся в данный отрезок времени в тех или иных зонах.

Зоны: Д — До-фишейская, СБ — Суббриансонская, Б — Бриансонская, П — Пьемонтская, ВА — зоны Восточно-альпийской системы — С — Сесья, К — Канаваз.

Ширина зон до их сжатия и фиксированного положения западного края Бриансонской зоны приняты условно.

ДИНАРИДЫ КАК АЛЬПИНОТИПНОЕ СООРУЖЕНИЕ С ЯСНО ВЫРАЖЕННЫМ ПОКРОВНЫМ СТРОЕНИЕМ

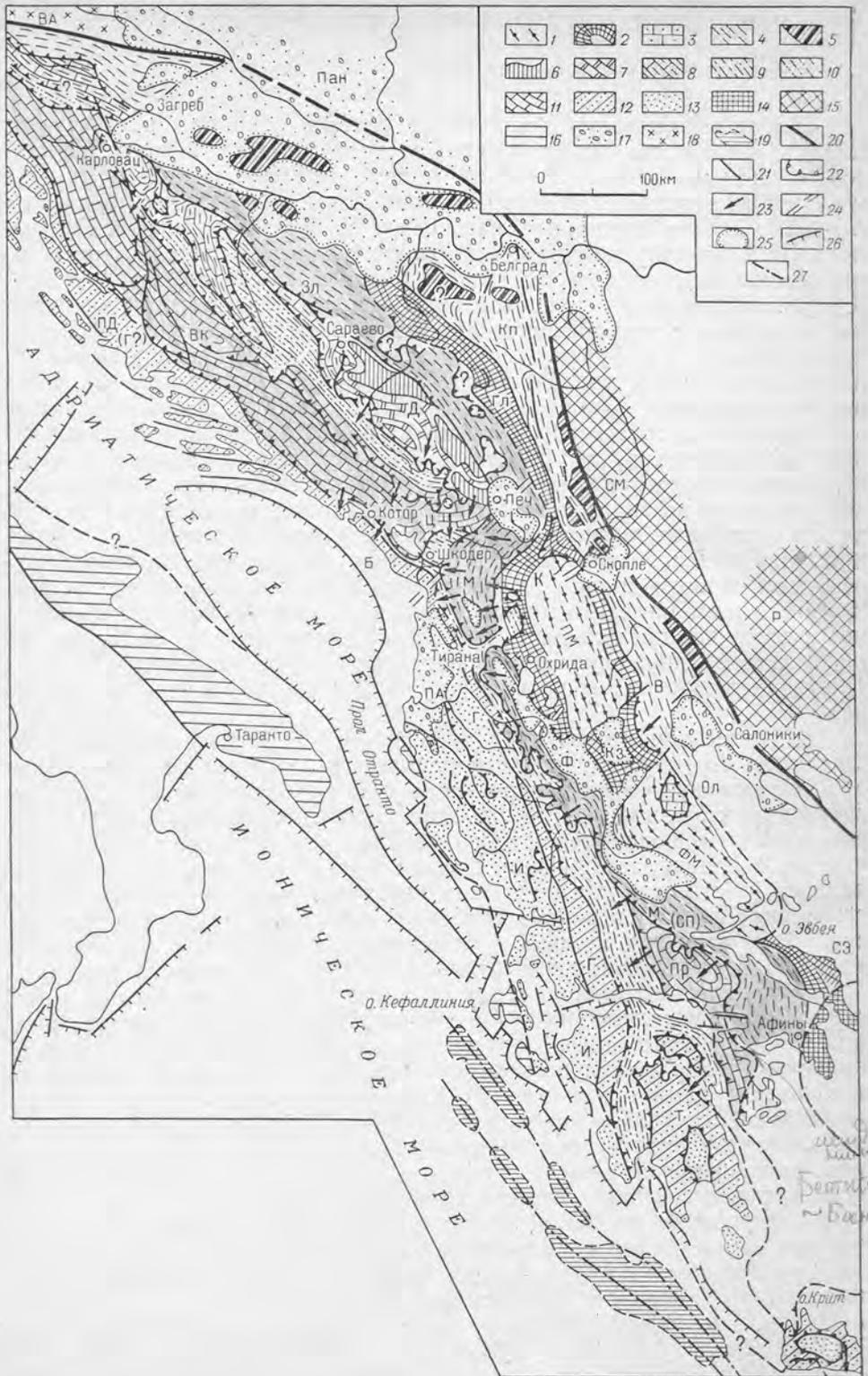
Общая тектоническая обстановка

Вводные замечания. Складчатая система Динарид представляет собой южную ветвь альпид Европы в пределах Балканского полуострова между Альпами и Эгейским морем (рис. 12). На северо-востоке эта система отделяется от Карпато-Балканской дуги Родопским и Сербско-Македонским срединным массивами, на севере граничит с Венгерской (Паннонской) межгорной впадиной, молассы которой отчасти перекрывают внутренние зоны Динарид. На северо-западе по крупному тектоническому шву — рубцовой зоне — широтного простирания система сопряжена с покровным сооружением Восточных Альп (косое торцовое сочленение). Граница с Южными Альпами нечеткая; Юлийские Альпы, несомненно, принадлежат к системе Динарид, тогда как более западные районы — Карнийские Альпы и Доломиты, по-видимому, следует относить к собственно Южным Альпам. Обособление Динарид относительно Южных Альп регистрируется главным образом по проявлениям офиолитового магматизма и других признаков эвгеосинклинального развития во внутренних зонах. Отчетливость проявления этих признаков в районах, расположенных южнее рубца, усиливается в восточном направлении, особенно к юго-востоку от Загреба. Внешняя, юго-западная окраина Динарид расположена в пределах акватории Адриатического и Ионического морей, а также на их побережье. Юго-восточное и восточное продолжение системы по другую сторону Эгейского моря, в Малой Азии, находится главным образом в Тавридах, отчасти в Понтидах и в расположенных между теми и другими срединных массивах.

Динариды характеризуются преобладающим северо-западным простиранием структур и разделены крупным поперечным разломом Шкодер—Печ на две части, различающиеся по своему строению: Северные Динариды и Эллиниды (Южные Динариды). Центральный сектор Динарид, охватывающий территорию Албании и прилегающие районы Греции и Югославии, заслуживает особого внимания в связи с тем, что находится на стыке двух частей складчатой системы. Юго-восточное продолжение Эллинид в районе Эгейского моря обладает широтным простиранием структур в связи с их общим изгибом — в плане — в виде крупной дуги, обращенной выпуклостью на юг (Эгейская дуга).

Наименование Динариды, как оно до сих пор применялось различными исследователями, имеет по крайней мере два значения: 1) Динариды в узком смысле (или собственно Динариды) отвечают северо-западной части рассматриваемой системы, т. е. Северным Динаридам в принятом нами понимании, 2) Динариды в широком смысле охватывают всю систему в целом (т. е. систему собственно Динарид и Эллинид, взятых вместе). Мы применяем наименование Динариды во втором, более широком смысле, и лишь иногда, помня, что оно может быть понято иначе, говорим о системе Динарид—Эллинид.

В литературе можно встретить употребление этого названия и в третьем — еще более расширенном значении, когда под ним подразумевают всю южную ветвь альпид Европы. Иногда это название распространяют даже и на внутрикрупатский регион с его характерными «динарскими» фациями мезозоя, напоминающими фации Южных Альп.



От подобных применений названия Динариды мы отказываемся, чтобы избежать возможных неясностей в вопросах номенклатуры.

Поскольку Динариды принадлежат к южной ветви Альпийского складчатого пояса, представляется естественной вергентность их структур к юго-западу (в районе Эгейской дуги — к югу). Примечательным является в данном случае чрезвычайно резкое выражение этой вергентности. Также характерно четкое разделение системы на внутренние, эвгеосинклинальные, и внешние, миогеосинклинальные, зоны; первые располагаются на северо-востоке, вторые — на юго-западе. Вергентность структур направлена от внутренних зон к внешним — от тылового шва системы к ее периферии.

Особенно типичны для Динарид огромные массы офиолитов, в том числе гипербазитов, которые полностью сосредоточены во внутренних зонах, чем в первую очередь и обусловлен ярко выраженный эвгеосинклинальный характер этих зон. Нигде в более западных частях Альпийского складчатого пояса — ни в Альпах (с их альпийскими гипербазитами), ни в Апеннинских (где впервые Г. Штейнманом была выделена «триединая» офиолитовая ассоциация), ни тем более в альпидях Северной Африки и Южной Испании — офиолиты не играют такой роли, как здесь. В Карпатах их роль совсем невелика. Только в более восточных районах — в складчатых системах Турции и Ирана офиолиты представлены массами таких же огромных объемов и имеют такое же первостепенное значение для формирования структур.

Ранний мощный офиолитовый магматизм альпийского цикла и обшая тектоно-магматическая активность внутренних зон Динарид в ранне- и среднеальпийское время (в мезозое и палеогене) обусловили их контрастное отличие от внешних зон, которые в течение всего мезозоя и половины палеогена (до среднего эоцена включительно) были областью преимущественно карбонатной седиментации и сохраняли тектоническую инертность, мало отличаясь от обычных платформ. Только с верхнего эоцена, когда здесь началось накопление флиша, внешние Динариды были по-настоящему вовлечены в геосинклинальное развитие, а затем претерпели складкообразование.

Рис. 12. Схема тектоники Динарид.

Внутренние Динариды. 1—3 — Пелагониды: 1 — выходы древнего основания (ПМ — Пелагонийский массив, ФМ — Фессалийский массив); 2 — участки, сложенные палеозойскими и мезозойскими толщами (Гл — Голийская зона, К — Кораская зона, КЗ — поперечная зона Козани, СЭ — Средняя Эвбея); 3 — тектоническое окно Олимпа (Ол) с мезозойскими и эоценовыми отложениями внешнединаридских фаций; 4 — зеленокаменные зоны — области преобладания мезозойских толщ с широким развитием офиолитов (Зл — Златиборская), М (СП) — Мирдита (Субпелагонская), Кп — Копаоникская, В — Вардарская); 5 — выходы палеозойских пород в поднятых блоках зеленокаменных зон (частью — выходы докембрийского основания); 6—9. — Внешняя часть эвгеосинклинальной области: 6 — выходы палеозойских пород, 7 — участки распространения мезозойских преимущественно карбонатных толщ (Д — Дурмиторская зона); 8 — Боснийская зона (с меловым флишем), 9 — Пиндская зона (Ц — окно Цукали, Б — северо-западная ветвь — зона Будвы). Внешние Динариды. 10—11 — внутренние зоны: 10 — Предкарстовая (с верхнемеловым флишем), 11 — Высокого Карста (ВК) и Парнасская (Пр); 12—13 — внешние зоны: 12 — области широкого развития палеогенового флиша с выходами мезозойских известняков преимущественно неритовых фаций (Г — Гавровская зона, Т — ее аналог — Триполитская, ПД (Г?) — прибрежная Далматинская — вероятное продолжение Гавровской; 13 — область палеогенового и нижнемиоценового флиша на карбонатных и карбонатно-кремнистых относительно глубоководных отложениях. (И — Ионическая зона). 14 — Аттический (Кикладский) массив; 15 — срединные массивы (СМ — Сербско-Македонский, Р — Родопский); 16 — область платформенного типа с почти недислоцированным мезо-кайнозойским осадочным чехлом — Апулийская плита с Пред-апулийской зоной; 17 — молассовые впадины (Пан — Паннонская, ПА — Приадриатическая, Ф — Фессалийская); 18 — Восточные Альпы (ВА); 19 — глубоководные желоба; 20 — внутренняя граница Динаридской складчатой системы; 21 — границы структурных зон и некоторые тектонические разрывы; 22 — границы тектонических покровов; 23 — направление движения покровов; 24 — крупные поперечные разломы фундамента; 25 — границы молассовых впадин; 26 — подводные сбросовые уступы; 27 — оси глубоководных желобов

В общем, трудно найти другую складчатую систему альпийского типа, где так же ярко и контрастно было бы выражено отличие внутренних, эвгеосинклинальных, зон (существенно офиолитовых, с их ранней и продолжительной тектоно-магматической активностью) от внешних (известняковых, с почти платформенным характером развития в «дофлишевое» время). В этом отношении Динариды могут рассматриваться как классическая область (тектонотип) и заслуживают самого большого внимания.

В такой же мере Динариды являются классической областью и по отчетливому проявлению той закономерности, которую можно определить как последовательное продвижение волны тектонической активности от внутренних зон к внешним. В областях данного типа в геосинклинальный процесс и складчатость с течением времени последовательно вовлекались все более внешние зоны, что особенно наглядно выражено в более молодом возрасте флишевой и молассовой формаций во внешних зонах по сравнению с внутренними и в соответствующем «омоложении» главных фаз дислокаций.

Во внутренних зонах Динарид флиш начал накапливаться, по крайней мере, с сенона (если не относить к флишевой формации флишеподобные ритмически слоистые граувакки гольта—сеномана или еще более древние отложения берриаса—валанжина), а во внешних — с начала верхнего эоцена; молассовая седиментация во внутренних зонах началась на рубеже эоцена и олигоцена (местами еще в верхнем эоцене), во внешних — в среднем миоцене. Соответственно первые признаки дислокационных процессов во внутренних зонах относились к меловому времени (или, по Ж. Обуэну, к предберриасской фазе), крупные движения, по-видимому, были в самом конце мела, а решающее значение имела фаза на рубеже эоцена и олигоцена, с последующими крупными смещениями в конце палеогена — начале неогена. Во внешних зонах самая ранняя фаза (предвестница пробуждающейся активности) была приурочена к рубежу эоцена и олигоцена, а наиболее сильные движения произошли в конце олигоценного времени и раннем миоцене.

Высказанные положения могут считаться более или менее общепризнанными. Они обоснованы в работах многих ученых — от Ф. Коссмата (Kossmat, 1924), Ж. Буркара и К. Ренца (Renz, 1940) до Ж. Брюнна (Brunn, 1961), Ж. Обуэна (1965, 1967), (Aubouin, 1974; Aubouin, Vonpeau et al., 1976) и ряда других авторов. Некоторые из приведенных выводов, например, вывод о различном возрасте одинаковых формаций в разных частях системы подтверждается прилагаемыми стратиграфическими колонками по зонам (рис. 13).

Доальпийское развитие Динарид. Поскольку на развитии Динарид в альпийское время отозвались особенности их более ранней геологической истории, необходимо осветить ее основные черты. Для данной области, как и для всего Альпийского складчатого пояса (Муратов, 1969; Ханн, 1970, и др.), характерно широкое распространение древнего фундамента с основным этапом консолидации в ассинтское время (при наличии блоков сиалической коры еще более древнего возраста). Отдельные выходы этого фундамента представлены в Родопском и Сербско-Македонском срединных массивах, разделяющих Динариды и Карпато-Балканиды (Боянов, Кожухаров, 1968; Dimitrievic, 1967), в Пелагонском и Фессалийском внутренних массивах Эллинид, Аттическом (Кикладском) массиве Эгейской дуги, Мендересском массиве Анатолии и т. д. При этом для гнейсово-сланцевых толщ Родопского массива чет-

ко устанавливается принадлежность к докембрию, так как они с резким угловым несогласием перекрываются толщей основных метаэффузивов и сланцев («диабаз-филлитовидной серией»), которая имеет доказанный нижнекембрийский или верхнерифейско-нижнекембрийский возраст, подтвержденный находкой археоциат в Восточной Сербии (Каленич, 1966). Древние кристаллические толщи Пелагонского массива хорошо коррелируются с докембрийскими гнейсово-сланцевыми комплексами Родоп (Кожухаров, 1967). О позднекембрийском возрасте основания Пелагонского массива свидетельствуют и прямые данные абсолютной геохронологии по некоторым гранитоидам, прорывающим здесь древние толщи, — от 550—600 до 800 млн. лет (Deleop, 1966).

Косвенные признаки позволяют полагать, что и под внешними зонами Динарид должен быть широко представлен древний фундамент, обусловивший существование коры континентального типа с достаточно мощным гранитно-метаморфическим слоем. Наличие здесь коры такого типа доказывается геофизическими данными (Драгашевич, 1967; Sollogub, Chekunov a. oth., 1971; Miljuš, Sirynek, 1974). На то, что жесткое сиалическое основание этих зон является доальпийским, указывает их тектоническая инертность — почти платформенный характер — в течение значительной части альпийского цикла (в дофлишевое время).

Несмотря на общую консолидацию в конце рифея — начале кембрия, Динариды в фанерозое продолжали развиваться как полициклическая геосинклиналь. По-видимому, в начале палеозойского времени, как и впоследствии — в начале альпийского цикла, древний фундамент подвергся более или менее значительному раздроблению. В течение палеозоя здесь накапливались толщи, образующие единый формационный ряд: раннегеосинклинальные основные вулканиты → граувакки → терригенно-карбонатная и карбонатная формации, местами флиш → молассы. С молассами иногда связаны эффузивные порфириды (субсеквентные вулканиты). Соответственно эволюционировал и интрузивный магматизм, который представлен гранодиоритами и габбро-монцититами в середине цикла, лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами на орогенном этапе (перед разрывом поднятий и накоплением моласс). Этот формационный ряд охватывает весь палеозой. Каледониды здесь не выделяются. В отличие от некоторых других частей Альпийского пояса, например Карпат и Альп, на территории Динарид завершение палеозойского тектонического цикла в герцинское время не сопровождалось интенсивной складчатостью. Оно фиксируется разрывом отдельных поднятий, значительными стратиграфическими перерывами с некоторым несоответствием в залегании толщ (слабо выраженным региональным несогласием), молассовой седиментацией с появлением эвапоритов и довольно грубых, местами валунных, конгломератов в самых верхах перми и начале триаса (аналог серии Веррукано). Довольно часто верхнепалеозойские и мезозойские толщи залегают без видимого углового несогласия.

В начале мезозоя — в триасе Динариды представляли собой эпигеосинклинальную область с нескладчатой (или почти не затронутой складчатостью) осадочным выполнением перед ее вступлением в новый цикл геосинклинального развития («квазиэратон»). Этому времени соответствует ряд формаций: переход от моласс и эвапоритов к терригенной флишеидной формации («верфенский флиш») → терригенно-кар-

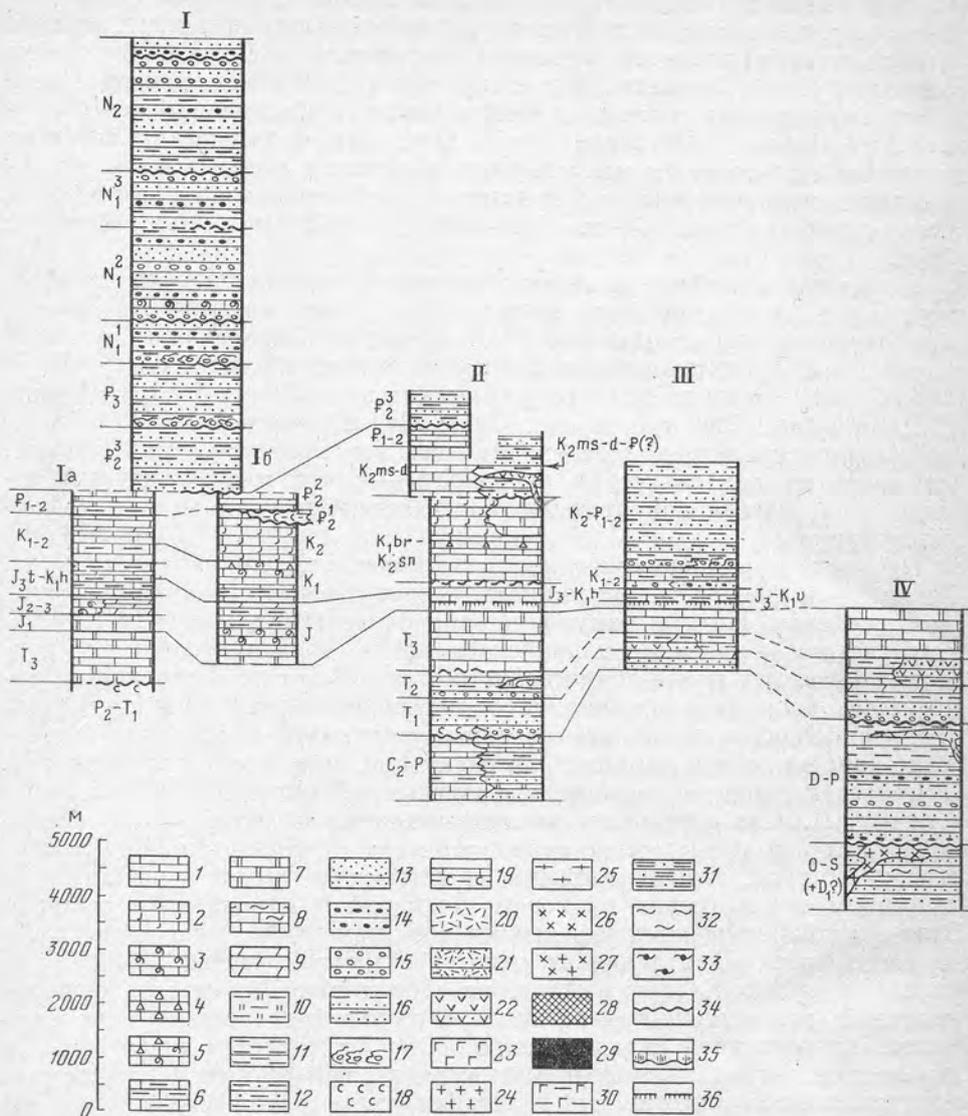
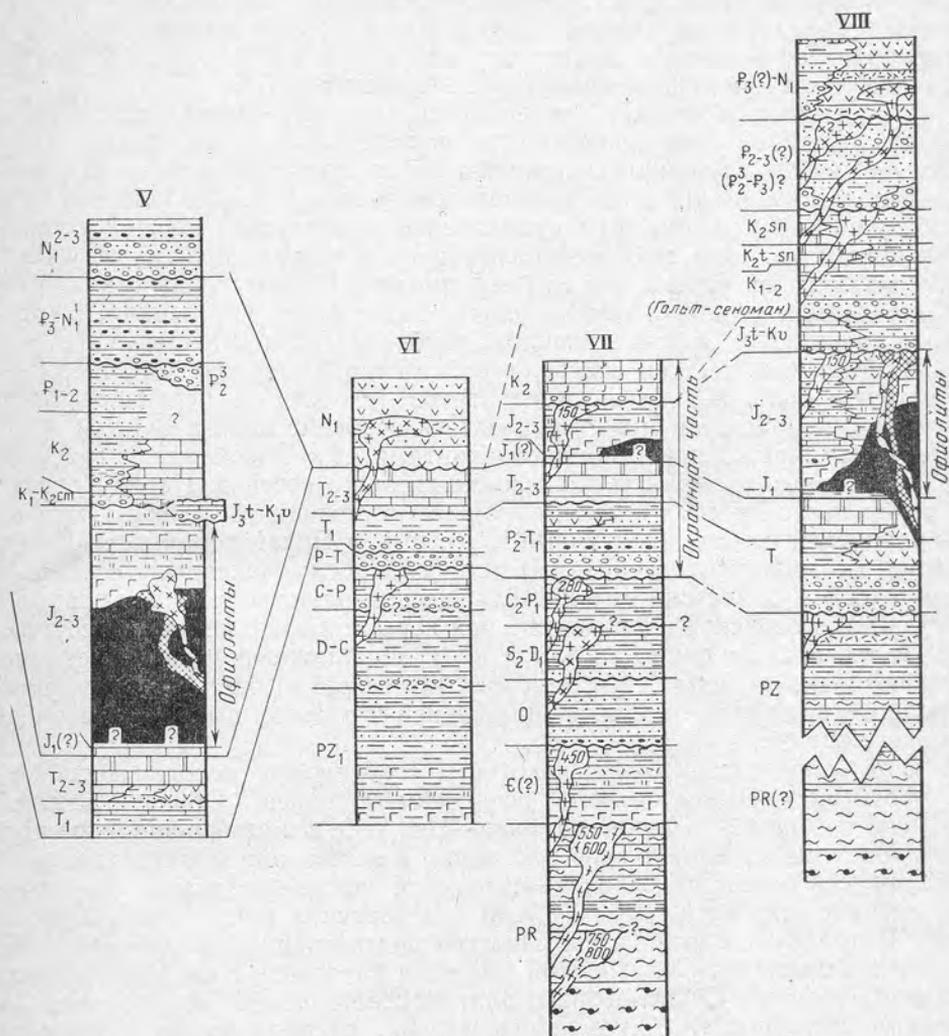


Рис. 13 Сводные разрезы отложений и комплексов магматических пород по структурно-фациальным зонам Динариды.

Зоны: I — Ионическая и Гавровская (Адриатико-Ионическая область флишевой седиментации), Ia — Ионическая, Ib — Гавровская (соответственно Далматинская в Северных Динаридах); II — Высокого Карста (слева сверху — разрез, характерный для верхней части осадочной серии на внешней окраине зоны); III — Пиндская; IV — Дурмиторская; V — Субпелагонско-Златиборская; VI — Голийская; VII — Пелагонская; VIII — Вардаро-Копанонская.

1 — известняки различного характера; 2 — рифовые известняки; 3 — органогенные известняки; 4 — известняковые брекчии, обломочные известняки; 5 — органогенно-обломочные известняки; 6 — кремнистые известняки; 7 — доломиты; 8 — мраморы, 9 — мергели; 10 — кремнистые породы, яшмовиды, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 11 — аргиллиты и глинистые сланцы (частью



хлорито-глинистые и т. п. сланцы); 12 — алевролиты (частью метаморфизованные алевролиты, серцитов-кварцевые сланцы и т. п.); 13 — пески, песчаники (частью кварциты); 14 — гравелиты; 15 — конгломераты (конгломераты и песчаники); 16 — терригенный флиш, флишоидные отложения; 17 — подводно-оползневые отложения, олистростромы; 18 — эвапориты (гипсы, ангидриты, реже соль); 19 — подчиненная известнякам пачка глин с гипсами и солью; 20 — эффузивные, частью субвулканические породы кислого состава, 21 — туфы кислых эффузивов; 22 — эффузивы, частью среднего состава и их туфы, 23 — эффузивы основного состава; 24 — гранитоиды (главным образом гранитоиды); 25 — гнейсированные граниты и гранито-гнейсы; 26 — диориты; 27 — гранодиориты и диориты; 28 — габброиды; 29 — гипербазиты; 30 — зеленые сланцы, амфиболиты, metabазиты, 31 — филлиты, кварц-серцитовые сланцы; частью кварциты; 32 — различные кристаллические сланцы; 33 — гнейсы; 34 — стратиграфические перерывы; 35 — кора выветривания; 36 — поверхности «отверделого дна», отвечающие скрытому перерыву

Цифры в колонках — абсолютный возраст гранитоидов в млн. лет.

бонатная, местами вулканогенная, андезито-дацитовая (средний триас) → карбонатная формация (средний — верхний триас и нижний лейас). Характерно однообразие условий на обширных площадях.

Развитие Динарид в альпийскую эпоху. Собственно альпийский цикл ознаменовался резкой дифференциацией области на различно развивавшиеся параллельные зоны. Эта дифференциация началась во второй половине лейаса (перед тоаром) и предельно отчетливо проявилась в формировании офиолитов в течение средней и большей части поздней юры (до оксфорда или начала кимериджа включительно)*.

Ряд данных позволяет предполагать, что офиолитовая серия внутренних Динарид формировалась в эвгеосинклинальных трогах, которые по своему глубинному строению могли приближаться к океаническим областям, но являлись новообразованными, т. е. связанными с раздроблением и раздвижением существенно сиалической коры континентального типа. При этом не обязательно допускать полное уничтожение сиалической коры и под самими трогами. Возникло два таких «океаноподобных» рва, или офиолитовых пояса: более внутренний, Вардаро-Копаноикский, и более внешний, Субпелагонско-Златиборский.

В первом из них на севере, в собственно Копаноикской зоне, присутствуют большие массы гипербазитов (сходство с первичной океанической корой здесь может показаться особенно значительным), а на юге, в Вардарской зоне, над гипербазитами явно преобладают габброиды и основные вулканиты диабазо-спилитового состава. Наряду с ними в отдельных поднятых блоках обнажены отложения палеозоя и гнейсово-сланцевой толщи, идентичные известным в Пелагонском массиве Динарид (к западу от этой зоны) или в Сербско-Македонском срединном массиве (к востоку от нее). Так здесь выражены признаки раздробления домезозойской континентальной коры, с далеко не полной ее переработкой юрским рифтогенезом в кору, приближающуюся к океанической. Однако не подлежит сомнению, что северная часть того же пояса представляет прямое продолжение южной и в целом имеет аналогичное происхождение.

Еще более показательны некоторые особенности геологии внешнего, Субпелагонско-Златиборского офиолитового пояса. Образую двойной коленчатый изгиб на линии Шкодер—Печ (где его северо-западное простирание меняется на северо-восточное, а затем, приблизительно через 100 км, северо-восточное опять сменяется северо-западным), этот пояс пересекает зону одинаковых фаций палеозойских и триасовых отложений. В пределах Эллинид она известна под названием Корабской зоны, которая обрамляет Пелагонский массив и находится с внутренней (восточной) стороны Субпелагонско-Златиборского пояса. В пределах Северных Динарид это Дурмиторская зона, расположенная с внешней стороны пояса — к западу от него. Между тем, характер доофиолитовых отложений там и тут настолько сходен, что некоторые исследователи рассматривали эти зоны как одну под общим названием Шар (Шар-Планина) — Дурмитор (Kossmat, 1924; Brünn, 1957). Этого не могло

* Некоторые авторы (Brünn, 1957; Aubouin, 1974) ограничивают время формирования офиолитов в Динаридах гораздо более коротким отрезком времени — перед самым концом юры (предтитонская или титонская фаза). Впрочем, и само понятие офиолитов, как они его употребляют, отличается от принятого нами. Так, Ж. Обуэн не включает в состав офиолитовой ассоциации юрскую диабазо-радиоляритовую толщу, выделяемую югославскими геологами, с которой пространственно связаны гипербазиты.

бы случиться, если бы на месте внешнего зеленокаменного рва существовал настоящий обширный, длительно развивающийся океан.

Для внешнего офиолитового пояса Динарид характерно особенно мощное развитие зеленокаменных, в том числе ультраосновных пород. Именно здесь находятся наиболее крупные гипербазитовые массивы, такие, как Вуринос в Греции и Златибор в Югославии. Наблюдения в албанском секторе Динарид, где во многих случаях обнажены верхние контакты гипербазитов, позволяют полагать, что на глубине все массивы сливаются в единый плутон (Белостоцкий, Колбанцев, 1969). Он представляет собой субгоризонтальную пластину мощностью порядка 10 км (близ тыловой части), которая при закрытии «океанического рва» во время складчатости была шарьирована на внешние зоны Динарской складчатой системы.

Итак, речь должна идти о том, что в начале альпийского геосинклинального цикла в некоторых зонах Динарид происходил деструктивный тектонический процесс — процесс разрушения прежней континентальной коры. Вероятно, он был связан с сильным растяжением и расхождением ее отдельных блоков и мог в известной мере напоминать то, что происходит в срединно-океанических рифтах. В результате его в местах максимального утончения или даже зияния (?) сиалического слоя осуществлялся подъем мантийного материала в той или иной форме, и это вело к перерождению коры из типично континентальной в близкую к океанической, а геологически выразилось в образовании офиолитовой ассоциации.

Вопрос о природе офиолитов представляет очень сложную и острую проблему, которая в настоящее время привлекает внимание многих исследователей и усиленно дебатруется (Brünn, 1957; Maxwell, 1970; Mooges, 1969, 1970; Pamic, 1964; Juteau et al., 1974; Илич, 1967; Бейли, Блейк, 1973; Брюнн, 1973, Дмитриев и др., 1972; Карамата, Чирич, 1973; Книппер, 1975; Пейве, 1969; Шейнманн, 1974, Ефимов, 1977 и др.). Рассмотрим лишь две наиболее существенные стороны проблемы.

Как показали наши наблюдения, альпинотипные гипербазиты Динарид имеют горячие контакты с вмещающими породами — основными вулканитами или кремнисто-глинистыми сланцами офиолитовой ассоциации (Белостоцкий, Колбанцев, 1969). К аналогичному выводу пришли и другие авторы — С. Карамата и Б. Чирич (1973), Ж.-Х. Брюнн (1973), М. Дмитриевич. Когда удается наблюдать нижний контакт гипербазитов, — оказывается, что их подстилают те же юрские вулканиты с пачками кремнистых пород или более древние толщи, если они уцелели, как это видно в ряде районов Златиборской зоны (Milovanović, Cirić, 1968). В целом гипербазитовые плутоны представляются огромными более или менее плоскими пластинами, напоминающими межформационные пластовые интрузии.

Следует признать также убедительность точки зрения исследователей, которые указывают на то, что первичное мантийное вещество не может быть идентично альпинотипным гипербазитам, поскольку последние предельно «сухи» — из них не могла бы выделяться базальтовая выплавка, как она выделяется из мантии (Рингвуд, 1972); Дмитриев и др., 1972; Шейнманн, 1974).

Итак, мы вправе думать, что сначала в глубинах эвгеосинклинальных зон Динарид образовалась базальтовая выплавка, давшая материал для излияний раннегеосинклинальных вулканитов, а затем в вязкопластичном состоянии поднялось разогретое дунит-гарцбургитовое

вещество, которое внедрялось в толщу вулканитов. Его внедрение происходило, по-видимому, в самую раннюю фазу сжатия эвгеосинклинали одновременно с первой значительной деформацией вмещающих пород (синхронно деформировались и сами гипербазиты). Возможно, в данном случае следует говорить о «горячей тектонике», как это предложил А. А. Ефимов (1977) для объяснения генезиса базит-гипербазитовых плутонов Урала; т. е. считать внедрявшееся вещество не собственно магмой, а своего рода ортогнейсовым фемическим комплексом, выдавленным из мантии. Вслед за гипербазитами формировались относительно небольшие или средние по размерам секущие тела ортомагматических габброидов, а затем диоритов и плагиогранитов.

Высказанное здесь представление о природе эвгеосинклинальных рифтовых рвов и происхождении офиолитов в известной мере сходно с концепцией «глубинного диапира» Дж. К. Максвелла (Maxwell, 1970) или с понятием о новообразованных «океанических пробелах», которое принято Л. Гланжо и его учениками (Glangeaud, 1957; Caire et al. 1961; Glangeaud et al., 1970). Это представление согласуется с данными геофизики о поднятиях разуплотненного мантийного вещества во внутренних зонах отдельных складчатых систем (зона Ивреа в Альпах, зеленокаменная зона Урала и т. д.).

Вместе с тем, допущение о существовании океанических «зияний» в Динаридах в альпийское время не только не обязательно, но и вызывает некоторые сомнения. Основанием служит определенное постоянство положения офиолитов в разрезе эвгеосинклинальных зон, независимо от того, рассматриваем ли мы разрез как нормальный стратиграфический или как усложненный проявлениями покровной тектоники. Диабазо-спилитовая толща, с которой так тесно пространственно связаны гипербазиты, занимает, по некоторым данным, четкое стратиграфическое положение между палеонтологически доказанным титонским ярусом верхней юры и нижнелейасовыми или верхнетриасовыми известняками (Rakičević, Hadži-Mitrova, 1966; Milovanović, Ćirić, 1968; Кармата, Чирич, 1973) *. Ниже диабазо-спилитовой серии с радиоларитами наблюдается полный разрез триаса, под ним присутствуют различные палеозойские толщи, в том числе местами сланцевая серия нижнего палеозоя, залегающая на докембрийском фундаменте. Гипербазиты, несмотря на свой огромный объем, соотносятся с диабазо-спилитовой серией, как с вмещающей толщей. Даже в тех случаях, когда гипербазитовые пластины надвинуты на более молодой флиш, например, на верхнемеловой — палеогеновый флиш Пиндской зоны, обрамляющей на юго-западе внешний офиолитовый пояс, у их нижнего контакта присутствуют диабазы, спилиты и радиолариты, часто милонитизированные и смешанные с развальцованными серпентинитами.

В последние годы нередко высказывается представление об офиолитах Динарид как об участках настоящего палеоокеана. Однако оно находится в очевидном противоречии с тем фактом, что в обоих динарских зеленокаменных поясах офиолиты залегают на породах континентальной коры. Пытаясь спасти идею «ископаемого палеоокеана» и найти выход из этого противоречия, некоторые исследователи (Aubouin, 1974) предполагают, что еще в конце юры здесь произошел обуслов-

* По Ж. Обуэну (Aubouin, 1974), встречающаяся под гипербазитами диабазо-радиоларитовая толща Югославских Динарид относится к титону (по крайней мере, своими верхними горизонтами), а толщи, стратиграфически перекрывающие офиолиты, начинаются с берриаса.

ленный обдукцией палеошарьяж океанических пород на континентальную окраину, первоначально располагавшуюся юго-западнее. Образованная таким путем сдвоенная кора (внизу автохтонная континентальная, сверху аллохтонная океаническая) испытала в меловое время деформацию, в результате чего возникло протяженное геантиклинальное поднятие (Пелагониды), разделившее офиолитовое поле на две изолированные полосы. В палеогене эта сдвоенная кора вместе с трансгрессивно перекрывающими ее флишевыми и карбонатными толщами подверглась шарьяжеобразованию как единое целое, благодаря чему и наблюдается залегание офиолитов среди пород, характерных для континентальных блоков. Каким бы остроумным ни было изложенное представление, оно остается лишь предположением и, как нам кажется, выглядит довольно искусственно. Автор признает, что верхнеюрская диабазо-радиоляритовая толща, присутствующая в разрезе ниже гипербазитов, является частью единой стратиграфической серии, в состав которой, кроме юрских, входят отложения триаса и палеозоя, принадлежащие коре континентального типа. Однако он исключает эту толщу из состава офиолитовой ассоциации, тогда как залегающие над гипербазитами подушечные лавы включены им в «офиолитовые массивы», а вышележащие радиоляриты и яшмоиды (с подчиненными вулканитами) считаются нормальным «стратиграфическим покрытием» этих массивов. Создается впечатление, что автору пришлось разорвать единую ассоциацию на две независимые, первоначально далеко разобщенные (континентальную и океаническую) части ради «поисков исчезнувших океанов». Как бы то ни было, в современном покровном сооружении Динарид гипербазиты залегают в виде мощных плоских, часто синформных тел, подстилаясь породами сиалической коры.

Присутствие огромных масс гипербазитов во внутренних, эвгеосинклинальных зонах Динарид — факт первостепенной важности с точки зрения условий образования шарьяжей. Мощные гипербазитовые пластины составляют жесткий каркас крупных покровных комплексов, а зоны серпентинитов в них служат той «сухой смазкой», которая обеспечивает оптимальные условия для скольжения отдельных блоков и чешуй при шарьяжеобразовании. В связи с этим контакты ультраосновных пород с окружающими в большинстве случаев тектонические. Высокая пластичность серпентинитов способствует их «холодному» протрузивному внедрению в породы различного возраста, в том числе в толщи, трансгрессивно залегающие на офиолитах, и ведет к образованию мощных зон тектонического «месива».

Обстановка растяжения в юрское время была свойственна не только внутренним, но и внешним Динаридам. Здесь на фоне общего опускания в юре произошло разделение на прогибы и поднятия с характерной лептогеосинклинальной седиментацией в прогибах (маломощные пелагические карбонатно-кремнистые осадки типа глубоководных океанических илов; посидониевые сланцы, красные аммонитовые известняки близ бортов и т. д.). На относительных поднятиях в это же время накапливались обычные, местами неритовые известняки; в отдельных случаях происходил размыв (Xhomo, Kondo et al., 1970). В меловой период неритовым известнякам принадлежала более существенная роль.

В целом, карбонатная седиментация во внешних Динаридах была преобладающей от среднего — верхнего триаса до конца среднего эоцена. Отвечающий этому стратиграфическому интервалу внешнединаридский карбонатный комплекс повлиял своим присутствием на усло-

вия последующего структурообразования. При энергичных заключительных движениях он дислоцировался (мялся, скалывался, разрывался) как мощная моноклиновая пластина, сравнимая с офиолитовой пластиной внутренних Динаридов. Залегая между менее компетентными породами (верхнепалеозойско-нижнетриасовой терригенной серией, существенно глинистого состава, и палеогеновым флишем), эта пластина сравнительно легко вовлекалась в процесс шарьярования, тем более что в ее основании или в ее низах (возможно, местами в верхнем триасе?) были широко развиты гипсы*.

Во внутренних Динаридах за формированием офиолитовой серии последовал краткий предваланжинский стратиграфический перерыв, сопровождавшийся, по Ж. Обуэну (Aubouin, 1974), явлениями палеошарьяжа. Затем, в валанжине местами отлагалась терригенная или терригенно-карбонатная толща, после чего размыв возобновился**. Более молодая трансгрессивная серия меловых отложений имеет скользящую нижнюю стратиграфическую границу от апта—альба (или верхов баррема) до сеномана или выше, с максимумом трансгрессии в середине сенона. Серия представлена неритовыми известняками или терригенными, часто флишеидными отложениями, переходящими в конце мела (маастрихте — дании) в настоящий флиш, который накапливался до середины палеогена. Для мелового времени характерно расчленение внутренних Динаридов на вторичные прогибы, типа флишевых трогов, и разделяющие их плоские «карбонатные отмели» — кордильеры.

Специфический характер имело осадконакопление на самой периферии внутренних Динаридов — в Пиндской и Боснийской зонах. В течение всего дофлишевого этапа альпийского цикла, после триаса, здесь преобладала типично лептогеосинклинальная кремнисто-карбонатная седиментация. Возможно, от ближайшего офиолитового рва эти зоны были отделены геодинамической, впоследствии перекрытой шарьяжами офиолитов. С офиолитовой серией более внутренних зон коррелируется чрезвычайно маломощная пачка радиоляритов пиндской серии — «отдаленная кремнистая формация» (ее возраст — от второй половины лейаса до оксфорда—кимериджа). Кремнисто-карбонатные отложения лептогеосинклинального типа в Пиндской зоне характерны для титона — низов неокома и турона — сенона. В середине мела (апте—сеномане) здесь появляется пачка граувакк, известковистых песчаников и мергелей — так называемый «нижний флиш», а в конце сенона и дании начинается накопление мощной флишевой серии, или «верхнего пиндского флиша»***.

Пиндский флиш конца мела и первой половины палеогена — одна из самых типичных внутрдинаридских терригенных толщ. Флиш того же

* Здесь не рассматривается спорное представление некоторых авторов (Miljuš, 1970, 1971; Roksandić, Čanović, 1971, и др.) о существовании более молодых — от юры до сенона — эвапоритовых толщ мезозоя в югославских Динаридах. Это представление, как нам кажется, основано на недоразумении. Эвапоритам приписывался возраст тех отложений, среди которых они встречены в буровых скважинах, без учета явлений диапиризма и тектонического перемещения в основании шарьяжей.

** По некоторым данным (Ramić, 1964) эта толща начала накапливаться в титоне. В таком случае время тектонических движений, последовавших за формированием офиолитов, должно быть предтитонским или раннетитонским. Очевидно, стратиграфия юры и низов мела во внутренних Динаридах еще требует серьезной разработки с частичной ревизией ранее сделанных выводов.

*** На севере Албании «нижний флиш» не выражен, — фациально замещен обычными кремнисто-карбонатными отложениями.

возраста и характера широко развит и в других районах внутренних Динарид. В недавно выделенной Боснийской зоне Северных Динарид, занимающей более внутреннее положение, флишевая седиментация начинается еще на самом рубеже юры и мела (с основания берриаса) и продолжается в течение всего мелового периода (Aubouin, 1974).

Переход к флишу во внешних Динаридах, как ранее отмечалось, относится к началу верхнего эоцена, когда во внутренних зонах появились уже первые признаки молассовой седиментации. Начало накопления типичных моласс внешних Динарид (на рубеже нижнего и среднего миоцена) коррелируется с переходом от нижних к верхним молассам во внутрдинарских впадинах орогенного этапа.

Флишевые толщи представляют большой интерес с точки зрения покровной тектоники. С одной стороны, время их накопления соответствует той стадии геосинклинального развития, когда возникают напряжения, потенциально способные привести к образованию шарьяжей. С другой стороны, присутствие во флише существенно глинистых отложений облегчает шарьяжные перемещения, способствуя реализации покровообразования.

Основные тектонические или тектоно-магматические фазы, проявившиеся в Динаридах после формирования офиолитов, были уже перечислены выше. Здесь приводится их характеристика.

1. Тектоническая фаза в самом конце юры установлена во внутренних зонах по несогласному залеганию валанжинских флишеидных отложений на дислоцированных породах верхней юры (Aubouin, 1974). Во внешних зонах отмечается близкий по возрасту стратиграфический перерыв с горизонтом бокситов в середине и второй половине кимериджа (Descourt, 1962). К этому времени близки и отдельные фазы проявления гранитоидного магматизма: некоторые гранитоиды во внутренних зонах (Пелагонской и Вардарской), по данным изотопных анализов, имеют возраст 148—150 млн. лет (Deleon, 1966) или 153—155 млн. лет (Mercier, 1967a), что отвечает середине поздней юры.

2. С раннемеловыми, предсеноманскими движениями («австрийской фазой») связаны следы мощной олистостромовой седиментации во внутренних зонах (Белостоцкий, 1968), и, возможно, одна из первых, слабых подвижек внутрдинарских шарьяжей (?). По данным Ж. Мерсье (Mercier, 1967b), к тому же интервалу может относиться одна из поздних фаз слабого регионального метаморфизма во внутренних Динаридах. Во внешних Динаридах этим движениям соответствуют стратиграфические перерывы с горизонтами бокситов после середины неокома и перед альбом — сеноманом.

3. К концу мела (к «ларамийской фазе»), кроме интенсивной олистостромовой седиментации в начале накопления мощных внутрдинарских флишевых толщ, возможно, относятся наиболее значительные перемещения шарьяжей в самой внутренней, Вардаро-Копаноникской зеленокаменной зоне (Mercier, 1967a) и умеренные подвижки тектонических покровов более внешней, Субпелагонско-Златиборской (Белостоцкий, 1963, 1968). Магматизм конца мела — начала палеогена в Динаридах проявился ограниченно, в отличие от области Карпато-Балканид по другую сторону Сербско-Македонского массива (где имели место обильный андезитовый вулканизм и внедрение гранодиоритов, сиенитов и т. п.). Предполагается, что во внутренних Динаридах к этому интервалу времени должны быть отнесены отдельные эффузивные покровы спилитов (Mercier, 1967a), а также некоторые гранодиоритовые плуто-

ны, простирающиеся вдоль тылового шва всей складчатой системы до ее сопряжения с Альпами, где та же цепочка интрузий продолжается в рубцовой зоне (Чирич, Карамата, 1965; Илич, 1967). Четкую возрастную датировку, отвечающую концу мела, имеют эффузивные липариты и дациты, связанные с так называемым «дурмиторским» (гацким) флишем на северо-восточной окраине Высокого Карста во внешних Динаридах, у самой границы их с внутренними зонами. Этой же фазе движений соответствует и возраст наиболее позднего слабо выраженного эпизонального альпийского метаморфизма, установленный во внутренних Динаридах (Mercier, 1967b).

Отголоском «ларамийских» движений служит перерыв в морской седиментации между верхним мелом и эоценом в некоторых из внешних зон. С этим перерывом, кроме бокситов, иногда бывают связаны континентальные угленосные или соленосные отложения.

4. Движения на рубеже среднего и верхнего эоцена, знаменовавшие начало перехода к орогенному этапу развития внутренних Динарид, выразились здесь в краевых несогласиях в основании приабона, в общем перераспределении площадей седиментации и т. п. (Mercier, 1967a; Белостоцкий, 1967). Вероятно в это время перемещались и тектонические покровы.

5. Фаза тектонических движений на рубеже эоцена и олигоцена («илирская» или «пиринейская») наиболее ярко проявилась в значительном перекрытии Пиндской зоны офиолитовыми шарьяжами, которые местами достигли тыловых участков внешних зон. Отсюда видно, как велика роль данной фазы в развитии покровной структуры Динарид. Кроме того, она была первым импульсом складчатости, непосредственно затронувшим внешние зоны.

6. Энергичные движения в самом конце олигоцена и в раннем миоцене выразились завершающими перемещениями тектонических покровов как внутренних, так и внешних зон. К этой же фазе («савской») в наиболее внутренних зонах Динарид, у их тыловой границы, и в прилегающей части Сербско-Македонского массива приурочен обильный андезитовый вулканизм (андезиты и их туфы, реже дациты и липариты с сопровождающими пирокластическими материалами) (Чирич, Карамата, 1965; Ramponou, 1965; Илић, 1966). Несомненно, в это время формировалась и часть гранодиоритовых массивов, комагматичных вулканитам (Ramponou, 1965).

Движения после начала среднего миоцена имели существенно иной характер. Они уже не могли заметно влиять на размещение тектонических покровов и лишь несколько усложняли деформации ранее дислоцированных толщ или умеренно деформировали вновь образованные отложения, а также выражались в блоковых перемещениях по разломам. Некоторые из этих перемещений, особенно по разломам поперечной и диагональной ориентировки, привели в конце плиоцена и начале антропогена к частичному разрушению и погружению ниже уровня моря альпийской структуры Динарид («эгейские обрушения», по номенклатуре Ж. Обуэна). На севере Динарид, т. е. в районах, примыкающих к Паннонской впадине, эти движения, связанные с растяжением, могли существенно повлиять на структуру земной коры, в частности вызвать ее значительное утончение в новейшее время. Возможно, именно по этой причине мощность земной коры здесь во внутренних зонах значительно меньше, чем к юго-западу отсюда — во внешних зонах (Драгашевич, 1967; Sollogub a. oth., 1971; Miljuš, Sirynek, 1974 и др.).

Как видно из приведенного обзора, одно из характерных отличий внутренних Динарид от внешних заключается в том, что в первых из них проявилось большее количество фаз — от самых ранних до самых поздних, тогда как во вторых ранние фазы отсутствовали, — проявились лишь более поздние. Это обусловило определенную тенденцию к усложнению структуры внутренних зон по сравнению с внешними, хотя самые сложные структуры связаны с влиянием другого фактора — проявлениями покровной тектоники. Поэтому они могут встречаться и в других местах, например, на границе внутренних и внешних зон (северная часть Эллинид) или даже в пределах внешних, когда здесь сосредоточено максимальное нагромождение шарьяжей (Эгейская дуга).

Структурное районирование. Расположение крупнейших структурных (или структурно-фациальных) зон Динарид показано на схеме тектонического районирования (см. рис. 11), а основные особенности их строения и развития в таблице. Ограничимся здесь лишь самыми необходимыми пояснениями.

Две трансдинаридские офиолитовые зоны — Вардаро-Копеооникская и Субпелагонско-Златиборская — являются как бы стержневыми для всей складчатой системы Динарид. Их связь с крупными глубинными разломами подтверждается всем комплексом геолого-геофизических данных. Особенно ясны признаки неоднократного раздробления земной коры — перед началом палеозойского и альпийского циклов — вдоль пучка разломов, соответствующего Вардарской зоне, с прогрессирующим обламыванием окраины Сербско-Македонского массива (Dimitrijević, 1967). Некоторые исследователи полагают, что этот пучок разломов, образующий тыловую границу Динарид, был зоной регионального сдвига большой амплитуды (Grünn, 1961; Grubic, 1967, Aubouin, 1974).

Основное отличие Вардаро-Копеооникской зоны от Субпелагонско-Златиборской заключается в том, что в первой из них широко развиты продукты позднеальпийского, преимущественно нижнемиоценового андезитового вулканизма, а также граниты и гранодиориты, частью мезозойские, частью олигоцен-миоценовые, тогда как во второй нет никаких проявлений магматизма после образования огромных масс офиолитов. Начиная с середины альпийского цикла, она была как бы «отключена» от магматических очагов, что могло быть обусловлено ее отрывом от корней в связи с развитием шарьяжей.

Для Вардаро-Копеооникской зоны характерны многочисленные сжатые тектонические блоки, которые вытянуты вдоль общего простирания структур и ограничены то взбросами или крутыми надвигами (особенно часто на востоке, близ Сербско-Македонского массива), то пологими надвигами, с образованием горизонтальных перекрытий. Во всех случаях надвиговые перемещения направлены к юго-западу. Нередко отмечаются также поперечные и диагональные разломы типа сбросов или сдвигов.

Во внешнем (Субпелагонско-Златиборском) офиолитовом поясе существуют заметные различия в характере структур собственно Златиборской и Субпелагонской зон, которые в районе г. Печ отделены друг от друга неогеновой впадиной Метохия. Субпелагонская зона, или Мирдита (южнее Метохии), представляет типичный комплекс тектонических покровов с извилистым внешним, т. е. юго-западным краем. Златиборская зона (к северо-западу от Метохии) тесно связана с впереди лежащим плоским Дурмиторским блоком триасовых и палеозойских пород, на которых офиолиты залегают, как на своем основании, хотя и с

Особенности развития крупных структурно-формационных зон Динарид в Альпийское время

Название зоны	Адриатико-Ионическая область		Высокий Карст, в Эллидах — Парнасская зона	Пинакская (Шукал) и Боснийская	Мирлита (Субпелагонская и Златиборская (с Дурингорской?) —Сербская (?))	Пелагонская и Голыйская зоны	Вардар-Копанникская
	Пределу-лийская (Паксская)	Ионическая Дадматинская зона Гавровская (южнее — Три-подийская)					
Принадлежность к эвгеосинклинальной или многоэвгеосинклинальной области	Многоэвгеосинклинальная область		Внутренняя окраина миоэвгеосинклинальной области	Внешняя окраина эвгеосинклинальной области		Эвгеосинклинальная область	
Тенденция развития	Тенденция к опусканию	Тенденция к воздыманию до начала Р ₃	Зона типа „карбонатных платформ“ *	Геосинклинальная	Геосинклинальная	Геосинклинальная	Геосинклинальная
Раннегеосинклинальные формации и их возраст	Карбонатная J	Карбонатная J	Карбонатная J (местами бокалы перед верхним титонном)	Карбонатно-кремнистая J—K ₁ в Пиндской, T—J ₃ в Боснийской зонах	Офиолиты J ₂₋₃		Офиолиты J ₂₋₃
Отложения среднего этапа	Известняковые брекчи	Пелагические известняки	Преимущественно неритовые, иногда	Граувакковая („нижний флиш“)	Карбонатные и терригенно-карбонатные	Неритовые карбонатные отложения	Карбонатные и терригенно-карбонатные

<p>(до накопления флиша)</p>	<p>и известняки К—Р (то же в N₁¹)</p>	<p>и известняковые брекчии К—Р₂</p>	<p>(перерыв в Р₁)</p>	<p>пелагические карбонатные отложения К, частично Р</p>	<p>К₁—К₂, карбонатная К₂—сп формации (Пиндская зона)</p>	<p>отложения с конца J₃ до К₂** в том числе граувакки („нижний флиш“) К_{1р}—alb—К₂см</p>	<p>от К₁alb, К₂сп (или от К₂¹—сп₁) до второй половины К₂сп</p>	<p>отложения с конца J₃ до К₂** в том числе граувакки („нижний флиш“) К_{1р}—alb—К₂см</p>
<p>Магматизм ранних этапов</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Обычно отсутствует</p>	<p>Офиолитовая ассоциация + связанные с ней диориты, плагнограниты</p>	<p>Гранитоиды J₃ (?) и К</p>	<p>Офиолитовая ассоциация + граниты Фанос J₃, по Ж. Мерсье</p>
<p>Магматизм средних и поздних этапов</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Отсутствует (возможное исключение — вулканы — вулканы о-ва Вис)</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Гранодиориты К/Р₂, андезиты Р₃—N₁¹ (на окраинах)</p>	<p>Гранодиориты К/Р; андезиты, частью дациты, липариты и гранодиориты Р₃²⁻³ и Р₃—N₁¹; трахиандезиты, базальты N₂—Q₁</p>
<p>Возраст флиша</p>	<p>Флиш отсутствует</p>	<p>Флиш + флишoid N₁¹</p>	<p>В северовосточной подзоне К₂сп—Р (?); в юго-западной подзоне Р₃³—Р₃</p>	<p>К₂сп—Р в Пиндской, с начала К₁ до К₂сп в Боснийской зоне</p>	<p>К₂сп—Р₂</p>	<p>К₂сп—Р₂</p>	<p>К₂сп—Р₂ (?)</p>	
<p>Возраст моласс</p>	<p>N₁²⁻³</p>	<p>N₁²⁻³</p>	<p>N₁²⁻³</p>	<p>Р₃ (часть Р₃³)—N₁</p>	<p>Р₃ (часть Р₃³)—N₁ (часть Р₃³); поздние молассы N₁²⁻³</p>	<p>Р₃ (часть Р₃³)—N₁</p>		

Продолжение табл.

Название зоны	Препаду- лийская (Пакссесская)	Адриатико-Ионическая область		Высокий Карст, в Эллинидах — Париаская зона	Пиндская (Дукали) и Боснийская	Мирдига (Суопелатонская и Златиборская (с Дурмиторской?) Сербская (?))	Педагонская и Голийская зоны	Вардар- Коплоникская
		Ионическая	Далматинская зона Гавровская (южнее — Три- политская)					
Конец J ₃						++	++	++
Конец K ₁						++	++	++
K/P				++		++	+++	+++
P ₂ ² /P ₂ ³					+++?	+++	+++	+++
P ₂ /P ₃			++	+++?	+++	+++		+++
P/N			+++	+	+	+	+	+
N ₁ /N ₂			+	+	+	+	+	+

Фазы складчатости***

* «Карбонатная платформа» — плоская зона с преобладанием неритовых условий (следствие умеренного воздымания на фоне преобладающего плавного погружения области).

** Две отдельные трансгрессивно залегающие толщи: от берриаса или верхов титона до тогерива и от алга — альба или сеномана до сенона. В основании второй толщи присутствует переклощенная кора выветривания гипербазтов.

*** Фазы складчатости: ++ ранняя (предварительная), +++ основная, ++++ складчатости не отнесены по разломам.

тектоническим контактом (возможно, типа межформационного срыва). Лишь юго-западная окраина этого плоского блока имеет отчетливо выраженный характер фронта крупного шарьяжа, с такими же извилистыми очертаниями, как фронт Субпелагонского комплекса. Многие современные исследователи Северных Динарид объединяют Златиборскую и Дурмиторскую структурные единицы под общим названием Сербской зоны (Aubouin, 1974; Aubouin, Blanchet et al., 1972; Cadet, 1972).

Вардаро-Копанникская и Субпелагонско-Златиборская зоны разделены участками более или менее значительных поднятий: сравнительно узкой Голийской зоной в Северных Динаридах с крупными выходами палеозойских толщ и обширной протяженной Пелагонской зоной в Эллинидах. Последняя в период альпийского геосинклинального осадконакопления представляла собой типичную геоантиклиналь.

В пределах геоантиклинали Пелагонид выделяются два внутренних массива — Пелагонский и Фессалийский, — выходы преимущественно докембрийских гнейсово-сланцевых толщ фундамента, которые прорваны палеозойскими и мезозойскими гранитоидами (450, 280—285 и 148—150 млн. лет — Deleop, 1966). На юго-восточном продолжении Пелагонид расположен Аттический, или Кикладский, массив, который, возможно, следует считать срединным, как и более восточный, Мендересский, разделяющий системы Тавриды и Понтиды*. Между Пелагонским и Фессалийским массивами находится относительно опущенная поперечная зона Козани (Кожани), где широко распространены мезозойские отложения, а между Фессалийским и Аттическим — сходная с ней зона Средней Эвбеи. Вдоль юго-западного края Пелагонского массива до его северного конца протягивается довольно широкая зона развития палеозойских и мезозойских — главным образом триасовых — толщ, известная под названием Корабской.

Если правилен вывод, что в тектоническом окне Олимпа у тыловой границы Фессалийского массива представлена одна из внешних зон Динариды (Godíriaux, 1968), то Пелагонскую зону нельзя считать собственно антиклинорием. Это — антиформная структура, превращенная в мощную пластину шарьяжа, который перекрыл отдельные зоны, первоначально располагавшиеся впереди него. Соответственно Голийская зона также является антиформной, а Вардаро-Копанникская и Златиборская синформными. Субпелагонскую пластину шарьяжа в большинстве районов нельзя назвать даже синформной. Скорее она плоско-горизонтальна или полого-моноклиналина.

Пиндская зона, в которой преобладают флишевые отложения конца мела — начала палеогена, принадлежит целиком Эллинидам, за исключением небольшого «отростка» на юге Северных Динарид, в районе Шкодера и Которской бухты. В северной половине Эллинид, главным образом в их албанском секторе, зона почти полностью перекрыта Субпелагонским офиолитовым шарьяжем и образует перед ним лишь узкую грядку тектонических чешуй. О действительной ширине

* В последние годы появились новые данные, которые могут привести к пересмотру существующих представлений о природе Кикладского и Мендересского массивов. Некоторые породы Южной Эвбеи (Кикладский массив), ранее принимавшиеся за выходы древнего фундамента, оказались метаморфизованными мезозойскими отложениями, тектонически перекрытыми породами палеозоя (Aubouin, 1974). В связи с этим, а также ввиду резко выраженной аллохтонности большинства зон Эллинид в пределах Эгейской дуги высказывается предположение, что названные массивы могут представлять собой огромные тектонические окна (Aubouin, Vonneau et al., 1976).

зоны здесь можно догадываться по отдельным тектоническим окнам и полуокнам. В числе самых значительных здесь выделяется окно Цукали близ Шкодера. В более южной части Эллинид Пиндская зона сравнительно широка и образует самостоятельный покровный комплекс, который на п-ове Пелопоннес переброшен через внешнединарскую Триполисскую зону, а она в свою очередь, по современным данным, шарьирована на Ионическую (Aubouin, 1974; Aubouin, Vonnau et al., 1976).

Своеобразное положение занимает зона Высокого Карста в Северных Динаридах и соответствующая ей зона Парнаса в Эллинидах. Они лежат перед Субпелагонско-Златиборской зоной и по типу развития близки к относительно приподнятым участкам (карбонатным отмелям) внешнединарской миогеосинклинальной области. Однако эти зоны шарьированы в юго-западном направлении на Пиндскую зону, т. е. первоначально были расположены к северо-востоку от нее. Естественно, что в применении к Северным Динаридам можно говорить о таком шарьировании лишь в узких рамках Шкодерско-Которского района (пока точно не известно, как далеко еще к северо-западу тянется подземное продолжение Пиндской зоны).

В зонах Высокого Карста и Парнаса представлен разрез преимущественно карбонатных отложений мезозоя, а на юго-западе также и эоцена. На северо-восточной окраине и близ осевой линии Высокого Карста протягиваются две полосы раннего флиша, синхронного с пиндским (Гацкий и Зетский синклинальные прогибы с флишем дания и первой половины палеогена). В более юго-западной части зоны отмечается типичный для внешних Динарид флиш верхнего эоцена, залегающий на эоценовых известняках. Сохраняя, как правило, довольно хорошее залегание, толщи известняков Высокого Карста образуют целую серию тектонических покровов, которые в настоящее время вскрыты многочисленными буровыми скважинами. Здесь земная кора Северных Динарид достигает максимальной мощности (48—50 км), наибольшей мощности достигает и ее осадочный слой (15—17 км).

Карбонатные толщи Парнасской зоны также залегают в виде серии пологих покровных пластин между Субпелагонским и Пиндским шарьяжами. Если здесь она оторвана от корней, то в тектоническом окне Олимпа может быть представлена та ее часть, которая не потеряла связи с корнями.

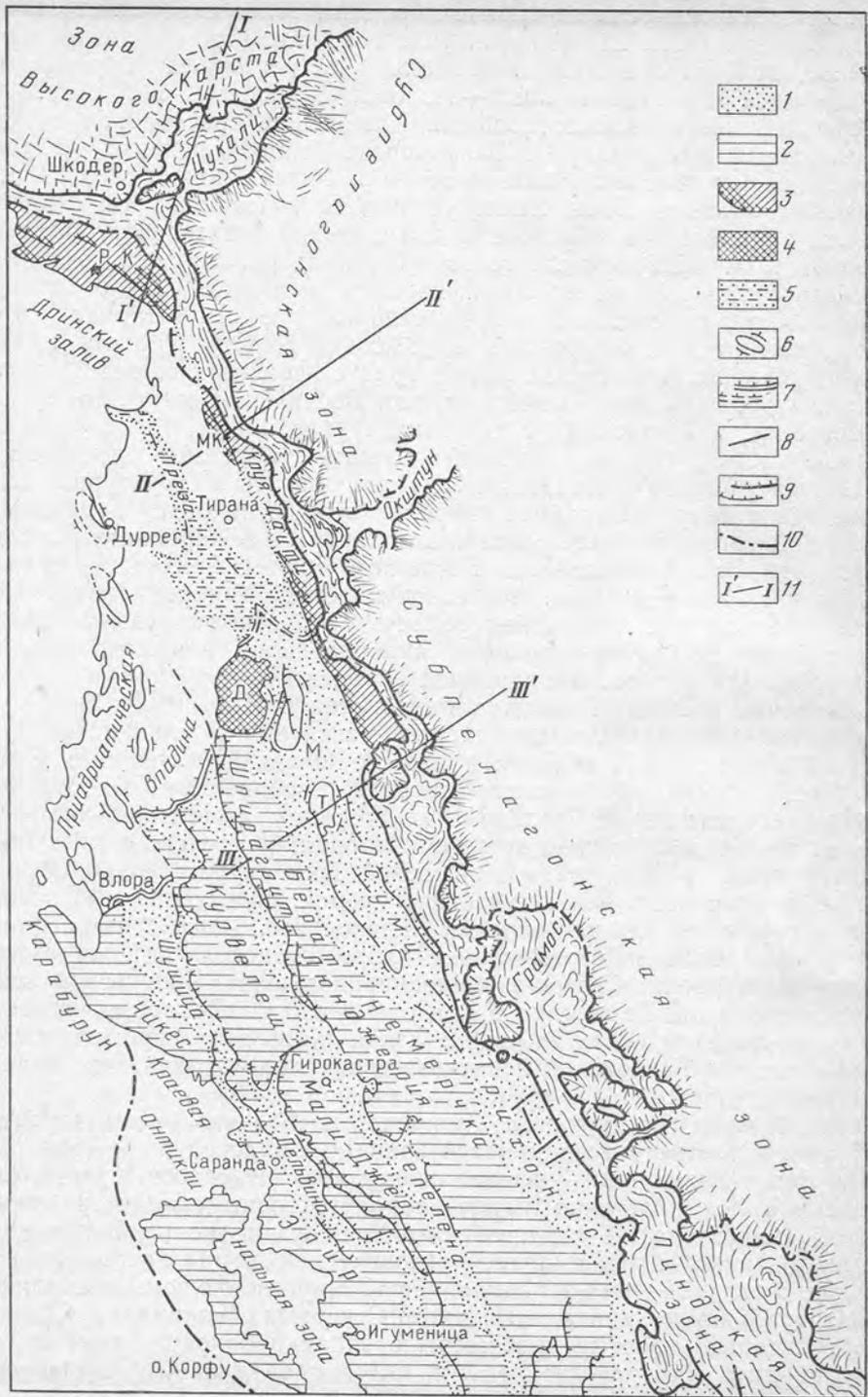
Между Высоким Карстом и Златиборской зоной (вместе с ее Дурмиторским обрамлением) расположена Боснийская зона мелового флиша, подстилающегося юрскими глубоководными кремнисто-карбонатными отложениями. По-видимому, она сходна по характеру развития с Пиндской, отличаясь от нее более ранним началом флишевой седиментации: это такой же прогиб, развивавшийся на внешней окраине эвгеосинклинальной области внутренних Динарид. К югу и юго-востоку от Сараево породы этой зоны почти полностью перекрыты Дурмиторским шарьяжем, зато к западу и северо-западу отсюда широко распространены в виде отдельных покровных структур, которые залегают на более молодом флише конца мела и первой половины палеогена, отлагавшемся на меловых известняках северо-восточной окраины Высокого Карста. Иногда полоса этого флиша (Гацкий флишевый прогиб) выделяется в качестве самостоятельной Предкарстовой зоны или подзоны (Cadet, 1972).

Возможное юго-восточное продолжение Боснийской зоны в Эллинидах обычно тектонически перекрыто породами более внутренних структурных единиц. Один из немногих участков, где намечается это продолжение, находится в Беотии (Греция) на восточном обрамлении зоны Парнаса (Беотийская зона — Aubouin, Blanchet et al., 1972).

Первоначальные взаимоотношения и взаимное расположение зон, находящихся к юго-западу от Златиборско-Субпелагонского офиолитового пояса (на геосинклинальном этапе развития) можно представить следующим образом. Зоны Высокого Карста и Парнаса, тяготеющие к внешним Динаридам, образовали два длинных ответвления, которые вдавались в окраинную часть эвгеосинклинали, простираясь почти параллельно остальным палеогеографическим элементам. Одно сравнительно небольшое ответвление проникало сюда с юга (Парнас), другое, протяженное — с северо-запада (Высокий Карст). Оба они имели характер плоских геоантиклинальных гряд с неритовой седиментацией. Эти гряды обрамлялись Боснийским, или Боснийско-Беотийским (с северо-востока), и Пиндским (с юго-запада) прогибами, образующими внешнюю часть эвгеосинклинальной области. На линии простираения зон Высокого Карста и Парнаса могла располагаться структурная седловина, где в мелу (по крайней мере, во вторую половину периода) и в начале палеогена не было условий для накопления карбонатных толщ и, вероятно, всего, накапливался флиш, хотя об этом приходится судить лишь по косвенным данным. Вся совокупность упомянутых зон может рассматриваться как переходная область с прогибами эвгеосинклинального типа, но без офиолитов, и «карбонатными отмелями», которые обычны для миогеосинклинальной области.

Собственно внешними являются Гавровская и Ионическая зоны Эллинид с типично миогеосинклинальным развитием в альпийское время (карбонатная серия мезозоя и первой половины палеогена; флиш от верхнего эоцена до нижнего миоцена; средне-верхнемиоценовые толассы). Первая из них обладала некоторыми геоантиклинальными тенденциями (в доплишевое время), а вторая была явным прогибом. Юго-восточным продолжением Гавровской зоны служит Триполисская, через которую переброшен Пиндский аллохтон, представленный в синформной структуре на юго-западе Пелопоннеса. В северных Динаридах ей, видимо, соответствует Далматинская (Прибрежная Далматинская) зона. Северо-западное продолжение Ионической зоны скрыто под водами Адриатики и под отложениями Приадриатического прогиба в северной части Эллинид. Узкая ветвь этого прогиба, перекрывая окраину Гавровской зоны, известна под названием Тирано-Ишминской депрессии.

Главный фронт аллохтонных покровов на большей части территории Эллинид соответствует внешней границе Пиндской зоны (рис. 14), а в Северных Динаридах — фронтальному краю Высокого Карста. Более внешние зоны частично имеют параавтохтонный характер (перед фронтом аллохтона), а частично относятся к автохтону. В пределах последнего может быть выделен тектонический комплекс (или зона) Передовых складок (юго-западная часть Ионической зоны в Эллинидах, Центральная и Западная Истрия в Северных Динаридах). Обычно это сравнительно простые протяженные складки бокового сжатия (до 10 км шириной и во многие десятки километров длиной), с умеренно крутыми крыльями, нередко асимметричные, с преобладающей вергенцией к юго-западу. Надвиги вдоль их более крутых, иногда опро-



нутых юго-западных крыльев могут на глубине переходить в по-
 ожности локального тектонического срыва (рис. 15). На юге Элли-

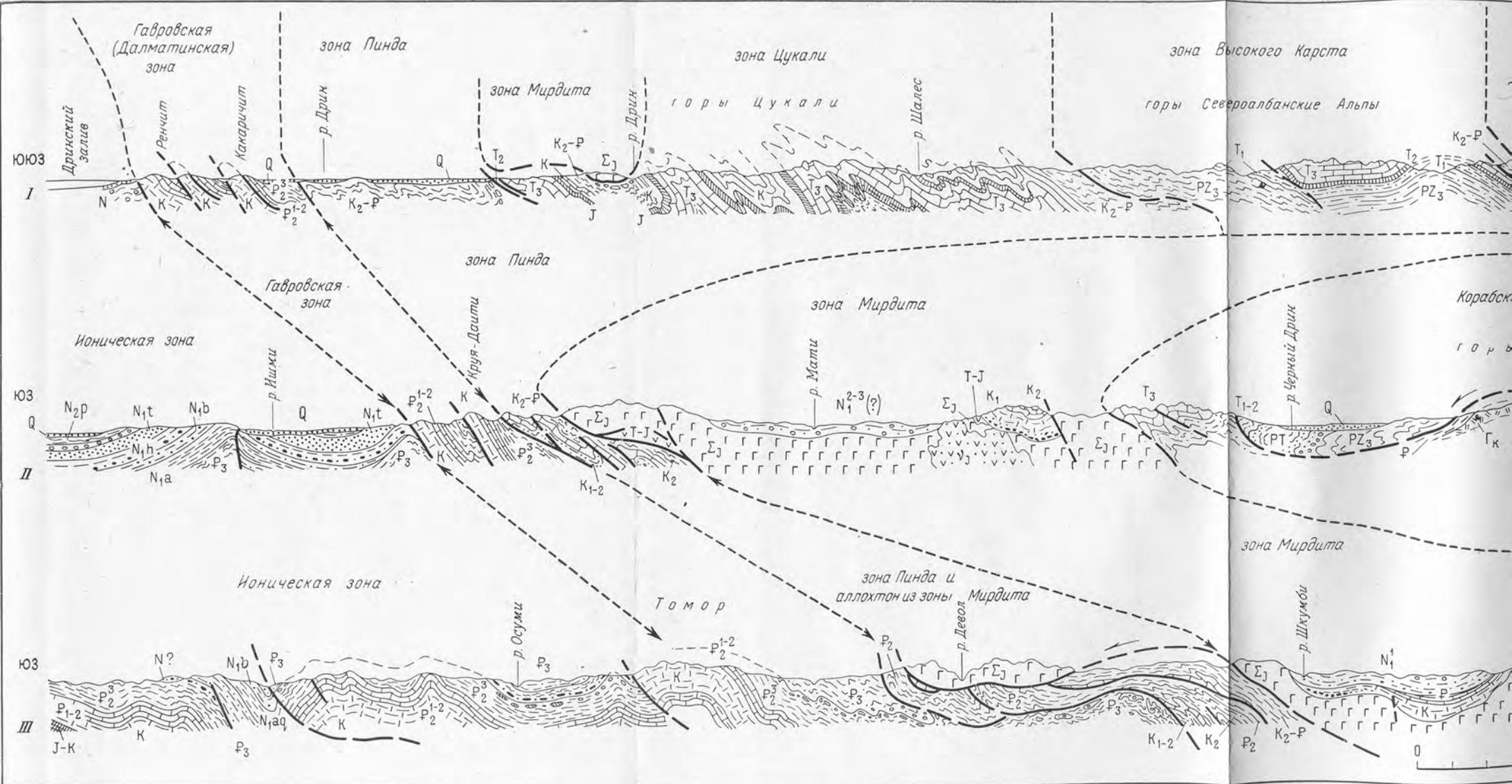


Рис. 15. Геологические разрезы (I—III) через албанский сектор Динарид (Белостоцкий, 1967).
 Расположение разрезов — см. рис. 14

б — внутри зон; 10 — северо-восточная граница Предапулийской (Паксосской) зоны; 11 —
 линии геологических разрезов

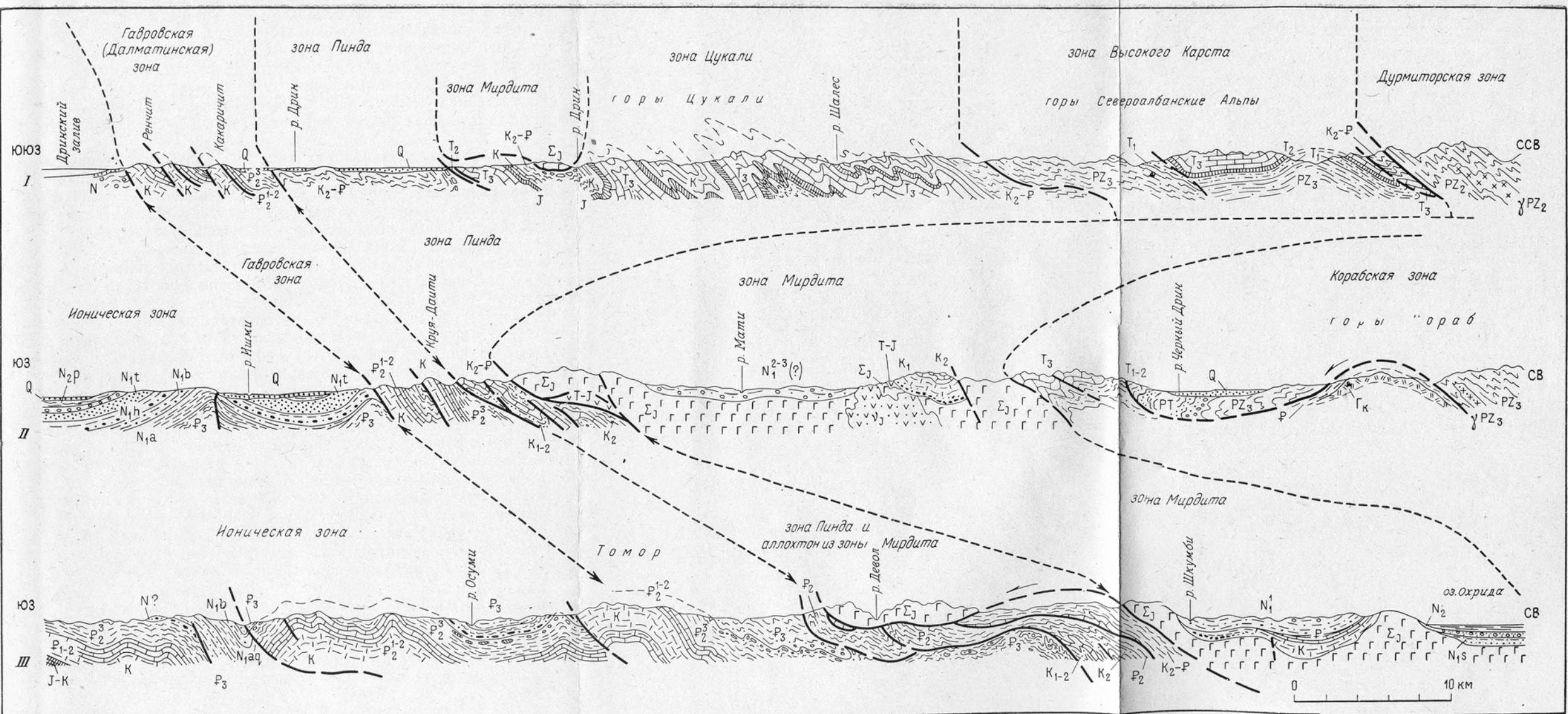


Рис. 15. Геологические разрезы (I—III) через албанский сектор Динарид (Белостоцкий, 1967).
 Расположение разрезов — см. рис. 14

в могут на глубине переходить в по-
пеского срыва (рис. 15). На юге Элли-

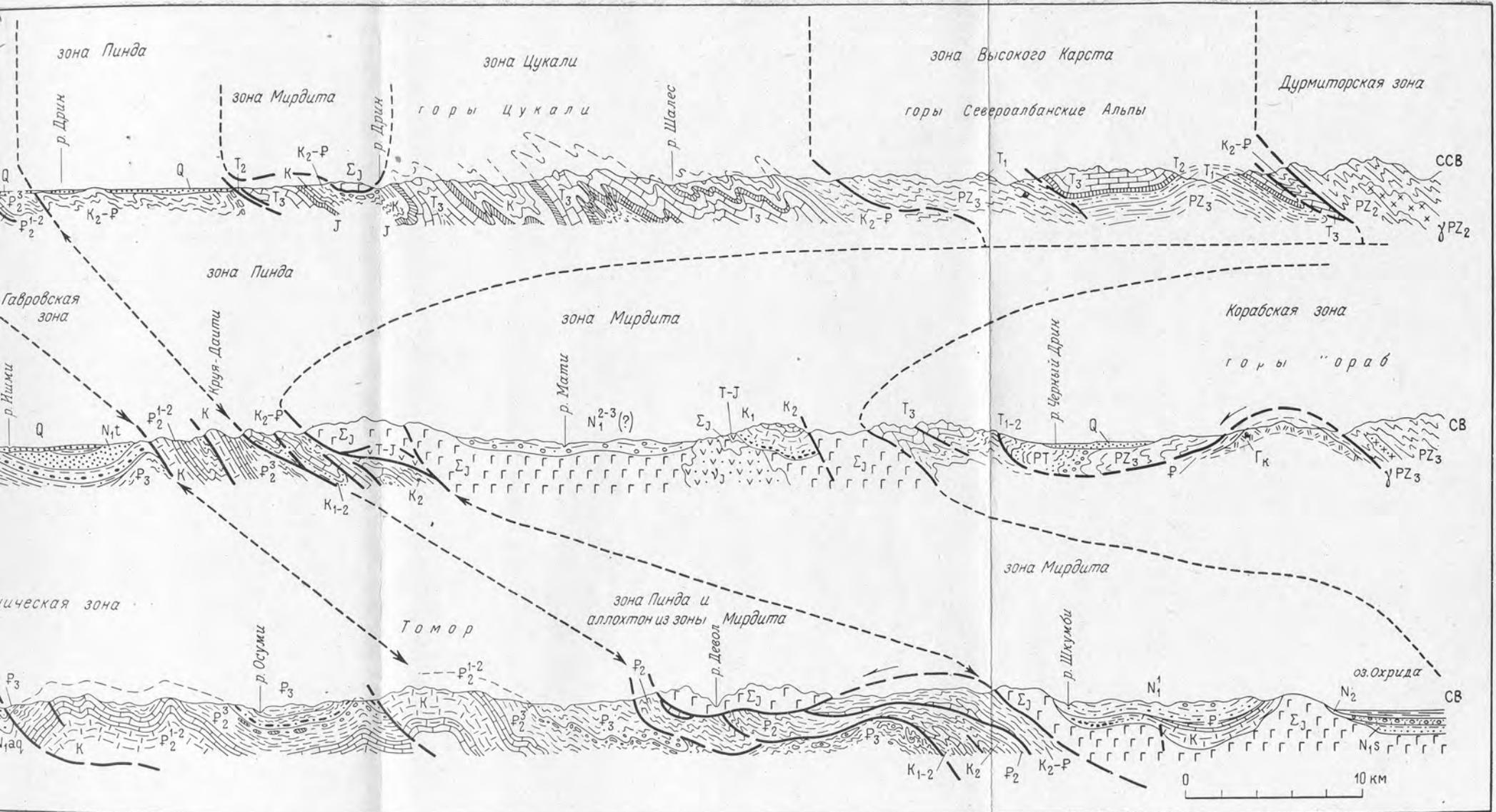


Рис. 15. Геологические разрезы (I—III) через албанский сектор Динарид (Белостоцкий, 1967).
Расположение разрезов — см. рис. 14

кинутых юго-западных крыльев могут на глубине переходить в поверхности локального тектонического срыва (рис. 15). На юге Эллинид за главный фронт аллохтонных покровов принимается фронт Гаврово-Триполисской зоны.

Внешняя граница Динарид трассируется Предапулийской, или Паксосской (Renz, 1955), зоной, образующей переход к так называемой Апулийской плите. Эта плита — небольшая платформенная структура, которая разделяет Апеннины и Динариды и в сущности мало отличается по характеру развития от их внешних зон (главное отличие — в отсутствии флиша и в продолжении карбонатной седиментации вплоть до нижнего миоцена). В чисто структурном отношении Предапулийская зона входит в тот же автохтонный комплекс Передовых складок.

Заслуживает внимания большая степень тектонического родства области Адриатического моря и прилегающих миогеосинклинальных зон Известняковых Апеннин и внешних Динарид. Как показывают современные данные (результаты глубокого бурения на островах и шельфе Адриатики, геофизические исследования МОВ, интерпретация гравиметрических данных, профили земной коры по данным ГСЗ), сходство в строении разных частей всего этого региона действительно очень велико. И под внешними, миогеосинклинальными, зонами обеих складчатых систем, и в пределах Адриатики земная кора имеет довольно выдержанную значительную мощность (Miljuš, Sirynek, 1974), плавно варьируя от 45—50 км под миогеосинклинальными зонами до 37—38 км под осевой частью моря (за исключением Южно-Адриатической впадины, где поверхность Мохо довольно сильно приподнята). Мощность земной коры в эвгеосинклинальных зонах на севере Динарид значительно меньше (28—30 км). Соответственно под Тирренским морем, откуда происходят аллохтонные комплексы Апеннин, эвгеосинклинального характера, мощность земной коры уменьшается до 20 км. При этом в Адриатике всюду прослеживается гранитный слой (рис. 16). Он имеет в осевой части Адриатического моря, так же как и в Апулийской области на суше, несколько большую мощность (не менее 10—12 км), чем во внешних зонах периадриатических складчатых систем (от 2—3 до 8—10 км). Исключение опять-таки представляет район Южно-Адриатической впадины, где гранитный слой может в значительной мере пережиматься (Dragašević, Andrić, 1968; Sollogub a. oth, 1971; Miljuš, 1971).

Интересно, что в плиоцене Адриатика развивалась как единый предгорный прогиб — продолжение Паданской впадины — резко асимметричного строения с усиленным погружением и обильным терригенным осадконакоплением у самого берега Апеннинского полуострова, где плиоценовые отложения достигают 4000—4500 м мощности (Turk,

Рис. 14. Структурная схема северного сектора внешних Эллинид и прилегающих частей внутренних зон.

1—4 — Адриатико-Ионическая миогеосинклинальная область со структурами срыва и параавтохтонными покровами: 1 — синклинальные зоны, 2 — антиклинальные зоны, 3 — зона складок и чешуй перед фронтом крупных шарьяжей внутренних Эллинид (Р — Ренчит, К — Какарит, Мк — Макареш), 4 — гипсовый купол (Д — Думрея); 5 — антиклинальная зона в пределах моласовой депрессии; 6 — брахиантиклинали (М — Марракут, Т — Томор); 7 — поперечная зона флексур: а — крутые флексуры, б — участок погружения складок — пологая флексура; 8 — сбросы; 9 — надвиги и фронтальные части тектонических покровов: а — на границах структурно-фациальных зон, б — внутри зон; 10 — северо-восточная граница Предапулийской (Паксосской) зоны; 11 — линии геологических разрезов

1971)*. Не случайно сюда в плиоцене спускались многочисленные гравитационные покровы — оползни со стороны Апеннин (Glangeaud, 1957). В четвертичное время область максимальных прогибаний сместилась к осевой части моря.

Из сказанного вытекает, что миогеосинклинальные зоны Динарид и Апеннин и разделяющая их плита перед началом альпийского цикла могли представлять единый крупный блок литосферы, отдельные части которого в ходе альпийского цикла не слишком резко обособились друг от друга. Противопоставление платформенных структур геосинклинальным в данном регионе носит весьма условный характер. Это

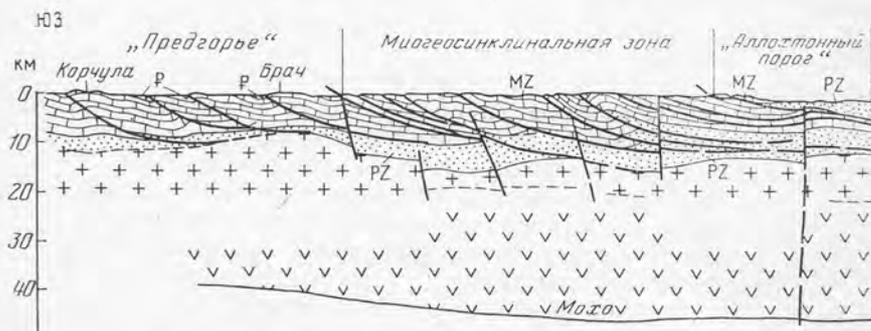


Рис. 16. Геологический разрез и глубинное строение земной коры Северных Динарид по линии о-ва Палагружа — Словенски Брод — Валпово. По П. Милюшу и М. Сырнеку с упрощениями (Miljuš, Sirynek, 1974).

важно подчеркнуть по следующей причине: если мы примем в качестве первоосновы покровообразования механизм глубинного поддвига, то в пределах Адриатического моря было бы бесполезно искать область мощного общего раздвигания (спрединга), из которой перемещались блоки, испытавшие подвиг.

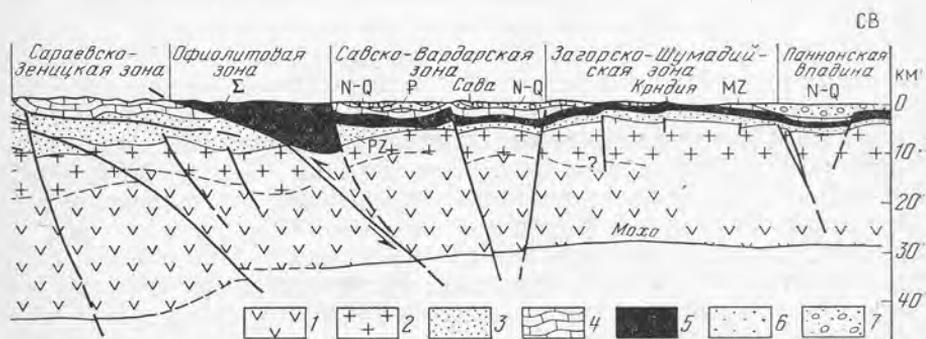
Необходимо внести лишь одно дополнение. В пределах Апулийско-Адриатической области, которая может рассматриваться хотя и условно, как своего рода платформенная рама Динарской системы, расположена субабиссальная впадина Южной Адриатики с относительно небольшим уменьшением мощности земной коры (от 50 км под внешними Динаридами приблизительно до 40 км под ее дном) и с некоторым поднятием поверхности Мохо. По-видимому, с глубинными структурами, вызвавшими появление этой морской депрессии, связана и положительная изостатическая аномалия, центр которой находится несколько западнее, на итальянском побережье (Артемьев, 1962; Scheffer, 1963)**. Однако ограниченные размеры впадины, не сопоставимые с протяженностью самих Динарид, ее малая глубокководность (глубина лишь несколько более 1000 м), небольшая степень утончения земной коры с сохранением гранитного слоя — все это позволяет думать, что Южная Адриатика не могла в процессе своего развития сущест-

* Интенсивным плиоценовым погружениям предшествовали тектонические движения, которые неоднократно в течение миоцена расчленили Адриатический бассейн на отдельные прогибы и размывавшиеся поднятия.

** В более поздней работе, где рассматриваются крупнейшие региональные изостатические аномалии Средиземноморья, М. И. Артемьев (1971) ее не показывает.

венно повлиять на образование покровных структур Динарид. Вряд ли она служила осью зоны, откуда происходил бы спрединг к северо-востоку и юго-западу, вызывавший одновременную субдукцию литосферных плит под Динариды и под Апеннины. Вероятнее всего, Южно-Адриатическая депрессия является зачаточной периферической впадиной, которая начала формироваться в новейшее время, как и подводный грабен пролива Отранто на ее южном и юго-восточном продолжении.

В заключение — еще несколько замечаний по поводу тектонической зональности Динарид.



1 — базальтовый слой; 2 — гранитно-метаморфический слой, 3 — палеозойские, преимущественно осадочные толщи; 4 — мезозойские осадочные толщи, главным образом карбонатные; 5 — офиолиты; 6 — терригенные отложения эоцена; 7 — неоген-четвертичный осадочный чехол, в том числе миоценовые молассы

Общий порядок современного расположения структурных зон Динарид в большинстве случаев, по-видимому, соответствует первоначальному. Если в том или ином районе какая-либо зона переброшена через более внешнюю, то в других местах, — как правило, на значительном протяжении — каждая из них находится «на своем месте» (что может быть подтверждено данными о направлении сноса материалов в период седиментации и другими аргументами). Это и позволяет судить о значительной степени соответствия современного структурного плана первоначально палеогеографической зональности. Естественно, речь идет лишь о порядке расположения зон по отношению друг к другу, а не о каком-то «фиксированном» положении каждой из них. Участвуя в формировании общего покровного сооружения Динарид, большинство зон оказались далеко перемещенными, а нередко и оторванными от своих корней.

Однако имеются и некоторые неясности и трудноразрешимые проблемы. Большинство из них возникает при попытках объяснить строение тех участков, где фронт офиолитового аллохтона продвинулся особенно далеко вперед, и зоны, которые первоначально были расположены перед ним, оказались на обширных площадях тектонически перекрытыми. Если здесь существовал протяженный Боснийско-Беотийский прогиб эвгеосинклинального типа, но без офиолитов, а Субпелагонско-Златиборская офиолитовая зона была также эвгеосинклинальным прогибом, то не следует ли ожидать, что между ними находилась разделяющая геоантиклинальная кордильера? На этот вопрос пока трудно ответить. Правда, не исключено, что участок такой кордильеры пред-

ставлен в Северных Динаридах Дурмиторской зоной, где отсутствуют какие-либо породы моложе палеозоя и триаса (за исключением отдельных небольших полей офиолитов). Но, во-первых, других значительных блоков, аналогичных Дурмиторскому по своему строению, больше нигде не встречено. Во-вторых, в такой же степени вероятно, что в Дурмиторе представлена не обрамляющая кордильера, а доальпийское основание Златиборско-Субпелагонской зоны, от которого офиолиты отслоились в процессе шарьяжеобразования.

Большой интерес представляет расположенный южнее (на линии Шкодер — Печ) узкий тектонический блок Комани — Фиерза, «затертый» перед фронтом Субпелагонского офиолитового шарьяжа в юго-восточном обрамлении окна Цукали. Этот блок шириной от 2—3 до 8 км и длиной более 30 км является отдельным тектоническим покровом, подстилающим офиолиты и перекрывающим пиндскую серию гор Цукали. В его пределах среди превращенного в меланж внутридинарского флиша присутствуют огромные бескорневые утесы гранитов, валуноподобной формы, диаметром до 1 км (Ndojaj, 1953; Колбанцев, 1959; Shehu, 1970). Кроме них встречаются многочисленные отторженцы мезозойских известняков (до 50—100 м в поперечнике) и, возможно, коренные выходы тех же гранитов до 3,5 км длиной. Граниты аналогичны верхнепалеозойским гранитоидам Пелагонской зоны. С ними тесно пространственно связаны конгломераты (с гранитными гальками и валунами), песчаники и глинистые сланцы, типичные для пермо-триасовых моласс Динарид. Можно не сомневаться в том, что терригенные породы пермо-триаса и мезозойские известняки, «бульдозированные» офиолитовым шарьяжем, находятся не только в меланже, но и в самом цоколе покровной пластины Комани — Фиерза. Из более глубокого, палеозойского, структурного этажа того же цоколя были вырваны блоки гранитов.

Таким образом, несмотря на сильнейшее разрушение и перемешивание пород в меланже, здесь намечается нормальный стратиграфический разрез, включающий пермо-триасовые молассы (на прорванных гранитами палеозойских толщах) и мезозойские известняки. Участвующий в строении меланжа флишевый материал может и не относиться к нормальному разрезу блока Комани — Фиерза. Этот материал мог захватываться шарьяжем из самой Субпелагонской зоны, но мог и нагромождаться под фронтом шарьяжа в результате «выпахивания» более внешних зон вплоть до Пиндской. Кроме того, часть представленных в меланже терригенных пород, напоминающих флишевые, может относиться к верхнепалеозойской толще типа кульма или к нижнему триасу. Во всяком случае не исключено, что на участке Комани — Фиерза скрытая под мощной зоной меланжа покровная пластина представляет собой основание Субпелагонской структурно-фациальной единицы. Сорванный с этого основания офиолитовый шарьяж продвинулся дальше, чем данная пластина, и вошел в соприкосновение с породами Пиндской зоны. Однако нельзя полностью отрицать и возможность того, что здесь офиолитовым шарьяжем могла быть перекрыта более внешняя зона предполагаемого поднятия, которое должно было отделять офиолитовый ров от Боснийско-Беотийского прогиба.

Существование зон относительных поднятий во внешних частях эвгеосинклинальной области в раннегеосинклинальное время (в юре) не должно было помешать водам Боснийско-Беотийского и Пиндского прогибов обогащаться кремнеземом, когда в Субпелагонском трое

формировались офиолиты. Поверхность поднятий могла располагаться ниже уровня моря, в виде отмели. Эти зоны (в первую очередь поднятия Высокого Карста и Парнаса) по своей роли на раннегеосинклинальном этапе развития сравнимы с Бриансонской кордильерой Альп. Соответственно Субпелагонский офиолитовый ров служит аналогом Пьемонтского, а Пиндский и Боснийско-Беотийский прогибы — аналогами Валисского.

Очень сложную задачу представляет реконструкция расположения флишевых прогибов внутренних Динарид. В горизонте «нижнего флиша» в середине мела под турон-сенонскими известняками в Пиндской зоне местами присутствует большое количество офиолитового материала. Оно заметно возрастает по мере приближения к фронту Субпелагонского шарьяжа как к области сноса (Белостоцкий, 1968). В целом ряде тектонических окон и полуокон под Субпелагонским шарьяжем, в том числе в поперечном полуокне Окштуна («коридоре Шенгерги», по номенклатуре Ж. Обуэна и И. Ндоая, — Aubouin, Ndojaj, 1965), развиты целые толщи флишевых и флишоидных отложений, переполненных тем же материалом, с горизонтами офиолитовых олистостромов. Аналогичный «офиолитокластитовый» флиш или флишоид развит и на поверхности самих офиолитовых покровов. Создается впечатление, что послеюрские флишевые прогибы, аккумуляировавшие толщи с обильными продуктами разрушения офиолитов, охватывали значительные площади как в пределах внешних частей эвгеосинклинальной области, включая Пиндскую зону, так и в самих зеленокаменных поясах. Поэтому, встречая выходы внутридинарского флиша в основании офиолитовых шарьжей или под шарьяжами Пелагонид, мы можем предполагать, что в разных случаях имеем дело с фрагментами осадочного чехла различных структурно-фациальных единиц — не только Пиндской, но и тех, которые занимали более северо-восточное положение. Здесь могут находиться и фрагменты тех проблематических зон, о которых сказано выше. В связи с этим изучение стратиграфии внутридинарских флишевых и флишоидных толщ имеет исключительно важное значение для более полной расшифровки покровного строения Динарид.

Существование сквозного Боснийско-Беотийского прогиба вдоль всей системы Динарид — Эллинид и смежного геоантиклинального поднятия, отделявшего его от офиолитового рва, нужно считать в известной мере гипотетическим, хотя наличие собственно Боснийской зоны в Северных Динаридах, видимо, следует принять как доказанное.

Давно уже не вызывает сомнений, что Динариды испытали значительное боковое сжатие. Выделение по крайней мере еще одной, ранее не известной структурно-фациальной зоны, на юге полностью перекрытой другими зонами, еще более подчеркнуло, насколько сжатой является покровная структура области.

Проявления покровной тектоники

Вопрос о развитии тектонических покровов в разных частях Динарид освещен весьма неравномерно, что может быть связано с неодинаковой отчетливостью проявления этих структур и различной степенью их изученности в разных районах. О том, насколько развиты тектонические покровы в югославской части Северных Динарид, до

Handwritten notes:
Пинд, Турон-Сенон
и другие флишевые
и флишоидные

Handwritten notes:
Боснийско-Беотийский
и другие флишевые
и флишоидные

51) недавнего времени существовали весьма различные мнения — от признания крупной роли шарьяжей (Kober, 1929, 1952; Petković, 1961, и др.) до их полного отрицания. Часть геологов (Čirić, 1963; Miladinović, 1962, и др.) признавала существование в югославских Динаридах настоящих тектонических покровов, но обычно не очень крупных. Результаты глубокого бурения во внешних зонах этого региона в последнее десятилетие, пожалуй, превзошли самые смелые предположения, показав, что здесь широко распространены крупные тектонические покровы с амплитудой перемещения в десятки километров (Sikošek, Medwennitsch, 1965; Miljuš, 1970, 1971; Rokсандић, Čanović, 1971; Miljuš, Sirynek, 1974). Значительное перемещение испытала даже самая внешняя — Далматинская зона.

На многочисленных профилях через внешние Динариды Югославии хорошо видно, что крупные покровные комплексы в этой части региона представляют собой мощные пластины со слабо изогнутой базальной плоскостью, которая местами приближается к земной поверхности (до глубины около 1 км или менее), но обычно залегает на глубине 3—4 км или более (см. рис. 16). Каждая такая пластина делится на целый ряд чешуй типа карпатских «скиб». Их фронтальные надвиговые ограничения, довольно крутые у поверхности, с глубиной, вероятно, приобретают все более пологое залегание, асимптотически сопрягаясь с подошвой всего покровного комплекса. Такое строение имеет, в частности, Ульцинский покров в Далматинской зоне, пересеченный несколькими скважинами (Rokсандић, Čanović, 1971). Большинство тектонических чешуй внешнединарской области Югославии обладает моноклинальным строением с однообразным, как правило, пологим падением толщ к северо-востоку, иногда с переходом фронтальной части чешуй в опрокинутую и надвинутую антиклиналь. На всей площади развития покровного комплекса многократно повторяются одни и те же толщи — от триаса до эоцена с надвиговым перемещением более древних из них на более молодые (особенно типично широкое развитие меловых известняков).

В настоящее время во внешних зонах Северных Динарид под теми или иными наименованиями выделяют следующие значительные покровы и покровные комплексы: параавтохтон Далматинской, или Учской, зоны с несколькими частными покровами; шарьяж Будвы (Пиндской зоны); покровный комплекс Высокого Карста, к которому принадлежит несколько крупных покровов. На последней шарьирован Дурмиторский покровный комплекс с чешуями гацкого (предкарстового) флиша в основании.

В последние годы все чаще стали появляться сведения о тектонических покровах во внутренних зонах Северных Динарид, причем оказалось, что субгоризонтальное основание отдельных покровных структур здесь залегает неглубоко, местами обнажаясь на поверхности. На юго-западе Сербии — в Санджаке было выявлено аллохтонное залегание известняков среднего и верхнего триаса Голийской зоны на юрских офиолитах Златиборской (Milovanović, Čirić, 1968; Rampoux, 1969). Наиболее крупный останец известнякового покрова Пештер — Гилево достигает ширины 20—23 км вкост простирания при длине 30—35 км, причем он находится близ внешней, юго-западной окраины офиолитового пояса. Здесь же присутствует еще несколько крупных клиппов и множество относительно небольших глыб аллохтонных известняков. Кроме того, у самой границы Златиборской и Голийской

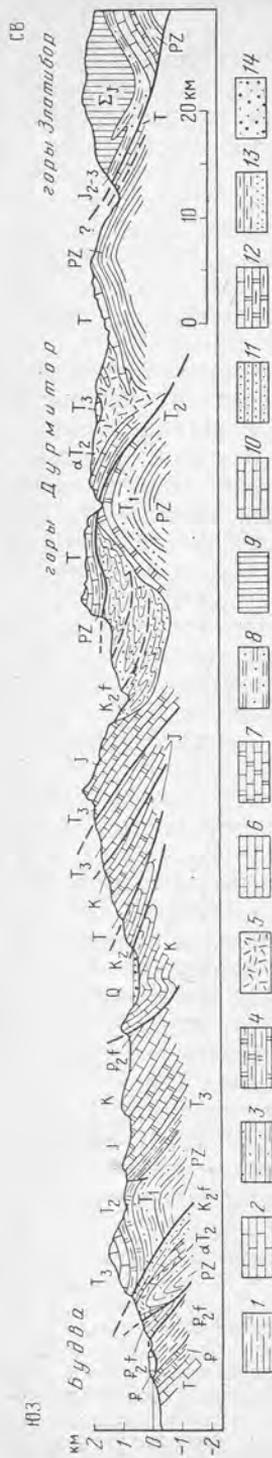
зон выделяются покровные пластины красноцветных песчаников, алевролитов и конгломератов пермо-триаса, которые, по заключению Ж.-П. Рампну, представляют собой нижние дивертикули шарьяжа, тогда как известняки относятся к верхним*. Скользя над нижними, они продвинулись дальше к юго-западу. Амплитуда их перемещения составляет приблизительно 35—40 км. Наиболее интересным является вывод о доверхнемеловом — возможно, предайтском или предберриасском возрасте шарьяжа, поскольку верхнемеловые известняки на месте отрыва перемещенных триасовых толщ трансгрессивно лежат непосредственно на палеозойском основании (Rampoux, 1972; Aubouin, Blanchet et al., 1972). Это, в свою очередь, приводит авторов к заключению о палеошарьяжах, одним из которых можно считать покров Пештер.

Есть основания думать, что в Златиборской офиолитовой зоне под Голийским аллохтоном параллельно его подошве могли возникать зоны тектонического срыва вдоль контактов пород с резким различием физических свойств. Большинство югославских геологов считают, что гипербазиты, залегая на диабазо-радиоляритовой толще юры, имеют здесь нормальный нижний контакт с ней. Это нашло отражение и на геологических картах (Milovanović, Ćirić, 1968). Однако, по данным Д. Младеновича, М. Роксандича и других, Златиборский гипербазитовый массив, типа огромной межпластовой интрузии, испытал после кристаллизации некоторое надвиговое перемещение вдоль своего нижнего контакта (Rokсандić, 1966). Несмотря на это, вряд ли можно говорить о полной аллохтонности гипербазитов по отношению к другим породам Златиборской зоны, как предполагал Л. Кобер (Kober, 1952), или о наблюдаемом здесь палеошарьяже океанической литосферы на континентальную окраину (Aubouin, 1974).

Внешняя граница Златиборской зоны, по-видимому, имеет характер крутого надвигового шва, по крайней мере, на поверхности. Не исключено, что с глубиной надвиг становится пологим.

Во фронтальной части Дурмиторского комплекса, по данным Б. Чичича (Ćirić, 1966) и М. Миладиновича (Miladinović, 1969), триасовые известняки, иногда вместе с подстилающими терригенными отложениями пермо-триаса почти горизонтально залегают на породах северо-восточной окраины Высокого Карста, или Предкарстовой зоны, чаще всего на флише верхов мела — низов палеогена (рис. 17). Флиш обычно смят в сложные опрокинутые складки, а покрывающие его породы, как правило, образуют плоскую, слабо изогнутую пластину. Далее к северо-западу, в бассейне р. Саны перед фронтом Златиборской офиолитовой зоны М. Джурич и С. Максимчев (Jurić, Maksimčev, 1970) выявили покров, который образован терригенными отложениями верхнего палеозоя и триасовыми известняками, залегающий на различных толщах мезозоя — от нижнего триаса до мела.

* Напомним, что дивертикуляция — это последовательное отслоение различных частей толщи от верхних к нижним и их перемещение друг по другу в виде тектонических покровов. Каждый покров, образованный в результате дивертикуляции (или каждая отдельная дивертикула), представляет часть нормального стратиграфического разреза, причем слои внутри него также сохраняют нормальную стратиграфическую последовательность, но самый нижний покров складывается из наиболее молодых (верхних), а самый верхний — наиболее древними (нижними) частями толщи, из которой они образовались.



Юго-западнее Санского покрова — в районе Босанской Крупы выделен еще один значительный покров с большим тектоническим окном в долине Уны (Blanchet, 1972).

Албанский сектор был тем районом, где в 1912 г. Ференцем Нопча (Norça, 1928) было впервые доказано существование шарьяжей в пределах Динарид. В Албании (см. рис. 14) расположены южные части покровов Высокого Карста и Дурмитора, а далее к юго-востоку, в Эллинидах — первостепенное значение приобретают крупные тектонические покровы внешнего, юго-западного края Субпелагонской зоны (Мирдиты). Значительные покровы отмечаются также на внешней окраине Пелагонид — в Корабской зоне и на ее границе с Мирдитой, а кроме того, внутри последней. Пиндская зона, соединяющаяся близ Шкодера с покровом Будвы, обычно представлена на поверхности надвиговыми чешуями средней крутизны падения, хотя не подлежит сомнению, что в целом она испытала значительное шарьяжное перемещение. Для внешних зон характерно существование параавтохтонных покровов. Подробный анализ наблюдений над тектоническими покровами албанского сектора Динарид будет дан в следующих главах, специально посвященных этому вопросу. В греческой части Эллинид сначала наблюдается такая же картина пространственного распределения шарьяжей, постепенно меняющаяся и усложняющаяся к югу, по мере приближения к вершине Эгейской дуги. В литературе имеются многочисленные данные о строении покровов в горах Пинда, Северном Пелопоннесе и горном массиве Парнаса — Гионы.

Исследователи, изучавшие тектонику Пиндской зоны в Греции (Renz, 1940, 1955; Parastatiou, 1961; Paraskevaidis, 1955, 1959; Dercourt, 1961, 1965; Aubouin, 1958; Обуэн, 1965; Brunn, 1961; Temple, 1968; Tsofilias, 1973), отмечают свойственное этой зоне интенсивное развитие чешуйчатых структур и общее перемещение сла-

Рис. 17. Разрез Северных Динарид через районы Златибор—Дурмитор—Будва. По Б. Чиричу (1967 г.) с изменениями.

1 — терригенные толщи палеозоя; 2 — известняки и доломиты нерасчлененного триаса; 3 — терригенные отложения нижнего триаса; 4 — терригенно-карбонатные и кремнистые породы среднего триаса; 5 — среднетриасовые порфириты; 6 — известняки и доломиты верхнего триаса; 7 — юрские известняки (часто кремнистые узловатые); 8 — яшмоиды, радиолариты, диабазы средней и верхней юры; 9 — юрские гипербазиты; 10 — меловые известняки, 11 — флиш датского яруса; 12 — эоценовые известняки; 13 — флиш верхнего эоцена; 14 — четвертичные отложения

гающих ее пород, преимущественно флишевого характера, на соседнюю Гаврово-Триполисскую зону. В работах Ж. Обуэна и Ж. Х. Брюнна подчеркивается, что накапливавшиеся в Пиндском прогибе толщи в результате складчатых движений на рубеже эоцена и олигоцена оказались полностью выжаты или «вытолкнуты» из участков своего первоначального формирования и шарьированы на юго-запад. Нагромождения чешуй пиндских отложений создали перед фронтом офиолитовых покровов целую кордильеру, быстрое разрушение которой способствовало заполнению впереди лежащего флишевого прогиба внешних зон.

В Пелопоннесе благодаря поднятию Триполисской зоны перекрывающий ее Пиндский аллохтон во многих местах денудирован или удален гравитационным скольжением, благодаря чему здесь образовались обширные тектонические окна, которые на юге сливаются вместе (Dercourt, 1962). Синформная полоса пиндского флиша на западе Южного Пелопоннеса отделяет собственно Триполисскую зону от Гавровской и Ионической. Амплитуда перемещения аллохтона в этом районе должна быть не менее 85—90 км. П. Дж. Темпл (Temple, 1968) определяет ее в 134 км и считает, что такую дальнюю тектоническую транспортировку преимущественно флишевых пород можно объяснить только с помощью механизма гравитационного скольжения. Площадь, где это проявилось, постепенно увеличивается к югу и достигает максимальной ширины в Южном Пелопоннесе. Ж. Деркур (Dercourt, 1965) также склонен думать, что Пиндский аллохтон в Пелопоннесе испытал гравитационное перемещение.

По новым данным (Auboin, Vopneau et al., 1976), породы Триполисской зоны также не являются автохтонными. Под верхнепалеозойскими — нижнетриасовыми отложениями этой зоны, возраст которых палеонтологически доказан, присутствует толща слабо метаморфизованных (филлитизированных, мраморизованных и т. п.) пород, ранее принимавшаяся за древний фундамент — так называемый Пелопоннес-Критский массив, по К. Ренцу (Renz, 1955). Ныне в ней обнаружены органические остатки, указывающие на ее палеогеновый и мезозойский возраст. Следовательно, вместо выходов фундамента той же зоны здесь представлены тектонические окна более внешней, Ионической зоны, породы которой претерпели метаморфизм под воздействием шарьяжа. Присутствие таких окон отмечается в нескольких местах на юге Пелопоннеса и на Крите, и Триполисская зона, таким образом, всюду представляет собой аллохтонный комплекс, в свою очередь перекрытый более дальним — Пиндским аллохтоном.

Следующий крупный аллохтонный комплекс, шарьированный на Пиндский, образован породами зоны Парнаса — аналога северодинарской зоны Высокого Карста. Мезозойские известняки этого комплекса часто лежат на пиндском флише верхов мела и первой половины палеогена. Величина тектонического перекрытия оценивается в 10—20 км (Celet, 1960; Dercourt, 1962; Papastamatiou, 1961).

Субпелагонская зона (Мирдита) образует третий крупный тектонический покров южных Эллиид, шарьированный на породы Парнасской зоны. В более северо-западных районах, где последняя выклинивается, Субпелагонский покров ложится непосредственно на пиндский флиш. Судя по наблюдениям целого ряда исследователей, это огромная пластина домеловых офиолитов, сорванных с основания и несущих на себе чехол меловых отложений. Породы чехла местами также

сорваны с офиолитового цоколя и представлены в обособленных чешуях перед фронтом Субпелагонской зоны. Эти чешуи описаны П. Селе в Западном Парнасе как Еролекские (Celet, 1961), а Ж. Обуэном (1965) в горах Пинда как Ультрапиндские покровы.

Ж. Брюнн описывает фронтальную часть Субпелагонского офиолитового покрова как зону беспорядочных тектонических нарушений. В ее пределах, на участках, достигающих порой 2—3 км в поперечнике, обнажается смесь офиолитов, сланцев и флиша, среди которой разбросаны известняковые клиппы размером от нескольких метров до нескольких километров длины (Brünn, 1961).

Взаимоотношения между породами разных зон Эллинид в южной части Эгейской дуги — на Крите, по современным данным (Bonneau, 1972; Aubouin, 1974; Aubouin, Bonneau et al., 1976), очень сложны, а амплитуда тектонических перекрытий особенно велика. Выше Ионического автохтона, обнаженного в отдельных окнах, здесь присутствуют покровы Триполисской зоны, шарьяжи более внутренних зон, сопоставимых с Пиндской (покровы Арви и Миаму), и гипербазитовый покров Астерусия, вероятно, происходящий из Субпелагонской зоны. Обрывки его встречаются в разных местах, но самая значительная площадь его распространения известна на южном берегу острова, что свидетельствует о перебрасывании этого дальнего аллохтонного комплекса через все более внешние части покровного сооружения.

Об истинных амплитудах шарьяжей в самых внутренних зонах Эллинид длительное время не было сведений. Тем не менее здесь отмечались «элементы шарьяжей», обычно в виде небольших структур перекрытия, и многочисленные надвиговые чешуи. Граница Вардарской и Пелагонской зон представлялась крутым надвигом, но было замечено, что между Пелагонским и Фессалийским массивами, где древнее основание Пелагонид погружено, крутые надвиги у поверхности сменяются пологими фестонобразными структурами перекрытия (Brünn, 1961). Большинство этих структур связано со срывом меловых отложений с офиолитового цоколя. Такого же рода структуры перекрытия описывались и позднее (Arsovski, Stojanov, 1966; Mercier, 1967a).

К частным примерам проявления покровной тектоники в Пелагониде относятся: горизонтальный надвиг палеозойских сланцев на триасовые известняки близ Извора и Еловца в Западной Македонии (Arsovski, Stojanov, 1966); шарьяж тех же палеозойских пород на верхнемеловой — палеогеновый флиш в горах Кораба близ Пешкопии (Белостоцкий, 1963); перекрытие палеозойских филлитов Корабской зоны докембрийскими мраморами Пелагонского массива (Arsovski, Stojanov, 1966; Пейве, 1969); останцы тектонического покрова меловых известняков Вардарской зоны, часто с серпентинитами в подошве, на датском флише Пелагонид в структурной седловине Средней Эвбеи, между Фессалийским и Кикладским массивами.

Решающее значение для оценки действительного масштаба шарьяжей, в которых участвуют породы внутренних зон Эллинид, имеют данные И. Годфрио (Goldfriaux, 1962, 1968) о тектоническом окне в районе Олимпа на северо-восточной окраине Фессалийского массива, вблизи Салоникского залива Эгейского моря. Эти данные заслуживают особого внимания и должны быть рассмотрены подробнее.

Тектоническое окно Олимпа имеет почти круглую с отдельными извилинами форму и крупные размеры: 18×20 км (рис. 18). На его тер-

ритории в автохтоне представлены карбонатная толща мезозоя — низов палеогена и вышележащий флиш. Мощность карбонатной толщи составляет 2800 м. В ее нижней части найдена ископаемая фауна но-

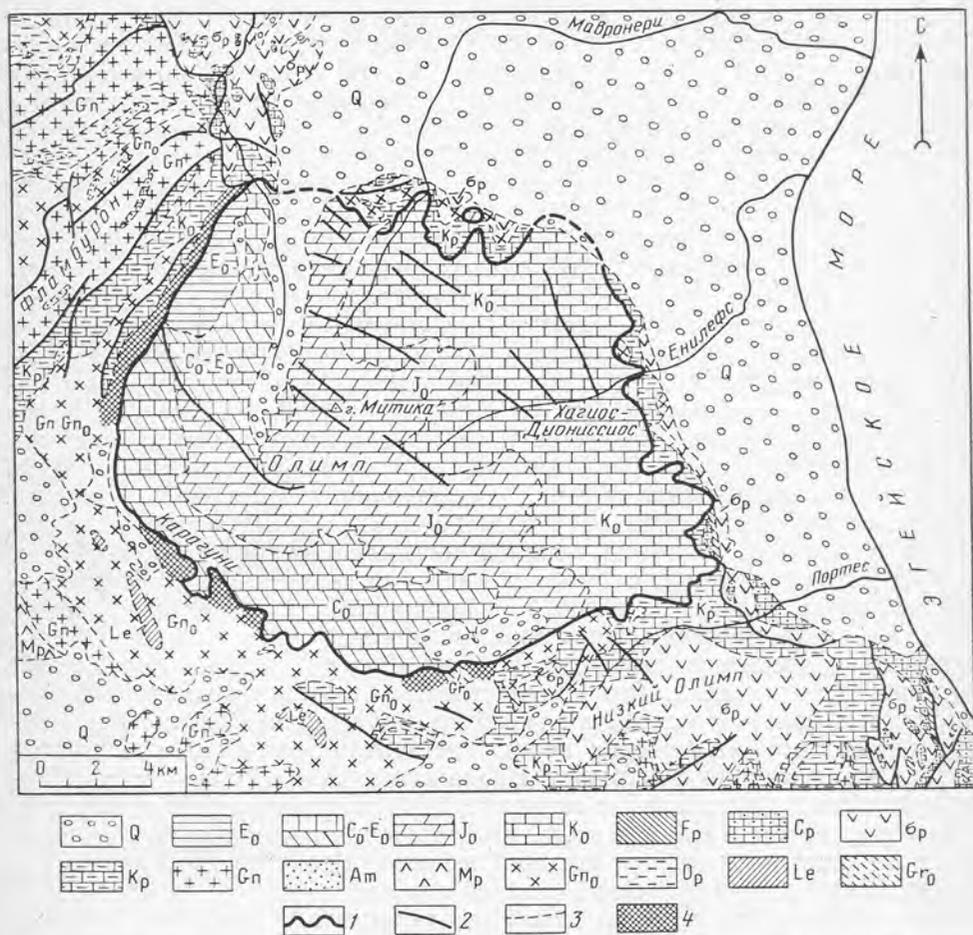


Рис. 18. Схема геологического строения района Олимпа. И. Годфрио (Godfriaux, 1968).

Q — четвертичные отложения; породы Олимпа: — E₀ — эоценовый флиш; C₀—E₀ — мел — нижний эоцен (известняки и доломиты); J₀ — юра (?) (доломиты и доломитизированные известняки); K₀ — верхний триас (известняки и доломиты); породы Пелагонской зоны и, возможно, юго-западной окраины Вардарской зоны (И. Б.): F_p — флиш маастрихта и палеоцена (?), C_p — верхний мел (рудистовые известняки), σ_p — зеленокаменные породы; K_p — мезозой, ближе не определенный, возможно, триас — юра (мраморы, известняки, прослой сланцев), G_p — альбитовые породы, Am — амфиболиты, M_p — мраморы неопределенного возраста; G_{p0} — очковые и ленточные гнейсы; O_p — древние зеленокаменные породы; Le — лептиты; G_{r0} — гнейсо-граниты. 1 — граница тектонического окна (основание комплекса покровов); 2 — частные тектонические разрывы (надвиги, взбросы, сбросы); 3 — стратиграфические границы; 4 — зона дробления

рийского яруса. Выше присутствуют органические остатки ближе не определенного мезозоя (предполагается, что это верхи триаса, юра и мел), а в более высоких горизонтах присутствуют окаменелости с чет-

ким верхнемеловым возрастом (турон — маастрихт). Известняки верхней части карбонатной серии имеют палеонтологически доказанный эоценовый возраст и согласно перекрываются глинисто-песчаным флишем. И. Годфрио условно считает флиш среднеэоценовым, но более вероятной представляется его принадлежность к верхнему эоцену.

В аллохтоне отмечаются: 1) очковые и ленточные гнейсы, граниты и гранито-гнейсы; 2) древние зеленокаменные породы и различные метаморфические сланцы; 3) существенно карбонатная толща, которая условно отнесена к нижнему мезозою (мраморы, известняки, прослойки сланцев); 4) офиолиты, развитые главным образом на северо-востоке района (у границы с Вардарской зоной); 5) залегающие трансгрессивно на различных более древних породах верхнемеловые известняки и маастрихт-датский флиш.

В структурном отношении район Олимпа представляет собой крупную куполовидную, изометричную брахиантиформу с довольно крутыми (до $45-60^\circ$) крыльями и широким сводом, которая сформирована в новейшее время — в основном в плиоцене. Внутри тектонического окна отмечаются асимметричные складки меньшего размера, вергентные к юго-западу. Они явно связаны с воздействием аллохтона на автохтон в процессе шарьирования. В аллохтоне наблюдается ряд пологих надвиговых чешуй, особенно в северо-восточной части района, где широко развиты офиолиты. Возможно, эту часть территории следует относить не к Пелагонской зоне, а к юго-западной окраине Вардарской. Тектонический контакт автохтона и аллохтона сопровождается зоной милонитов, мощность которой местами достигает 500—700 м.

Особого внимания заслуживает «несовместимость» двух представленных здесь рядом разрезов. Наблюдаемый в автохтоне разрез большей части мезозоя и половины палеогена не имеет ничего общего с разрезом, присущим внутренним зонам Динарид, и, наоборот, весьма типичен для внешних. Его «неуместность» для внутрдинарской области тем более бросается в глаза, что наблюдаемый здесь же в аллохтоне разрез мезозойских пород достаточно типичен для Пелагонской зоны и западной окраины Вардарской. Для того чтобы сформировалась такая несходная с окружающими толщами серия отложений, потребовался бы иной ход всей геологической истории, иной тектонический режим, нежели тот, который известен всюду во внутренних Динаридах или, по крайней мере, типичен для них.

По мнению большинства геологов, стратиграфические особенности автохтонной серии Олимпа позволяют относить ее к Парнасской зоне. И. Годфрио (Godfriaux, 1968) допускает сопоставление и с Парнасской и с еще более внешней — Гавровской зоной, но сходство с зонами Парнаса и Высокого Карста, по-видимому, все-таки большее. Кроме того, принадлежность автохтонных пород данного участка к Парнасской зоне наиболее вероятна и потому, что из всех относительно внешних зон с соответствующим характером развития именно эта (в ее ранее известных границах) является ближайшей к Олимпу*.

Как бы мы ни были осторожны в оценке амплитуды шарьяжа, — трудно избежать вывода, что в фессалийском секторе Эллинид автох-

* В более поздних работах приводятся новые доводы в пользу того, что осадочную серию, обнаженную в окне Олимпа, следует относить к Гавровской зоне (Fleury, Godfriaux, 1975). Ж. Обуэном делается попытка объяснить общую покровную структуру Эллинид для обоих возможных случаев: если в окне Олимпа представлена зона Парнаса или если там обнажена Гавровская зона (Aubouin, 1974).

топ относительно внешних зон под тектоническими покровами внутренних продолжается очень далеко (не менее 100 км) к северо-востоку, вплоть до Салоникского залива, т. е. приблизительно до того места, где на поверхность выходит юго-западная граница самой внутренней зоны — Вардарской. Этот вывод имеет решающее значение, а вывод о вероятной принадлежности автохтонных пород Олимпа к Парнасской зоне служит лишь его конкретизацией.

Если внутренняя часть этой зоны представлена в виде тектонического окна в фессалийском Олимпе, то внешняя окраина образует крупный тектонический покров в горах Парнаса и Гионы, в виде пластины, которая отделилась от своих корней, двигаясь впереди офиолитовых шарьяжей Субпелагонской зоны, и частично перекрыла комплекс пиндских покровов. Последние здесь также перемещены на очень большое расстояние (70—100 км).



МОРФОЛОГО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШАРЬЯЖЕЙ

В албанском секторе Динарид* шарьяжи наиболее отчетливо выражены на границах крупных покровных комплексов или основных структурных зон (рис. 19). Ясно видимые на поверхности покровные перекрытия, нередко фестончатых очертаний (в плане), прослеживаются вдоль внешнего края Корабской зоны Пелагонид. Особенно бросается в глаза своеобразие внешней границы Субпелагонской зоны (Мирдиты), контур которой во многих местах напоминает рваные лоскутья, хотя шарьяжная пластина здесь образована в основном массивными породами офиолитовой серии многокилометровой мощности. Достаточно четки и взаимоотношения между некоторыми другими комплексами покровов, а также между частными покровами внутри главных зон.

Ниже приводятся данные по отдельным участкам.

УЧАСТОК СЕЛИШТЫ

Один из самых интересных примеров тектонических покровов был изучен в окрестностях пос. Селишта, в бассейне р. Муррес, на восточной окраине Мирдиты (Белостоцкий, 1963). Покров здесь очень отчетливо оконтуривается в виде сравнительно длинного языка, выступающего на 8—9 км в запад-юго-западном направлении со стороны Корабской зоны. Его очертания в плане напоминают ледниковую лопасть на периферии области оледенения (рис. 20).

Подстилающий комплекс представлен главным образом интрузивными породами юры — гипербазитами и рвушими их габбро; встречаются разрозненные фрагменты кровли — юрские диабазы, спилиты, кремнисто-глинистые сланцы и радиоляриты. На неровной древней эрозионной поверхности всех этих пород под аллохтоном залегают продукты их размыва — глинистые или песчано-глинистые отложения с хаотически нагроможденным валунным или глыбовым материалом, иногда переходящие в отложения флишевого типа. Корабский аллохтон сложен известняками среднего и верхнего триаса.

Нижняя поверхность покрова в общем приблизительно горизонтальна, но в деталях довольно сильно волниста. Она образует ряд повышений и понижений, в грубых чертах повторяя рельеф подложия, причем ее уровень колеблется в пределах от 600 до 1200 м абсолютной высоты. На участках повышения этой поверхности, особенно там, где теперь расположены достаточно глубокие овраги или ложбины, наблюдаются эрозионные или тектонические окна, в которых представлены послееюрские рыхлые породы, обволакивающие офиолитовую серию, реже коренные выходы габбро или гипербазитов, иногда диабазов. Например, на северном обрамлении одного из таких окон у

* Приводимые данные представляют собой результат полевых исследований, выполненных автором настоящей работы. Часть из них была отражена в ранее изданных публикациях (Белостоцкий, 1963, 1965, 1967, 1968, 1970; Белостоцкий, Колбанцев, 1969)

с. Мурра-Вьетер хорошо видно, как известняки, причудливо сгофрированные в мельчайшие складки с горизонтальным расположением осевых плоскостей, непосредственно ложатся на катаклазированные диабазы, легко поддающиеся выветриванию и распадающиеся на скорлуповатые подушечные тела (рис. 21). Несколько южнее их границы, ниже по склону, на тех же диабазах лежат интенсивно перемятые обрывки слоев известняков с затертыми между ними пачками флиша, причем слоистость тех и других пород снизу срезается перпендикулярно или под острым углом волнистой поверхностью тектонического контакта. Как характер этого контакта, так и появление флишевых пород (отсутствующих между диабазами и известняками в 100 м севернее) явно свидетельствуют о том, что здесь не существует нормальных стратиграфических соотношений между толщами. Выше по склону в 200—300 м от тектонического контакта слои верхнетриасовых известняков приобретают более спокойное залегание, падая под углом от 30 до 45° на северо-запад к осевой части «языка», образуемого тектоническим покровом.

Вокруг следующего к северу окна между горами Шуланит и Джелес отчетливо виден брахиантиклинальный характер залегания аллохтонных верхнетриасовых известняков.

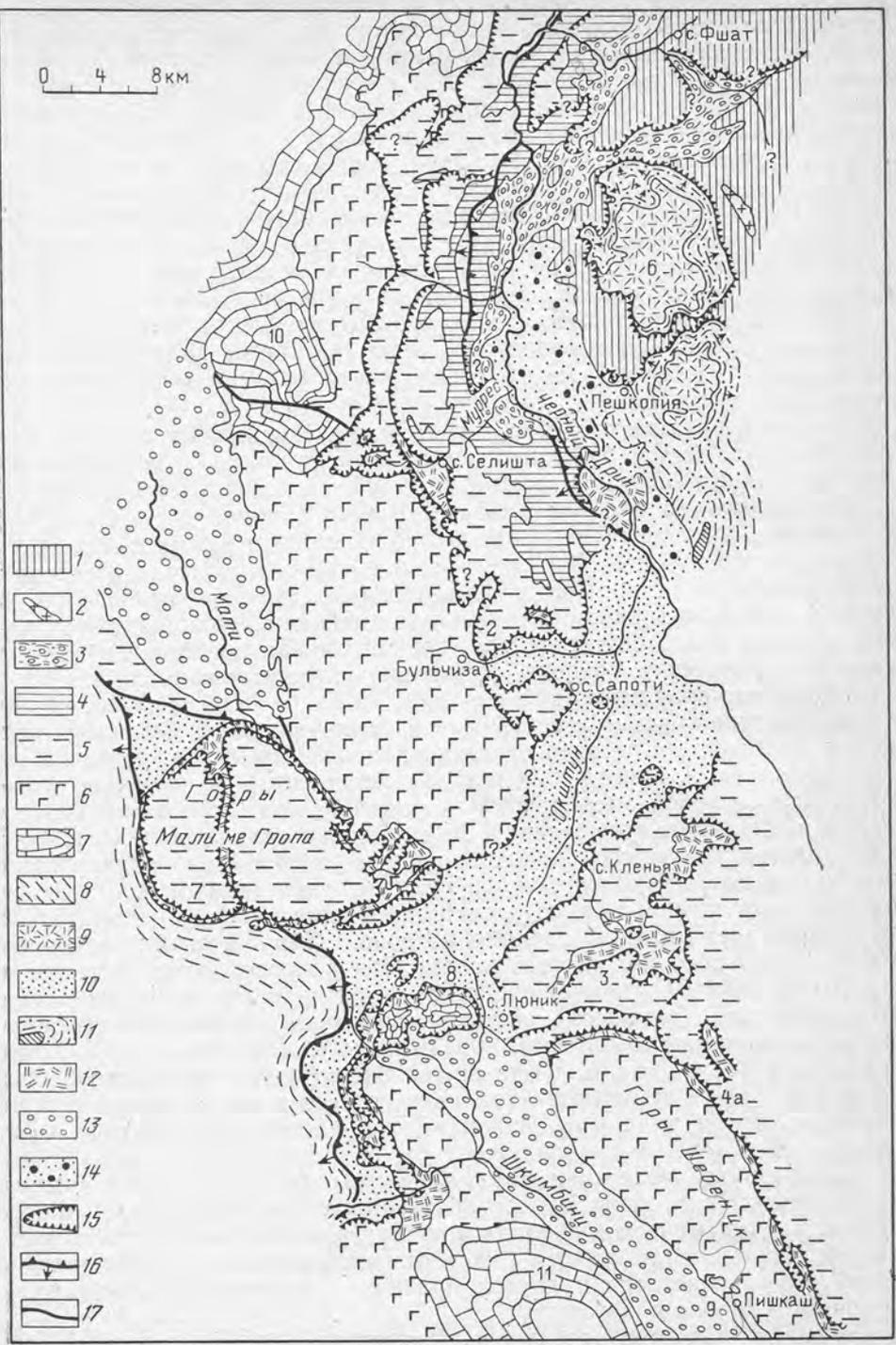
Отмеченная на окраине с. Мурра-Вьетер сильная перемятость известняков близ основания покрова наблюдается и в некоторых других местах по краям окон. В более высоких частях аллохтона известняки, как правило, залегают почти горизонтально. Позади повышений, сопровождавшихся эрозионными окнами, нижняя граница аллохтона оказывается резко опущенной, а впереди плавно понижается по направлению движения покрова. Несколько «ныряющим» является и самый конец языковидного выступа.

На участке горы Руньес (Руниес) северо-западнее Селишты виден целый ряд важных деталей строения покрова (рис. 22). Возвышаясь на 1,5 км над долинами, при ширине основания 3—4 км, гора Руньес представляет собой эродированную лежащую даже несколько перевернутую антиклинальную складку, ныряющую к запад-юго-западу. Нижнее, подвернутое крыло складки хорошо развито, не обнаруживает никаких признаков растяжения и уменьшения в мощности. С поверхностью этого крыла, т. е. со слоистостью известняков, в значительной мере совпадает нижняя граница покрова. Лишь местами некоторые пласты срезаются под острым углом. Под покровом здесь залегает та же толща рыхлых отложений, которая отмечается и в других местах. Перед лобовой (замковой) частью складки эти отложения расположены на значительной высоте, образуя близ с. Люкани, в логу между горами Руньес и Джелес нечто вроде перевернутой килевидной синклинали. Тут же отмечаются признаки резкого повышения поверхности коренных пород подложки. Западнее, на участке горы Джелес ложе покрова снова слегка погружается.

Перевернутое залегание толщ в нижнем крыле лежащей (ныряющей) антиклинали горы Руньес подтверждается детальными наблюдениями над ритмической слоистостью в терригенно-кремнистых породах, подчиненных триасовым известнякам, изучением ориентировки косой микрослоистости и других признаков, указывающих положение подошвы и кровли пластов.

В целом создается отчетливое впечатление, что языковидный тектонический покров Селишты образован двумя или несколькими ны-

0 4 8 км



- 1 [Vertical lines]
- 2 [Diagonal lines /]
- 3 [Dotted pattern]
- 4 [Horizontal lines]
- 5 [Blank]
- 6 [Stippled pattern]
- 7 [Diagonal lines \]
- 8 [Cross-hatched pattern]
- 9 [Irregular pattern]
- 10 [Dotted pattern]
- 11 [Wavy lines]
- 12 [Two parallel lines]
- 13 [Dotted pattern]
- 14 [Dotted pattern]
- 15 [Sawtooth pattern]
- 16 [Wavy lines]
- 17 [Wavy lines]

ряющими складками триасовых известняков, сильно сплюснутыми под влиянием собственного веса и «перетекавшими» друг через друга в запад-юго-западном направлении; однако более западные из них не могут быть точно реконструированы вследствие своей значительной эродированности. Чтобы занять свое современное положение впереди складки горы Руньес, участок покрова, находящийся западнее, должен был соскользнуть с ее верхнего крыла и опуститься приблизительно на километр при одновременном продвижении вперед на несколько километров*.

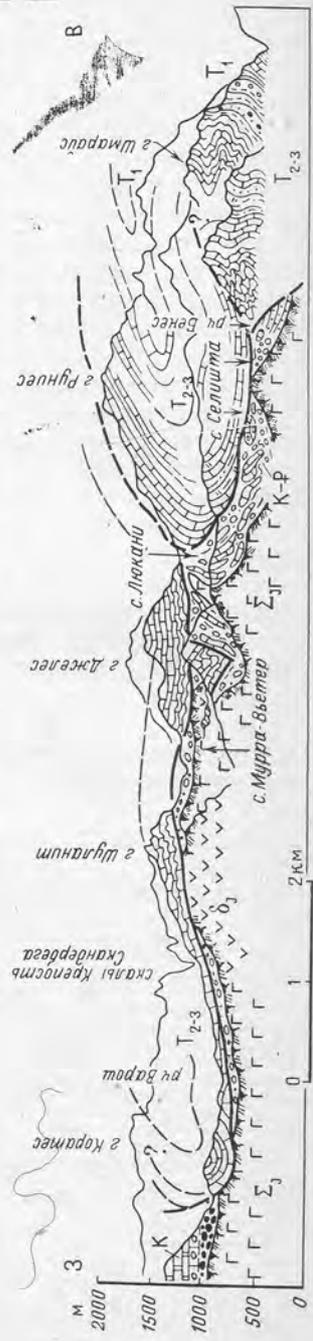
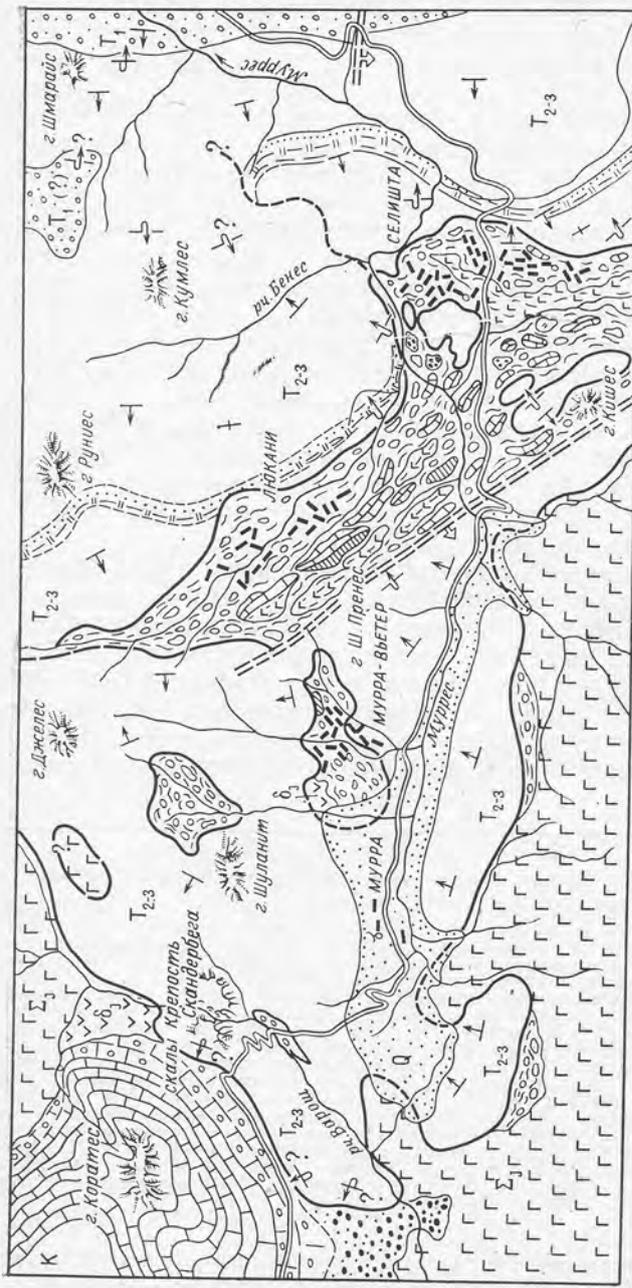
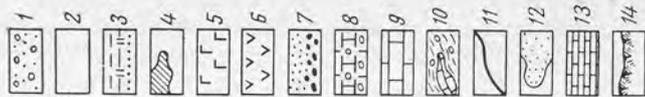
Залегающие под покровом рыхлые отложения не только образуют «прокладку» между аллохтоном и подложием, но и служат оболочкой, отделяющей друг от друга складки надвинутых известняков — элементарные единицы или дигитации покровной структуры, как это видно у с. Люкани. Естественно, что эти отложения подверглись сильной тектонической переработке и ныне уже не представляют собой собственно осадочную толщу. Это своего рода месиво, вобравшее в себя по мере движения покрова как перетертый материал, так и крупные блоки пород подложия и аллохтона. Особенно типичны гигантские плоские глыбы известняков до 750—1000 м длиной и до 250 м толщиной, напоминающие как бы щепы или занозы, отколовшиеся от покрова и погрузившиеся в рыхлый субстрат. Нагромождение этих глыб близ с. Люкани в виде острого наклонного гребня с многочисленными выходами перетертых серпентинитов между ними подтверждает наличие здесь той перевернутой килевидной синклинали, которая намечается по изгибам подошвы покрова.

В целом структура участка Селишты весьма напоминает известные примеры альпийских шарьяжей. Для очень многих покровов Альп, в том числе гельветских (Вильдхори, Дьяблере, Аксенский покров и т. д.), характерны перевернутые ныряющие антиклинальные складки, переброшенные друг через друга, и разделяющие их узкие килевидные синклинали, обращенные кверху замками, сложенные более молодой толщей мягких, наименее «компетентных» пород. В данном случае толщей, играющей роль «смазочного материала», являются

Рис. 19. Схема геологического строения характерных участков развития тектонических покровов Восточной Албании (Белостоцкий, 1963).

1 — средний — верхний палеозой: филлитовидные глинистые и песчано-глинистые сланцы, линзы известняков, дайки порфиритов; 2 — верхнепалеозойские граниты; 3 — пермо-триас (возможно, нижний триас); алевролиты, красноцветные песчаники, конгломераты; 4 — нижний и средний триас: терригенные породы, плитчатые известняки; 5 — известняки среднего и верхнего триаса; 6 — офиолитовый комплекс Мирдиты: преимущественно гипербазиты, реже габбро юрского возраста; остатки кровли (диабазы и радиолариты средней и верхней юры); 7 — меловые известняки; 8 — флиш Пиндской зоны (мел — палеоген): терригенные флишоидные отложения с подчиненной толщей известняков; 9 — гипсово-ангидритовая толща Кораба проблематического возраста; 10 — палеогеноперечного полуокта Окштунта: терригенные отложения, возможно отвечающие флишу Пинда; 11 — верхний мел и палеоген Корабской зоны (песчаные аргиллиты, прослой мергелистых известняков с нуммулитами) с пачкой турон-сенонских известняков в основании; 12 — меланжированные продукты размыта офиолитов Мирдиты под тектоническими покровами («обломочно-офиолитовая прокладка»); 13 — миоценовые молассы; 14 — плиоцен-четвертичные рыхлые отложения горных долин; 15 — границы тектонических покровов; 16 — надвиг; 17 — сбросы. Участки покровов: 1 — Селишта, 2 — Бульчиза, 3 — Кленья—Люник, 4 — Ябланица—Шебеник, 5 — Фшат, 6 — Кораб—Пешкопия, 7 — Мали ме Гропа, 8 — Здрайши, 9 — Пишкаш, 10 — Шентит, 11 — Полиси

* Упоминание о соскальзывании не следует воспринимать как категорическое утверждение о гравитационной природе покровов Селишты. Величина соскальзывания оценивается сугубо ориентировочно. Во время покровообразования уклон поверхности, по которой двигался покров, мог быть иным, чем теперь.

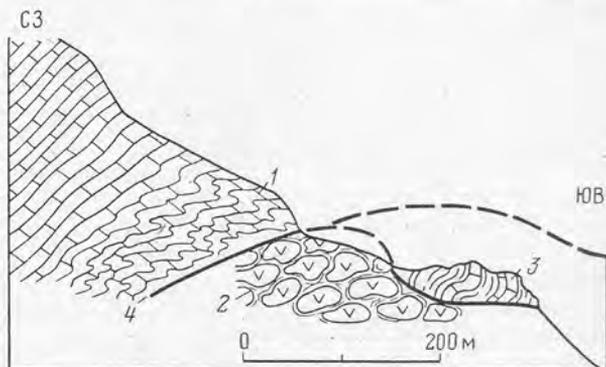


послеюрские рыхлые отложения, к которым примешан перетертый серпентинитовый материал.

Если отвлечься от многих сложных явлений, о которых здесь говорится, и представить откров Селишты как единое более или менее плоское тело, то его залегание можно охарактеризовать как довольно спокойное. При этом отмечается, что он смят в пологие брахискладки. Брахиантиклиналям (брахиантиформам) соответствуют, в частности, окна близ с. Мурра-Вьетер, возле горы Шуланит и западнее горы Джелес, а примером брахисинклинали может служить участок, заклю-

Рис. 21. Соотношения между аллохтонными триасовыми известняками и диабазами подложия на северной границе тектонического окна близ с. Мурра-Вьетер.

1 — известняки; 2 — диабазы; 3 — останец чешуи, сложенной флишем с фрагментами слоев известняков; 4 — тектонические контакты



ченный между горой Шуланит и концом языковидного выступа. Наличие здесь брахискладчатости тем более интересно, что она наблюдается и в других случаях нахождения покровных структур. Вероятно, это вполне закономерное явление.

Южная часть верхней (более западной) дигитации покрова, со скалистой вершиной Шен-Пренес, по крутопадающей поверхности сбросового типа, северо-западного простирания, опущена на несколько сотен метров по отношению к соседнему блоку, где имеется обширное тектоническое окно, в пределах которого расположены села Люкани и Селишта (см. рис. 20). Это значительно усложняет контур покрова на современной топографической поверхности.

Очень выразительны останцы покрова, встречающиеся в пределах окна Люкани — Селишта. Самый крупный из них длиной более 1 км и шириной до 400 м слагает северо-восточный склон горы Кишес юго-западнее Селишты. Здесь представлено полуцилиндрическое тело триасовых известняков — замок эродированной складки, обращенный выпуклостью к юго-западу. Вершина и юго-западный склон той же горы сложены рыхлыми породами, подстилающими и облекающими покров, наподобие того, как ультрагельветский флиш в Альпах, обволакивает дигитации гельветских покровов. Другой останец приблизительно

Рис. 20. Структурно-геологическая схема и обобщенный разрез участка пос. Селишта (Белостокский, 1963, 1970).

1 — терригенная толща нижнего триаса; 2 — известняки среднего и верхнего триаса; 3 — песчаники, радиоляриты и кремнисто-глинистые сланцы, подчиненные известнякам среднего триаса; 4 — юрские диабазы и радиоляриты в кровле мезозойских интрузий и в отторженцах под тектоническим покровом; юрские интрузии: 5 — гипербазиты, 6 — габброиды; меловые отложения (баррем — сенон): 7 — базальные конгломераты и конглобрекции гипербазитов и габброидов, 8 — известняковые конгломераты и известковистые песчаники, 9 — известняки; 10 — подпокровная «обломочно-офиолитовая прокладка» (меланж) с отторженцами пород покрова и подложия; 11 — подошва тектонического покрова; 12 — четвертичные отложения; 13 — известняки среднего и верхнего триаса; 14 — поверхность размыва офиолитов

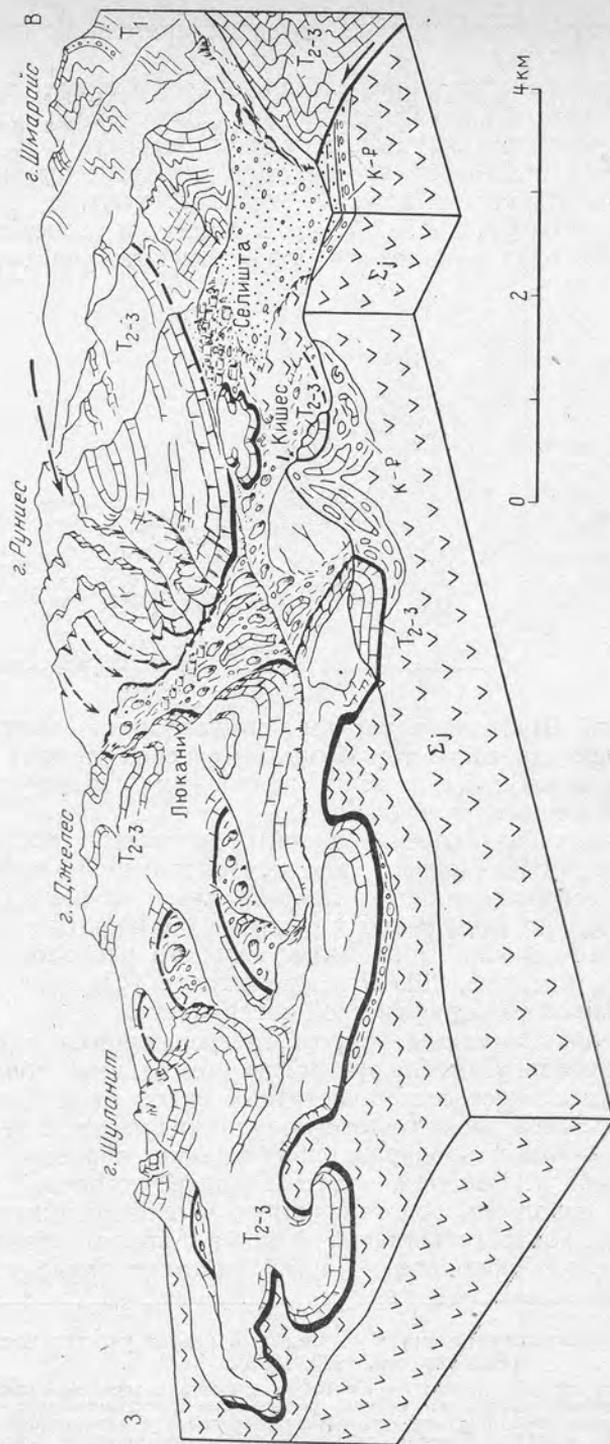


Рис. 22. Строение тектонического покрова Селишта (Белостокский, 1963).

Σ_j — юрские гипербазиты с остатками кровли, образованными диазами и радиоляритами (подложие); К-Р — меловые — палеогеновые терригенные флишодные осадки и сорванные с основания грубообломочные отложения на поверхности размыта офиолитов; T₂₋₃ — известняки среднего и верхнего триаса (аллохтон); T₁ — терригенные отложения нижнего триаса

изометричной формы площадью 500×600 м расположен у шоссе на западной окраине Селишты, над бровкой правого склона долины Муррес. К нему с севера примыкает еще один, совсем маленький останец, находящийся у самого берега реки. Под останцом у шоссе хорошо виден необычный характер деформации, разрушения и перемешивания пород под аллохтоном (рис. 23). Здесь наблюдаются фрагменты сложно перемятой аргиллитовой или флишоидной песчано-глинистой толщи, обрывки толщи кремнисто-глинистых сланцев с отдельными пластами радиоляритов, перемешанные тиллитовидные породы с обломками и глыбами серпентинитов, триасовых известняков, радиоляритов, диабазов, иногда габбро, заключенными в рыхлом песчано-глинистом субстрате с полностью разрушенной слоистостью. Вместо слоистости в этих породах развиты специфические вторичные текстуры течения, обтекающие отдельные глыбы, валуны и обломки. Изредка встречаются более крупные глыбы известняков и радиоляритов, образующие рулоноподобные свертки или эллиптические тела со структурой снежного кома и лоскутообразные, с рваными краями, блоки рассланцевания серпентинитов. По ориентировке глыб, расположению фрагментов пластов и вторичным текстурам течения видно, что тектонический покров двигался по всем этим породам в западном направлении. Восточнее отмечается увеличение количества серпентинитового материала, и смешанные породы постепенно переходят в полурыхлые рассланцованные серпентиниты, далее сменяющиеся сравнительно плотными. Выходы плотных серпентинитов протягиваются в виде гребня (выступа коренных пород подложия) приблизительно в середине промежутка, разделяющего останец покрова и восточный край тектонического окна. На восточном склоне гребня залегает песчано-аргиллитовая флишоидная толща.

К западу от останца, расположенного у шоссе на западной окраине Селишты, встречаются многочисленные глыбы и гигантские блоки триасовых известняков, заключенные в рыхлой массе перемешанных пород.

Под небольшим останцом покрова на берегу р. Муррес лежат плотные конглобрекции и гравелиты с гальками и обломками офиолитов. За счет милонитизации пород под покровом здесь образовались горизонтальные зоны серпентинитовых тектонитов, внешне напоминающие дайки или пластовые интрузии (рис. 24). В известняках нижней части покрова в пределах останца наблюдаются сколовые трещины, параллельные подошве аллохтона.

Соединяя мысленно все сохранившиеся фрагменты покрова и восстанавливая их первоначальную связь с известняками за пределами эрозивного окна юго-восточнее Селишты, мы можем реставрировать здесь продолжение лежащей антиклинальной складки горы Руньес, которая на правобережье р. Муррес почти полностью эродирована в связи с более низким уровнем современной топографической поверхности и более высоким положением подошвы покрова. В останцах на западной окраине Селишты представлена часть нижнего, подвернутого крыла этой складки, а на горе Кишес — его фронтальная, замковая часть. Перемещаясь в западном или запад-юго-западном направлении, в качестве одной из дигитаций покрова, складка должна была сдирать с подложия сначала только часть флишоидной песчано-аргиллитовой толщи; затем к захваченным таким путем породам мог прибавиться серпентинитовый материал, сорванный с вершины гребня, и

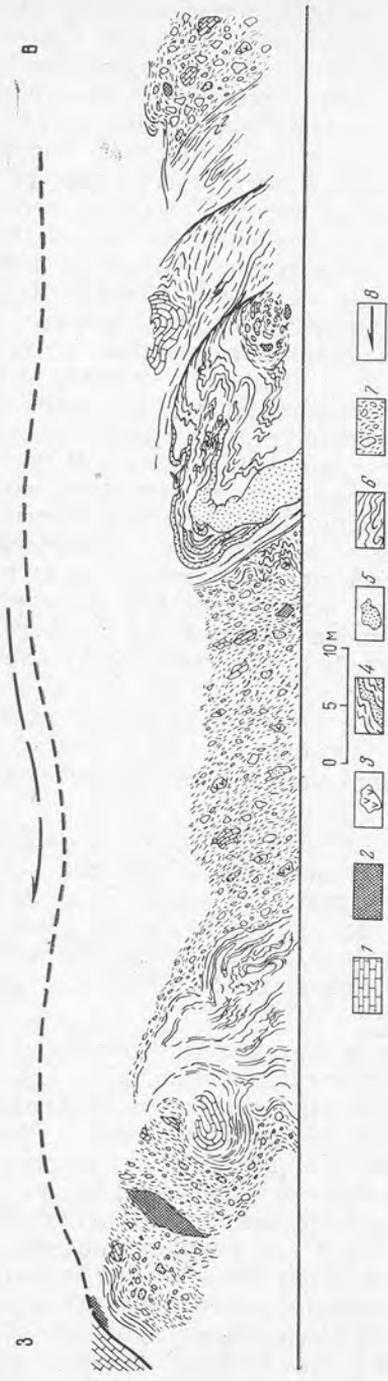
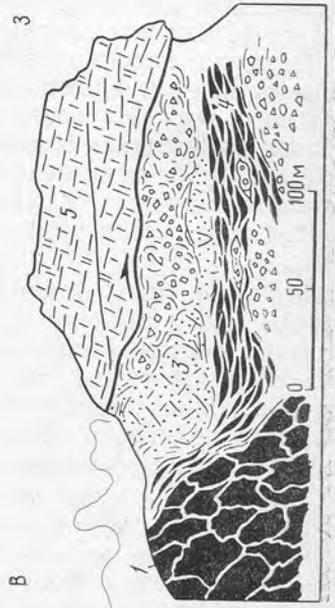


Рис. 23. Строение зоны меланжа под останцом тектонического покрова на западной окраине Селишты. 1 — триасовые известняки (слева сверху — подошва покрова); 2 — рассланцованные серпенти ниты, затертые среди рыхлых образований и глыбы гипербазитов; 3 — диабазы (глыбы); 4 — кремнисто-гли нистые сланцы с пластиками плотных радиоларитов; 5 — глыбы радиоларитов; 6 — аргиллиты и песчаные аргиллиты; 7 — рыхлые мореноподобные тектониты с глыбами различных пород в щебенчато-аргиллитовом субстрате; 8 — направление движения тектонического покрова

Рис. 24. Зона серпентинитового меланжа под останцом триасовых известняков на правом берегу р. Муррес у пос. Селишта.



1 — серпентинизированные перидотиты; 2 — конгломераты с гальками гипербазитов, габбро и известняков; 3 — граувакковые песчаники с большим количеством обломков серпентинитов («офиолитокластиты»); 4 — серпентинитовый меланж; 5 — аллохтонные известняки триаса (с горизонтальной складовой трещиной); 6 — направление движения тектонического покрова

различные породы кровли интрузии, местами сохранившиеся среди гипербазитов (радиоляриты, диабазы). Одновременно должны были появляться глыбы и блоки известняков, отколовшиеся от аллохтона. Вблизи замка складки-дигитации, перед фронтом движущихся масс, очевидно, возникали условия для максимального сгуживания всех каменных материалов. В этом месте собрались самые крупные блоки пород, оторванных от подстилающего комплекса и аллохтона. Естественно, что и состав обломочных образований здесь оказался самым сложным, наиболее далеким от первоначального состава осадочной толщи, и последняя полностью превратилась в тектонический меланж.

Флишoidная песчано-глинистая толща, сохранившаяся на восточном склоне коренного выступа серпентинизированных гипербазитов южнее Селишты, сложена хорошо литифицированными алевролитами, известковистыми песчаниками, сланцеватыми аргиллитами и мергелисто-глинистыми сланцами. Пласты их полого падают на восток. В нижних горизонтах толщи, на размытой поверхности гипербазитов залегают офиолитовые конглобрекчи и конгломераты (со следами развальцевания). Развитые далее к востоку известняки верхнего и отчасти среднего триаса с подчиненной им пачкой кремнистых отложений надвинуты на флишoidную толщу приблизительно параллельно ее слоистости на запад-юго-запад. Складки, образованные триасовыми известняками, срезаются поверхностью надвига. Создается впечатление, что этот «срезающий надвиг», ограничивающий с востока окно Люкани — Селишта, не проникает в вышележащие дигитации, в частности, не пересекает нижней поверхности складки — покрыва горы Руньес.

При хорошей сохранности флишoidных пород под надвигом (в том смысле, что они здесь не превращены в меланж) в них местами наблюдается интенсивная перемятость. В отдельных пунктах, которые, вероятно, располагались непосредственно под покровом, пока он не был эродирован, толща частично раздроблена, и в полурыхлую массу флишoidных пород затерты разрозненные немногочисленные глыбы и фрагменты пластов триасовых известняков сравнительно небольшого размера. В свою очередь, возможен тектонический срыв флишoidной толщи с небольшим ее продвижением к запад-юго-западу вместе с покровом. Это тем более правдоподобно, что и в самом ее цоколе — в самых верхних горизонтах, представленных рассланцованными серпентинитами, — могло происходить такое же движение материалов.

Не разрушенные тектоническим меланжированием отложения типа дикого флиша или олистостромов под покровом Селишты не встречены, однако в некоторых других районах Мирдиты их удалось наблюдать, что позволяет уверенно говорить об их участии в формировании офиолитово-терригенного меланжа. Описание этих отложений будет приведено в другой главе.

В центральной части окна Люкани — Селишта наряду с оторженцами известняков, радиоляритов, диабазов и серпентинитов встречены блоки известняковых конгломератов с галькой гипербазитов и габбро. Эти конгломераты неотличимы от некоторых подстилающих толщу меловых известняков в горах Шентит в соседнем районе (западнее истоков р. Муррес). Можно думать, что где-то здесь первоначально происходил переход флишевых или флишoidных фаций мела, развитых восточнее, в карбонатные фации, присущие более западной части зоны Мирдиты.

Для выяснения природы тектонических покровов типа Селишты интересны данные о лежащих складках более восточного участка, расположенного в низовьях р. Муррес. Из последовательной смены отложений с востока на запад с общим погружением толщ в западном направлении видно, что все обращенные замками к западу складки этого участка являются антиклинальными, а сопряженные с ними складки противоположной ориентировки — синклинальными. По мере увеличения крутизны общего падения толщ к западу (а это отмечается с приближением к Селиште) лежащие складки развиваются все более интенсивно, с образованием каскадов, где каждая складка полностью перекрывает расположенную ниже или даже выдается несколько вперед. Яркие примеры таких каскадов можно встретить на горе Шмарайс (см. разрез на рис. 20) и на левом берегу р. Муррес у восточной окраины Селишты. Если допустить, что движение массы горных пород в западном направлении в самой верхней (приповерхностной) зоне земной коры не ограничивалось образованием подобных нагромождений пликативных дислокаций, то придется думать, что наиболее высоко расположенные складки должны были соскользнуть с вершины каскада. Двигаясь вперед и вниз, они могли перекрывать эрозионную поверхность более западного участка, т. е. образовать покров. С намеченной картиной хорошо согласуются наблюдаемые соотношения между каскадом лежащих складок на восточной окраине Селишты и ныряющей антиклиналью горы Руньес, представляющей собой часть покровной структуры. Величина соскальзывания в вертикальном выражении в данном случае составляет не менее 600—700 м.

При такой интерпретации можно предполагать, что «родина» покрова Селишта расположена рядом с ним самим, у северо-восточной границы эрозионного окна Селишта — Люкани, но, конечно, не исключено и более отдаленное происхождение покрова. Последнее особенно вероятно потому, что восточнее расположена полоса значительных поднятий, в пределах которой обнажена подошва шарьированного комплекса палеозойских и раннемезозойских толщ Корабской зоны.

Лежащие складки, образующие каскады вблизи покровов течения, отличаются одной замечательной особенностью: их нижние, подвернутые крылья совершенно не растягиваются, не уменьшаются в мощности и не сопровождаются разрывами. Эта их особенность выражена чрезвычайно отчетливо в районе Селишты, как и во многих других местностях Албании. Отмеченное свойство складок такого типа Л. У. де Ситтер (1960) считает надежным критерием их гравитационного происхождения. В дальнейшем мы убедимся в ошибочности этого вывода. Несомненно лишь то, что складки данного типа возникают в обстановке, когда возможно свободное горизонтальное течение достаточно пластичных горных пород, чем бы оно ни вызывалось.

Анализ таких складок при очевидной связи их с покровами течения позволяет наметить общую схему их развития с образованием покровных структур в конечной стадии процесса (рис. 25). При этом выделяется целый ряд промежуточных стадий: от возникновения эмбриональных стулообразных складок (а) на фоне преобладающего моноклинального залегания толщ, через лежащие складки с короткими подвернутыми крыльями (б) к серии хорошо развитых лежащих складок с нижними и верхними крыльями почти равной величины (в), а затем и к настоящему складчатому каскаду (г—д), дальнейшее развитие которого ведет к продвижению отдельных складок вперед и

вниз (с вершины каскада) (е) и к образованию покрова (ж). Существенную роль при выделении различных стадий процесса играет соотношение величины верхнего и нижнего крыльев лежащих антиклинальных складок. На последних стадиях процесса нижнее крыло должно быть больше верхнего. Движение материала в складках, образующих элементарные единицы покровов течения, по предлагаемой нами схеме может происходить подобно тому, как происходит движение гусе-



Рис. 25. Последовательные стадии развития лежащих складок (а—ж) и превращения их в конечной стадии в покровы течения.

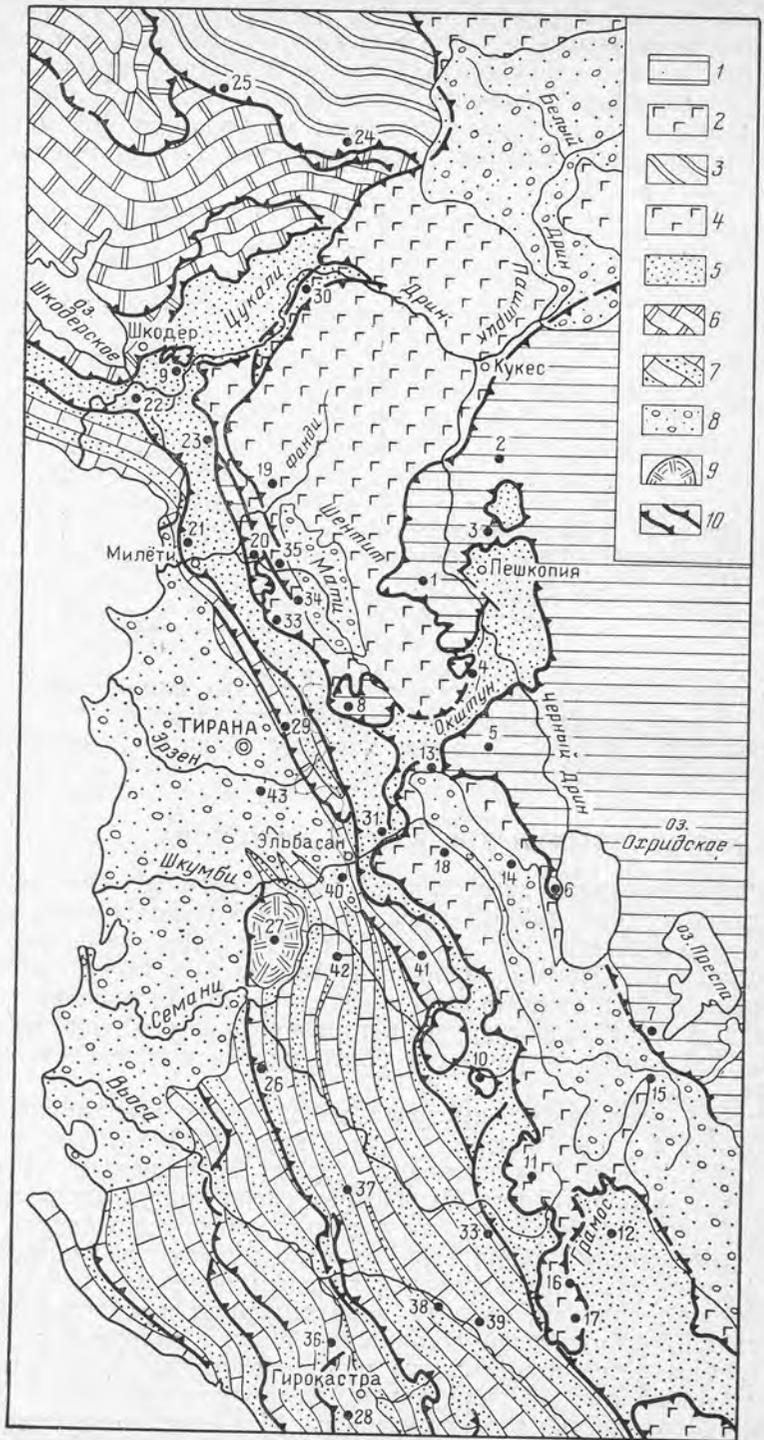
ницы трактора, — путем простого «накатывания» или перетекания вещества из верхнего крыла через замок складки в нижнее.

Наблюдения в районе Селишты, как нам кажется, подтверждают реальность этой схемы.

РАЗЛИЧНЫЕ УЧАСТКИ КОРАБСКОГО АЛЛОХТОНА

Фестоны триасовых известняков, шарьированных на офиолиты Субпелагенской зоны, наблюдаются еще в нескольких местах за пределами Селиштенского участка (см. рис. 19). Один такой фестон вытянутоязыковидной формы расположен южнее Селишты, в районе р. Бульчизы. Конец известнякового «языка» отрезан эрозией от его основной части и образует крупный горизонтальный клипп площадью 6×4 км. Вблизи встречаются более мелкие клиппы тех же известняков.

Несколько фестончатых выступов аллохтонных известняков выделяется южнее долины Окштуна (правой ветви р. Бульчизы), в районе сел Кленья и Люник. Еще южнее, в горах Ябланицы и Шибеника, а также на западном берегу Охридского озера контур внешнего края Корабской зоны, в общем, не так извилист, но обусловленные шарьяжем взаимоотношения пород выражены не менее отчетливо. Триасовые известняки здесь шарьированы, главным образом, на гипербазиты, местами на диабазы, спилиты и радиоляриты или кремнисто-глинистые сланцы офиолитовой ассоциации. Между аллохтоном и подложием наблюдается мощная зона офиолитового или офиолито-терригенного меланжа того же типа, как и под покровом Селишта. Его характерные особенности: а) «крошево» из обломком кремнистых пород и диабазов, иногда с затертым между ними аргиллитовым или песча-



но-аргиллитовым материалом; б) обилие развальцованных серпентинитов, которые или образуют (в смеси с аргиллитами) основную массу меланжа или же слагают отдельные плоские субгоризонтальные тела, напоминающие пластовые дайки (иногда это просто линзы); в) блоки известняков разных размеров и форм, в некоторых случаях эллипсоидальные или сигаровидные (веретенообразные).

Обнаженная в отдельных небольших окнах или полуокнах нижняя поверхность аллохтонных известняков очень неровна, зазубрена, образует своего рода «заусенцы» или «занозы», которые далеко вдаются в меланж (или, наоборот, меланж проникает по отдельным расщелинам внутрь известняков, причем нередко эти расщелины ориентированы почти параллельно общему положению подошвы покрова). Шарьяж здесь напоминает гигантскую плохо обструганную доску. Величина неровностей в его подошве может измеряться метрами в вертикальном направлении (перпендикулярно к поверхности смещения), а длина «заноз» или «расщелин» — десятками метров. Такие взаимоотношения пород хорошо видны, например, на западном берегу Охридского озера.

К югу и юго-востоку отсюда фронт Корабского аллохтона во многих местах скрыт под верхнемиоценовыми и плиоцен-четвертичными отложениями. Однако среди поля триасовых известняков в этих местах также присутствуют небольшие тектонические окна с выходами офиолитового меланжа. Одно из таких окон брахиантиклинального строения обнаружено у перевала Звездес в горах Мали-Тцат (Голичича) близ озера Преспа (рис. 26, участок 7).

Разрозненные бескорневые лоскуты тех же известняков встречены в самых различных частях Субпелагонской зоны вплоть до ее юго-западной окраины. Некоторые их клиппы оказались даже перемещенными за ее пределы. В силу каких-то причин наибольшее количество аллохтонных известняков триаса ныне сохранилось во фронтальной части шарьяжа Мирдиты. Иногда они образуют его передовые чешуи. Тектоническая транспортировка триасовых известняков из Корабской зоны через всю Субпелагонскую неизбежно должна была отразиться на формировании здесь меланжа и вызвать некоторые другие структурные явления, в том числе срыв меловой карбонатной толщи с офиолитового цоколя. Эти явления будут описаны далее. Пока важно подчеркнуть, что верхние дигитации покровов Корабской зоны — аллохтонные триасовые известняки в виде изолированных клиппов могут быть удалены на большое расстояние от главного фронта шарьяжей Пелагонид. Значительный интерес представляют данные о структурах участков Короба — Пешкопии и Фшата.

Рис. 26. Расположение участков наблюдений в различных зонах албанского сектора Динарид.

1—7 — зоны: 1 — Пелагонская, 2 — Субпелагонская с ее северным продолжением, 3 — Дурмиторская, 4 — Комани—Фьерза (блок), 5 — Пиндская и, возможно, более внутренние зоны, раннего флиша, 6 — Высокого Карста, 7 — внешние зоны Эллинид и их северо-западное продолжение; 8 — молассовые погребы; 9 — гипсовые купола; 10 — границы структурных зон (комплексов шарьяжей) и фронтальные линии отдельных покровов.

Участки: 1 — Селишта, 2 — Фшат, 3 — Кораб—Пешкопия, 4 — восточнее Бульчизы, 5 — Кленья, 6 — западнее Охридского озера, 7 — Звездес, 8 — Мали ме Гропа, 9 — восточнее Шкодера, 10 — среднее течение Девола (Моглича), 11 — Виткучи, 12 — Грамос, 13 — Здрайши, 14 — Пишкаш, 15 — Зембляку (северная оконечность гряды Морава), 16 — Бармаш, 17 — близ Лесковика, 18 — Полши, 19 — Калёри, 20 — Шкопет, 21 — Леши—Милоти, 22 — Бердичес, 23 — Шмилит, 24 — Гаши, 25 — Вермоши, 26 — гряда Шпирагрит—Людджерия, 27 — Думрея, 28 — Мали Джер, 29 — Данти, 30 — Комани-Фьерза, 31 — восточнее Эльбасана, 32 — Шкрети, 33 — Фрашери, 34 — Трая, 35 — Ульза, 36 — севернее Гирокастро, 37—39 — участки олистостромового горизонта на северо-восточном крыле антиклинали Немерчка: 37 — Дервен, 38 — Пермети, 39 — Чаршовес, 40 — Лыджи Эльбасан, 41 — Тервольская антиклиналь, 42 — Марракутская антиклиналь, 43 — Петрела

Участок с. Фшат (Белостокский, 1963) находится в бассейне р. Чаес в пределах Корабской зоны недалеко от ее фронта, севернее Селишты (см. рис. 19). В связи с замыканием Пелагонид и поворотом Субпелагонской зоны на северо-восток вдоль линии Шкодер—Печ фронт шарьяжей здесь простирается к северо-востоку с вергенцией структур в северо-западном направлении. В бассейне р. Чаес развиты филлитовидные глинистые и углисто-глинистые сланцы верхнего палеозоя (карбон—пермь) с подчиненными им плитчатыми известняками. Стратиграфически выше лежат пермо-триасовые пестроцветные терригенные отложения—аналог серии Веррукано, а на них—терригенно-карбонатная и известняковая толщи триаса. Наблюдаемая последовательность залегания толщ во многих случаях не отвечает стратиграфической. На участке с. Фшат верхнепалеозойские сланцы и плитчатые известняки как подстилаются, так и покрываются пестроцветными отложениями пермо-триаса. Характерно широкое развитие лежащих складок и наличие следов горизонтальных шарьяжных перемещений.

В высоких скалах, прорезанных тесниной ручья юго-западнее села, в пачке плитчатых известняков верхнего палеозоя представлен великолепный пример каскада лежащих складок (рис. 27). Здесь обнаружено бесчисленное множество располагающихся друг над другом мелких пликативных форм с горизонтальными осевыми плоскостями. Простираение их, как и более крупных структур, северо-восточное. Средняя ширина складок около 3 м, амплитуда 12—15 м. В столбе породы высотой около 400 м заключено более ста таких дислокаций, причем каждая, расположенная выше, выдается вперед (на северо-запад) по отношению к ниже расположенной. В совокупности они образуют нависающий каскад, который служит перевернутым крылом более крупной складки, опрокинутой к северо-западу. Более крупные складки представлены тремя лежащими антиклиналями и двумя синклиналями. Они асимметричны. Нижние, перевернутые крылья антиклиналей короче верхних: величина первых не превышает 400—500 м, вторые достигают 1000 м. При этом нижние крылья залегают наклонно с падением к юго-востоку, а верхние горизонтальны.

О том, что складки опрокинуты к северо-западу, свидетельствуют и стратиграфические и структурные данные. Над верхним крылом самой верхней из крупных лежащих складок севернее Фшата наблюдается целая серия надвинутых друг на друга известняковых чешуй антиклинального строения, скользвивших в северо-западном направлении. Они напозлази друг на друга, нагромождаясь там, где движение передних чешуй замедлялось и препятствовало свободному скольжению остальных. За исключением этих относительно небольших антиклиналей со срезанными нижними крыльями для всех пликативных структур участка характерна полная сохранность и значительная мощность перевернутых крыльев.

В районе Фшата отчетливо проявлено перетекание вещества от более восточных участков к более западным или от внутренней части Корабской зоны к ее периферии, в процессе структурообразования. Лучше всего это видно в сланцевой пачке, которая залегают между описанными складками известняков и еще одним выходом тех же пород на юго-востоке (у самого села). Здесь в известняках присутствует лежащая антиклиналь с обрамляющей ее синклиналью. Трудно сказать, являются ли эти известняки самостоятельной, более древней

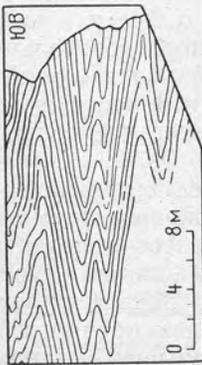


Рис. 27. Участок тектонического покрова, сложенного известняками и сланцами верхнего палеозоя в районе с. Фшат. На врезке деталь строения лежащих складок в изветствиях на участке, отмеченном крестиком.

известняковой пачкой или стратиграфически идентичны известнякам, о которых говорилось до сих пор. Как бы то ни было, между теми и другими выходами известняков образуется как бы «мешок», заполненный сланцами, с наиболее узким щелевидным промежутком в относительно возвышенных частях района и с утолщением в пониженных. Если в возвышенных местах известняки, ограничивающие сланцевую пачку, сближены друг с другом на 100—150 м, то в более низких сланцы образуют «раздув» до 1000 м мощностью. Таким образом, ограничения геологического тела, сложенного сланцами, не параллельны друг другу, причем разница в углах падения достигает 20—25°.

«Раздув» сланцевого тела является несомненно тектоническим, хотя ясных лежащих складок в пачке сланцев не видно. Зато там часто можно встретить мощные тела разрыхленных углисто-глинистых пород, которые нагнетались из других мест, где сланцы имеют теперь незначительную мощность. Породы сланцевой пачки несут ясные следы раздавливания в вертикальном направлении и течения (местами беспорядочного) в горизонтальной плоскости.

Описанный крупный каскад складок в известняках также может рассматриваться в качестве тектонического «раздува» известняковой пачки. Он располагается несколько северо-западнее сланцевого «раздува». Этим еще более подчеркивается картина общего перетекания вещества с юго-востока на северо-запад, к периферии зоны Кораба. В каждой вышележащей толще фронт громоздившихся друг на друга лежащих складок или тектоническое утолщение нагнетавшихся наподобие жидкости материалов оказывается продвинутым далее к северо-западу, в сторону общего движения тектонических покровов.

Известняки, которые образуют нижнее обрамление сланцевого тела, на южной окраине Фшата ограничены снизу зоной милонитизации, параллельной слоистости пород. В строении этой зоны, полого падающей к северо-западу, участвуют перетертые серпентиниты. Ниже залегают мощные пестроцветные песчаники, гравелиты и конгломераты пермо-триаса. Тектонический характер поверхности, ограничивающей снизу известняки и сланцы, хорошо виден и на более юго-западном участке, на водоразделе, где «нижние» известняки исчезают и разрыв проходит по сланцам.

Если «нижние» известняки близ основания покрова и «верхние» с каскадами лежащих складок стратиграфически идентичны друг другу, то все описанное сланцево-известняковое тело составляет одну большую ныряющую антиклинальную складку, типа складки горы Руньес, но более крупную и сложнее построенную. Далее к юго-западу, где развиты в нормальной стратиграфической последовательности породы пермо-триаса и триаса, представлен лобовой участок этой складки-дигитации Корабского покрова. Только в нижней части склонов гор и в долинах местами отмечается опрокинутое залегание толщ, отвечающее ее перевернутому крылу (рис. 28).

В целом наблюдения в районе с. Фшат служат хорошей иллюстрацией к принятой нами схеме образования покровов течения путем «накатывания» лежащих складок. Кроме того, здесь отмечается перетекание материалов как следствие нагнетания, а также скольжение отдельных чешуй (в верхней части изученного пакета структур). Чешуи могли возникать в результате того, что предел прочности известняков над верхней крупной антиклиналью был превышен, например, под напором более высокой дигитации, если формирование покровов не бы-

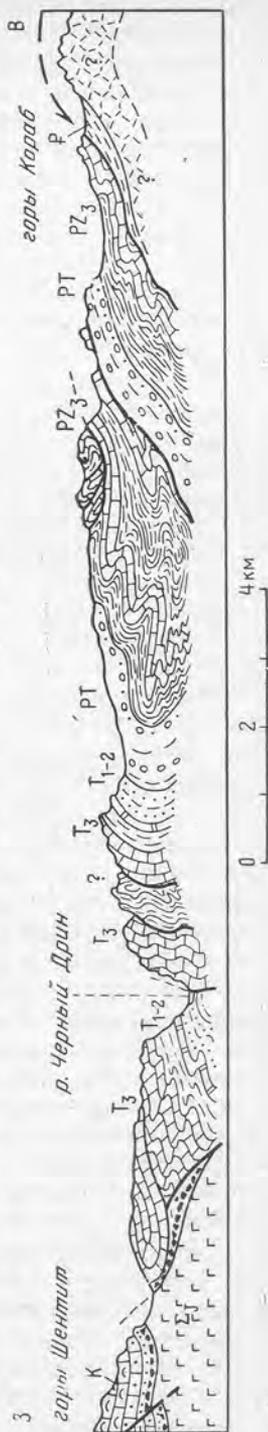
ло обусловлено действием силы тяжести, или в противоположном случае, — под влиянием слишком большого горизонтального градиента гравитационных усилий (при чрезмерной величине уклона тектонического покрова в сторону его движения). Начавший здесь формироваться складчатый каскад, который мог бы стать перевернутым крылом четвертой крупной антиклинали, не успел еще полностью развиться, как его пересекли субгоризонтальные разрывы, что и привело к образованию целой серии чешуй скольжения.

Участок Кораба—Пешкопии расположен на северном обрамлении большого Дебарского тектонического полуокна, где выходят на поверхность флишоидные терригенные отложения верхов мела и палеогена в окружении надвинутых палеозойских и триасовых толщ (см. рис. 19).

Возможно, что обнаженный здесь дебарский флиш (точнее, флишоид) накапливался в прогибе, который тяготел к границе Корабской и Субпелагонской зон, охватывая окраины той и другой. Залегаящий на офиолитах флиш тектонического окна Селишта—Люкани мог принадлежать к отложениям западной окраины этого же прогиба.

С Дебарским полуокном смыкается поперечное полуокно Окштупа («коридора Шенгерги»), в котором обнажается также флишоидная терригенная толща, близкая по возрасту и составу к дебарскому «флишу», хотя последний надвинут на нее. Не исключено, что участки накопления этих двух терригенных толщ первоначально были удалены на большое расстояние друг от друга.

В пределах участка Кораба—Пешкопии расположены две крупные почти изометричные брахиантиклинальные складки (брахиантиформы)



28. Обобщенный разрез Корабской зоны и ее стыка с зоной Мирдита.

PZ₃ — терригенные толщи верхнего палеозоя с подчиненными известняками (карбон—пермь); PT — пестроцветная серия Веррукано верхней перми и низов триаса (?); T₁₋₂, песчано-сланцевые (частью конгломератные) толщи нижнего и среднего триаса, с подчиненными известняками; T₃ — известняки верхнего триаса; Σ₃ — гипербазиты юрского возраста; K — меловые отложения (от баррема — апта до сенона): внизу базальные конгломераты офиолитового состава (на востоке, в параавтохтонной чешуе перекрытые флишем), выше — известняковые конгломераты и известковистые песчаники, сверху — рудистовые известняки; P — флишоидные карбонатно-терригенные отложения, синеватые чешуйчатые глины среднего—верхнего эоцена. В ядре брахиантиклинали толща гипсов проблематического возраста. В блоке, зажатом между выходами верхнего триаса на восточном берегу р. Черного Дрина, — хаотически смятые сланцы нижнего—среднего триаса или верхнего палеозоя

купольного типа, длиной и шириной по 8—10 км. В ядре каждой из них обнажены гипсы и ангидриты неустановленного, вероятно пермо-триасового, возраста, на которых лежат песчаные и мергелистые аргиллиты с редкими прослоями нуммулитовых известняков эоцена. Это верхние горизонты дебарского флиша (нижние горизонты развиты несколько южнее, где они подстилаются сенонскими известняками с фауной и могут относиться к маастрихту — данию). На эоценовых отложениях, а местами непосредственно на гипсах и ангидритах залегают породы верхнего и, возможно, среднего палеозоя, которыми сложены крылья брахиантиклиналей. Более северная брахиантиклиналь (брахиантформа) представляет собой полностью замкнутое тектоническое окно, а более южная (у Пешкопии) — полуовальный северный «залив» большого Дебарского полуокна (см. рис. 12 и 19). Величина тектонического перекрытия здесь не менее 15 км.

К шарьированным породам палеозоя относятся филлиты, филлитизированные граувакки, глинистые и углисто-глинистые сланцы, плотные кварцитовидные песчаники, прослой и линзы кристаллических известняков. Помимо некоторого регионального метаморфизма, для этого комплекса пород характерно и то, что он прорван дайками порфиритов (близ Пешкопии) или небольшими телами гранитов (близ вершины Кораба), которые нигде не встречаются во флише. В соседнем районе Западной Македонии в верхней части палеозойских отложений найдены швагериты. Кроме перечисленных отложений, на периферии брахиантиклиналей присутствуют пестроцветные песчаники, гравелиты и алевролиты пермо-триаса и связанные с ними вулканиты среднего состава (порфириты и их туфы). Далее к западу пестроцветная толща стратиграфически перекрывается породами триаса.

Присутствие эоценовых отложений под палеозойскими толщами в брахиантиклиналях Кораба и Пешкопии стало выясняться в результате нескольких находок нуммулитов к началу 60-х годов. Намечившиеся здесь взаимоотношения разновозрастных толщ позволили сделать вывод о шарьяжном перемещении палеозойского комплекса по палеогеновому подложью (Белостоцкий, 1963). Этот вывод был подтвержден дальнейшими работами албанских геологов (Mela, 1966). С ним согласуются и приводимые ниже данные наших структурных наблюдений.

Шарьированные толщи в большинстве случаев залегают с довольно пологим (или средней крутизны) периклинальным падением в разные стороны от свода крупных куполовидных складок. Однако местами толщи обнаруживают интенсивную дислоцированность. Сланцы мелко сфодрированы, пloyчаты, иногда развальцованы, а линзы известняков вследствие отрыва и сгуживания складок превращены в изолированные клиппы причудливой формы, особенно вблизи подошвы покрова.

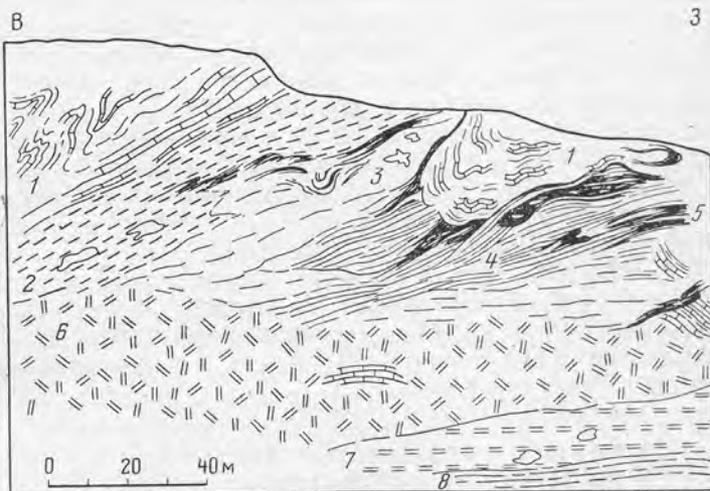
Для аргиллитов подложья у контакта с перекрывающим комплексом характерна значительная «обмятость»: вместо нормальной слоистости наблюдается линзовидно-комковатая текстура, типичная для глинистых пород, подвергавшихся воздействию шарьяжей. Разлинзованные аргиллиты местами содержат обломки более плотных песчаников и известняков, приобретая сходство с тиллитами.

В глубоких оврагах у северо-западной окраины Пешкопии обнажена мощная почти горизонтально ориентированная зона дробления,

милонитизации и полного разрушения пород мощностью более 100 м. Она заполнена рыхлой смесью гипсовой «пыли» и перетертых лиловых порфиритов или мелко раздробленных известняков с отдельными известняковыми блоками, реже блоками других пород (филлитов, песчаников, порфиритов и др.). Иногда в этой зоне встречаются и целые фрагменты складок, сложенных глинистыми сланцами и известняками. Внизу переработанные в меланж породы содержат примесь серпентинитового материала (рис. 29).

Рис. 29. Зона мионитизации и перемешивания пород под Корабским тектоническим покровом в окрестностях г. Пешкопия (обнажение в обраб. близ с. Пилафи).

1 — верхнепалеозойские плитчатые известняки, переслаивающиеся с филлитизированными глинистыми сланцами; 2 — буровато-зеленая зона мионитов, образованных за счет вулканогенно-осадочных пород верхнего палеозоя, с отдельными уцелевшими блоками; 3 — желтовато-буря зона мионитов с перетертыми гипсами; 4 — зеленые мионитизированные вулканогенные породы; 5 — черные и темно-лиловые миониты по порфиритам; 6 — зона меланжа; 7 — буря зона перемешанных пород с фрагментами уцелевших; 8 — синевато-зеленая зона мионитов с серпентинитовым материалом



Если в данном обнажении зона тектонического контакта несколько воздымается к юго-западу, то на востоке, в пределах структурного седла, разделяющего брахиантиклинали Кораба, она занимает более высокое гипсометрическое положение (зона четко трассируется на склонах гор благодаря своеобразной окраске слагающих ее пород). Таким образом, тектонический покров переваливал через участки брахиантиклиналей, а далее к юго-западу двигался несколько вниз, местами приобретая горизонтальное положение.

Брахиантиклинали (брахиантиформы) Кораба — Пешкопии представляют собой одновременно и гипсовые купола и структуры типа тектонических окон или полуокон. Кроме того, они интересны и тем, что в их стрении принимают участие протрузивные серпентинитовые материалы. В отдельные радиальные трещины, которыми пересечены крылья северной брахиантиклинали, затерты плотные темные серпентиниты. Их стеноподобные выходы напоминают отпрепарированные выветриванием дайки крепких жильных пород. Обычно такие протрузивные «дайки» залегают здесь вертикально; их мощность достигает 10 м или более. Здесь же местами, например в долине рч. Велешце, серпентинитовые миониты образуют притертую «пленку» в субгоризонтальном основании покрова.

В одной из частных складок, которые осложняют строение северной брахиантиклинали, наблюдаются проявления диапиризма серпентинитов. Эта складка также имеет брахиантиклинальную куполовидную форму и может рассматриваться как сателлит более крупного купола. В ее ядре обнажены перетертые серпентиниты или их смесь с гипсовой «пылью» в виде небольшого штока, рвущего песчано-глинистые породы палеогена.

В западном направлении количество серпентинитового материала в подошве Корабского шарьяжа увеличивается. У западного края Дебарского окна — в долине Черного Дрина к юго-западу от Пешкопии (восточнее Селишты) обнажена типичная зона терригенно-офиолитового меланжа, на поверхности которого сохранился участок покрова, сложенный известняками и терригенными породами нижнего — среднего триаса. В составе меланжа отмечаются: обильный перетертый серпентинитовый материал, блоки триасовых известняков и продукты разрушения флишоидных пород, полуразрушенные глыбовые конгломераты с офиолитовой галькой и фрагменты пачки плитчатых известняков, сходных с турон-сенонскими известняками между «верхним» и «нижним» пиндским флишем (напомним, что такие же известняки встречаются среди терригенных отложений мела не только Пиндской, но и других внутренних зон Динарид).

Можно думать, что по мере перемещения к западу тектонические покровы Кораба, выпахивая свое ложе, все чаще встречали в нем выходы офиолитовой серии, а также грубообломочные продукты размыва офиолитов среди терригенных пород дебарского флиша. Соответственно менялся и состав меланжа.

Покровы субпелагонской зоны и ее западное ограничение

Участок Мали ме Гропа. На юго-западной окраине Мирдиты расположен один из самых ясно выраженных и крупных покровов селиштенского типа. Это покров триасовых известняков на горах Мали ме Гропа между Бульчизой и Тираной (Белостоцкий, 1963). В плане он имеет форму сравнительно короткого и широкого языка, обращенного выпуклостью к запад-юго-западу (см. рис. 19). Его общая протяженность в направлении движения (длина «языка») составляет 14—15 км при ширине у основания до 18—20 км. Примерная площадь покрова 180—200 км². Подложием служит мощная флишоидная толща верхов мела и палеогена (?), которая обнажается у полуокна Окштуна, а на западе флиш Пиндской зоны. У основания покрова наблюдается типичная для шарьяжей Субпелагонской зоны «прокладка» полурыхлых хаотических образований, возникающих за счет офиолитовой серии, с характерными серпентинитовыми примазками, а местами и значительными массами серпентинитового меланжа, блоками диабазов и пр. Покров захватил ее с собой, двигаясь на запад, за пределы Мирдиты.

Аллохтон Мали ме Гропа состоит из двух элементарных единиц, вероятно, таких же, как дигитации покрова Селишта, но значительно большего размера. Внутренняя единица (ближе к основанию «языка») достигает 8—9 км в направлении с северо-востока на юго-запад, а внешняя — не более 4—5 км. Первая из них имеет форму полукруга, вторая подковообразно огибает ее. Подпокровная оболочечно-офиоли-

товая «прокладка» на стыке этих единиц приподнята и обнажена, образуя между ними отчетливый гребневидный выступ, аналогичный перевернутой килеобразной синклинали близ с. Люкани. На восточной стороне этого выступа по данным албанского геолога В. Лико, меланжированные породы местами залегают над фронтом внутренней дигитации покрова — на известняках триаса точно так же, как это наблюдается в пределах Селиштенского участка. На западной стороне того же гребневидного выступа, как показали наши наблюдения, породы зоны меланжа с характерными для них текстурами течения падают, наоборот, под известняки, довольно полого погружаясь вместе с ними к западу. Таким образом, даже по этим немногим чертам

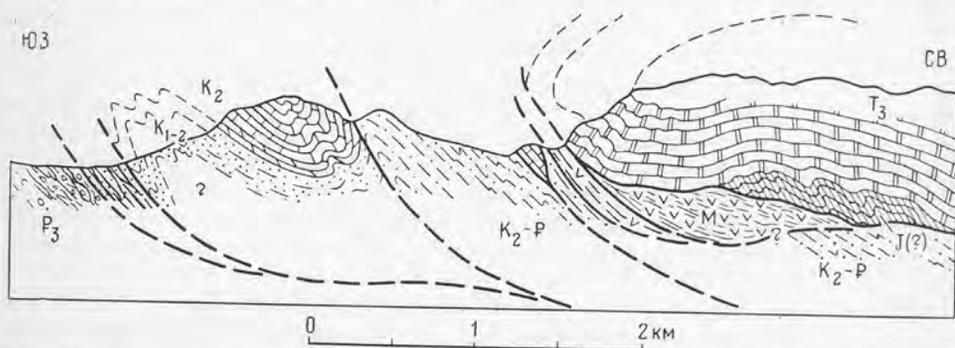


Рис. 30. Строение лобовой части тектонического покрова Мали ме Гропа и впереди лежащего участка горы Фекенит.

Гавровская зона: P₃ — отложения олигоцена; пиндская зона: K-P — верхний флиш (верхний мел — палеоген); K₂ — известняки турон-сенона; K₁₋₂ — «нижний флиш» (альб — сеноман?); Корабский аллохтон: J(?) — плитчатые кремнистые известняки, возможно, юрские; T₃ — массивные известняки триаса. Зоны меланжа: M — меланж, существенно офиолитовый с примесью флишевого материала

строения гор Мали ме Гропа здесь довольно уверенно можно расшифровать внутреннюю структуру тектонического покрова, — аналогичную той, которая установлена в условиях превосходной обнаженности в районе Селишты.

Близ фронтальной части юго-западной дигитации покрова под массивными или толстослоистыми известняками верхнего триаса с нормальным стратиграфическим контактом залегают сложно сгофрированные плитчатые кремнистые (радиоляриевые) известняки, которые по литологическому характеру сопоставляются с юрскими (рис. 30). Если они действительно принадлежат юре, то сохранившаяся от эрозии часть дигитации должна представлять обширное перевернутое крыло большой лежащей складки. Под фронтальной частью покрова — то под плитчатыми известняками юры (?), то непосредственно под триасовыми карбонатными породами — находится мощная (более 300 м) существенно серпентинитовая зона меланжа с обломками различных пород офиолитовой ассоциации (в частности, диабазов и радиоляритов) с крупными блоками известняков (поперечником до 30 × 50 м) и с примесью флишевого, главным образом аргиллитового, материала в основной массе. Все эти породы тектонически перекрывают пиндский флиш. Последним сложена серия крутопадающих надвиговых чешуй; местами среди флиша зажаты известняки турона — сенона, иногда в виде разрозненных тектонических линз или будин.

Можно думать, что покров Мали ме Гропа на последней стадии своего формирования сполз оттуда, где ныне на значительной высоте расположен Бульчизский гипербазитовый массив. Минимальная горизонтальная величина одного лишь этого позднего смещения — примерно 15—20 км. Поскольку этот покров, по-видимому, представляет собой один из лоскутов Корабского аллохтона, — его общее перемещение по отношению к комплексу пород Субпелагонской зоны может быть оценено в 45—50 км.

Интересно, что перекрытые Мали ме Гропским покровом надвиговые чешуи пород Пиндской зоны опущены по отношению к более западному надвиговому блоку горы Фекенит. Данное явление можно объяснить просто. Если первоначально пиндский покровный комплекс нагромождался впереди субпелагонского в виде серии чешуй, одинаково надвинутых друг на друга, то на завершающем этапе шарьяжеобразования, когда сюда сползли известняки корабского аллохтона, — под их тяжестью целая группа чешуй погрузилась наподобие клавиш. Это могло способствовать не только относительному «подбросу» более внешнего надвигового блока, но и его некоторому действительному выталкиванию вперед и вверх в результате перераспределения вещества («отжимания» или «выдавливания»), чему способствовала и клинообразная форма вытолкнутого блока, расширяющегося кверху.

Очевидно, и «клавишное» опускание тех зон, которые перекрыты шарьяжами, и отжимание клинообразных блоков вперед и вверх, как следствие бокового стресса, — явления вполне закономерные в областях покровной тектоники. Примеры этого известны в Карпатах, Альпах и других покровных сооружениях.

В ближайших окрестностях гор Мали ме Гропа встречаются разрозненные клиппы триасовых известняков разных размеров, в том числе крупные (некоторые из них площадью 2×3 км и даже 3×9 км). Они залегают на различных породах в районе Бидзы и в истоках р. Мати — частично на гипербазитах Бульчизского массива, частично на терригенных породах Окштуна, далее к югу (близ с. Неште) — на тех же породах юго-западной окраины Окштунского тектонического полуокна, и близ Шенгерги — на раздавленном пиндском флише. Местами сравнительно небольшие отторженцы известняков, их одиночные скалы или утесы возвышаются над поверхностью размыва терригенных отложений. Их нижние части в виде острых зубцов вдаются в подстилающие породы, вблизи контакта сильно деформированные и в той или иной мере разрушенные.

«Лопаст» и клиппы офиолитового шарьяжа. Собственно офиолитовый шарьяж Субпелагонской зоны обычно имеет кругое фронтальное ограничение. Вероятно, это каким-то образом связано с высокой плотностью слагающих его пород, большой мощностью покровного комплекса, значительной глубиной залегания его подошвы и с широким развитием флишевых отложений в перекрытых им зонах. Все благоприятствовало тому, чтобы он «глубоко пахал». Уровень, на котором были срезаны или сорваны с основания вытесненные им толщи, достаточно глубок.

Там, где круто падающая поверхность фронтального ограничения, как правило, с мощной зоной милонитизации бывает хорошо обнажена (что наблюдается далеко не всюду), она на первый взгляд может быть принята за обычный крутой надвиг или выброс. Средняя крутизна ее

падения в этих случаях составляет 45—50° или даже более, как это можно увидеть, например, к северо-востоку от горы Круи или юго-восточнее Шкодера. Однако общий характер внешнего контура офиолитовой зоны достаточно ясно указывает на то, что это — фронт шарьяжа и видимое здесь крутое падение надвиговой поверхности с глубиной должно сменяться пологим. Кроме того, отмечаются и такие случаи, когда близфронтальные части мощной офиолитовой пластины потеряли связь с корнями и были шарьированы в виде крупных отторженцев в более внешние зоны, где порой обнажается нижняя поверхность офиолитов.

Участок восточнее Шкодера. Два таких отторженца или клиппа находятся восточнее Шкодера (см. рис. 26, участок 9) — один на правом берегу р. Кири в 3—5 км от города, другой — на водораздельных холмах между Кири и Дрином, в нескольких километрах восточнее первого (рис. 31). Вместе с северо-западным выступом Гомсического гипербазитового массива они образуют «перемычку», которая отделяет тектоническое окно Цукали от более внешних частей Пиндской зоны. Как и Гомсический массив, клиппы сложены лерцолитами (на всей остальной площади Субпелагонской зоны в ее албанском секторе перидотиты представлены гарцбургитами). Лерцолитовые отторженцы имеют характер почти изометричных мульд (синформ) извилистых очертаний. Под лерцолитами залегают рассланцованные и перетертые радиоляриты или яшмоиды в смеси с милонитизированными серпентинитами (под более западным клиппом) или раздавленные диабазы и спилиты с примесью серпентинитового материала (под более восточным). Ниже к смеси офиолитов прибавляется флишевый материал, и меланж постепенно сменяется перемятым и раздавленным пиндским флишем. Общая мощность зоны меланжа здесь не менее 1000 м. Выходы меланжированных пород занимают значительную часть водораздельного пространства между Кири и Дрином к юго-западу от гор Цукали.

Пологое залегание базальной поверхности одного из гипербазитовых клиппов хорошо видно в обнажении на автодороге близ Шкодера. К лерцолитам здесь снизу притерты развальцованные серпентиниты и кремнистые породы, причем несколько волнистая субгоризонтальная поверхность контакта полого наклонена к центру клиппа, чем подчеркивается его синформное строение.

Северо-западный языковидный выступ Гомсического массива также ограничен снизу субгоризонтальной поверхностью тектонического контакта. Гипербазитами последовательно перекрываются падающие к востоку слои пиндского флиша (верхи мела и палеоген), плитчатые кремнистые известняки юрско-мелового возраста и массивные известняки триаса. Таким образом, в разных местах покровная пластина ложится на различные горизонты толщ Пиндской зоны. Длина лерцолитового «языка» вкрест простирания, т. е. видимая величина тектонического перекрытия — приблизительно 5 км.

В нескольких километрах южнее наблюдаются некоторые интересные детали тектоники. Здесь в пределах массива гипербазитов хорошо обнажена зона серпентинитового меланжа до 400—500 м мощностью, с блоками диабазов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Она падает в среднем под углом 40° к востоку. Эта зона сверху срезается субгоризонтальным надвигом или сколом, с затертыми вдоль него милонитизированными серпентинитами.

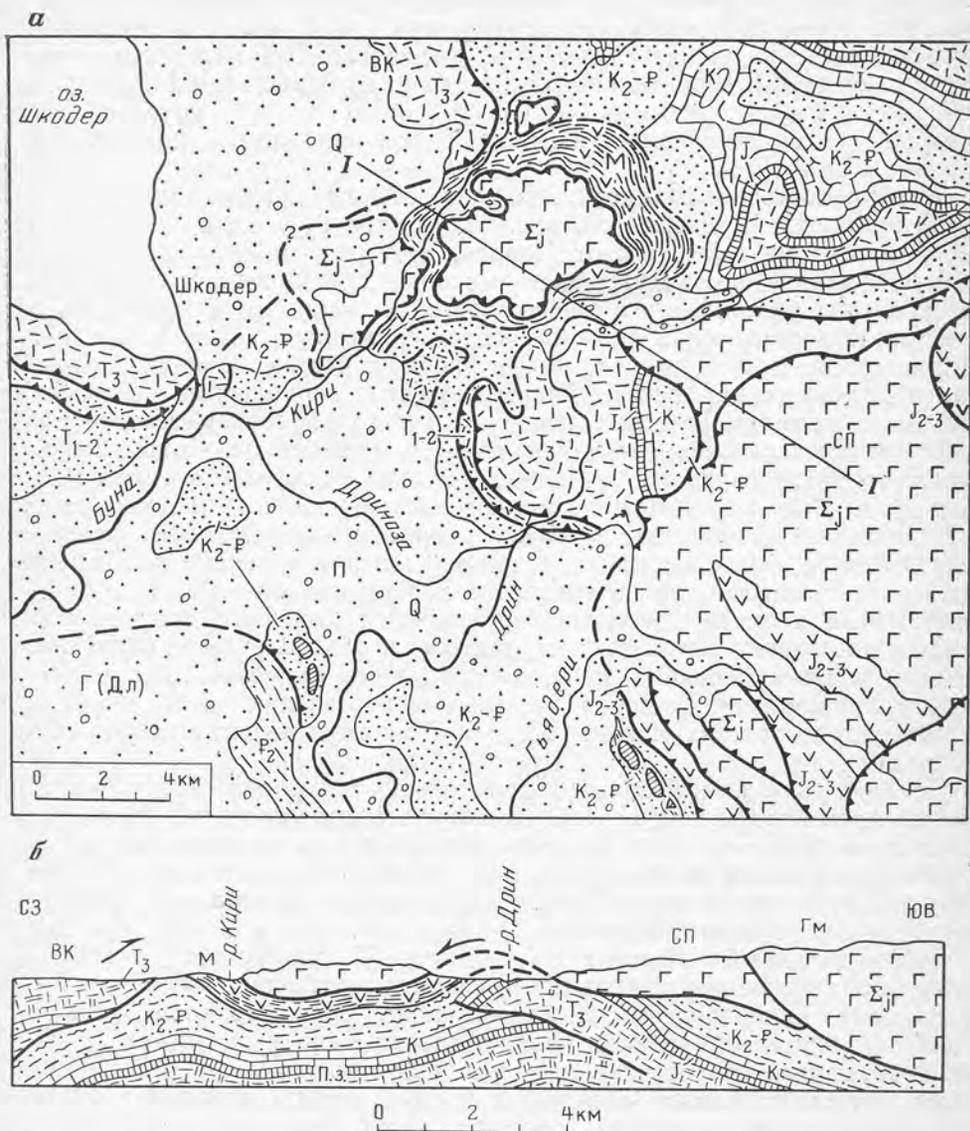


Рис. 31. Схема строения (а) и разрез (б) участка близ г. Шкодера с лоскутами офиолитового шарьяжа на породах Пиндской зоны.

Зоны: ВК — Высокий Карст, СП — Субпелагонская, П — Пиндская, Г (Дл) — Гавровская, или Далматинская. м — меланж (серпентиниты, флиш, диабазы, спилиты, радиолариты). Небольшие контуры с густой штриховкой — олистолиты или тектонически «затертые» блоки известняков в пиндском флише. Северо-восточный угол участка относится к тектоническому окну Цукали.

I—I — линия разреза. П — Пиндская зона; Гм — Гомсический массив лерцолитов

Наличие сколовых поверхностей с горизонтальными смещениями необходимо учитывать при попытках выяснить, каким способом отдельные плоские блоки офиолитов могли отрываться и перебрасываться через главный фронт офиолитового шарьяжа. Образование горизонтальных сколов может указывать на некоторую тектоническую расслоенность огромной гипербазитовой пластины, хотя последняя составляет более или менее монолитный каркас покровного комплекса Субпелагонской зоны.

Другие участки. В южной половине албанского сектора Динарид также известны случаи, когда нижняя поверхность офиолитовых тектонических покровов ориентирована в среднем горизонтально, но характеризуется значительными волнистыми изгибами. В связи с этим в отдельных обнажениях обычно наблюдается ее крутое падение. О том, что она в среднем почти горизонтальна, свидетельствуют крупные тектонические отторженцы или не полностью обособленные лоскуты субпелагонских покровов среди пород более внешних зон. В том и другом случаях участки офиолитового аллохтона имеют синформное строение.

К классическим изолированным клиппам относится Девольский массив — очень большой офиолитовый блок овальной формы (в плане) в среднем течении р. Девол (Деволи) (см. рис. 26, участок 10). Он венчает пакет покровов, строение которого будет подробно описано далее, так как изучение этого пакета представляет особый интерес для познания природы шарьяжей и зон меланжа. К не полностью изолированным лоскутам принадлежат брахисинформная пластина, или «овал», офиолитов Виткучского участка площадью 10×15 км (юго-восточнее Девольского массива), а также длинная полоса гипербазитов, подобная лопасти ледника, на западном обрамлении тектонического полуокна в горах Грамос (см. рис. 26, участки 11 и 12). Ее длина достигает 30 км, а ширины колеблется от 5 до 10 км. Аналогичные «лопасти» офиолитового шарьяжа вырисовываются и в соседнем районе Фессалии, в верховьях Вьосы и Пеней с южной стороны Грамосского полуокна (по данным К. Ренца, И. Параскаваидиса и др.).

Вдоль фронта офиолитовых шарьяжей, в зоне меланжа или в полосе развития пиндского флиша часто можно встретить целые цепочки сравнительно небольших клиппов известняков (по 20—50 м толщиной и от 100 до 250—300 м длиной). Те же известняки в аллохтонном залегании рассеяны по поверхности офиолитов. Наблюдаемые взаимоотношения пород позволяют говорить о том, что отдельные известняковые блоки, двигаясь по офиолитовым шарьяжам, переползли через их фронтальный край и, вероятно, еще в процессе шарьирования были затерты среди чешуй пиндского флиша. Некоторые другие обвалились на поверхность размыва флишевых пород в новейшее время.

Такое «известняково-клипповое обрамление» офиолитового шарьяжа очень типично для границы Субпелагонской и Пиндской зон Динарид. Цепочки небольших известняковых клиппов перед фронтом офиолитов прослежены, например, вдоль западного и южного ограничения Виткучского участка, а также западнее гор Грамос на юге Албании, между низовьями Дрина и р. Мати на севере (см. рис. 26) и в ряде других мест.

Аллохтонность известняков, сопровождающих офиолитовый шарьяж, выявляется непосредственными полевыми наблюдениями легче и отчетливее, чем аллохтонность самих офиолитов. Последняя

обнаруживается, как правило, при анализе данных в более широком плане и лишь иногда — в результате изучения сравнительно небольших участков или отдельных обнажений.

«Ультрапиндские чешуи». Выше упоминалось об ультрапиндских или еролекских чешуях, которые выделяются в Эллинидах на территории Греции (Обуэн, 1965). К ним относят сравнительно небольшие пластины меловых известняков, сорванные с офиолитового цоколя Субпелагонской зоны, а затем перенесенные «на спинах» пиндских покровов. Наблюдения в албанском секторе Эллинид позволяют считать, что чешуи известняков, которые в процессе покровообразования доставлялись в зону Пинда с поверхности Субпелагонского шарьяжа, могут иметь различное происхождение. Часть из них действительно образована в результате срыва трансгрессивной толщи меловых известняков с офиолитового основания, а часть представлена триасовыми известняками — вероятными фрагментами Корабского аллохтона, первоначально чуждыми Субпелагонской зоне. Эти «транзитные» блоки можно было бы назвать не только ультрапиндскими, но и «ультрамирдитскими» чешуями. Возможно, последние преобладают*. В отдельных частных случаях бывает трудно решить, к какой из карбонатных толщ — меловой или триасовой — следует отнести известняки того или иного клиппа, тем более, что нередко породы клиппа сильно раздроблены, трещиноваты, содержат многочисленные пустоты и каверны с корочками кальцита, и далеко не в каждом изолированном блоке удается найти определяемые остатки фауны.

Примеры «транзитных» чешуй или пластин триасовых известняков — лоскутов Корабского аллохтона были рассмотрены ранее. Остановимся на некоторых примерах клиппов меловых известняков местного, субпелагонского происхождения, которые можно считать пластинами срыва.

Одним из участков, где хорошо видно, что меловой осадочный чехол действительно сорван с офиолитового цоколя и перемещен на довольно большое расстояние в качестве отдельной «дивертикуляции», служит участок с. Здрайши в северной части бассейна р. Шкумби (западнее Люника) (см. рис. 19). Крупный плоский клипп Здрайши сложен ракушняковыми известняками сеноман-туронского и сенонского возраста с гипербазитовыми конглобрекциями в основании. Его площадь приблизительно 3×7 км. Породы клиппа залегают главным образом на терригенной толще долины Окштуна, куда они в свое время были полого надвинуты, возможно, с северо-западной окраины Шибеникского гипербазитового массива, причем конглобрекции подверглись значительной переработке в серпентинитовый меланж. Как следует из многочисленных геологических данных, комплексы тектонических покровов ко времени заложения молассовых впадин в основном уже были сформированы. Тем не менее, клипп Здрайши своей южной частью тектонически перекрывает, в виде «козырька» амплитудой не менее 1 км, миоценовые молассы впадины Шкумби. Это явление можно рассматривать как результат позднего попятного гравитационного соскальзывания, или ретрошарьяжа, покровной

* Не исключено, что многие из упомянутых клиппов оторваны от триасовой карбонатной толщи, принадлежащей зоне, которая представляла аналог Дурмиторской, но была полностью перекрыта Субпелагонским офиолитовым шарьяжем. Такие клиппы должны были бы испытать сравнительно недалекий перенос.

пластины по исходной надвиговой поверхности, полого наклоненной к юго-востоку. Кроме ранее сформированной поверхности скольжения, здесь могла возникнуть и одновозрастная с ретрошарьяжем сколовая поверхность, срезавшая верхи молассовой толщи, или же, в пределах развития последней, скольжение происходило по эрозионной поверхности. Перед началом попятного скольжения и в процессе его наклон поверхности мог увеличиваться в связи с ростом антиклинали, которая соответствует поперечному полуокну Окштуна. Скользя, покров распадался на глыбы, разделенные сбросами растяжения. Один такой сброс, субмеридионального простирания, пересекает пластину Здрайши на две приблизительно равные части. Он имеет шарнирный характер: более восточная часть на севере приподнята, а на юге опущена по отношению к более западной.

Другой случай, когда можно уверенно говорить об отрыве чешуй меловых известняков Субпелагонской зоны от офиолитового основания, представлен в районе Пишкаша (см. рис. 19) на восточной окраине впадины Шкумби у границы с Щербеникским гипербазитовым массивом (на широте северного берега Охридского озера). Здесь в отличие от участка Здрайши клиппы имеют относительно небольшие размеры и погребены в виде олистолитов в молассах на рубеже нижнего и среднего миоцена. Перемещение разрозненных клиппов во впадину происходило, безусловно, в результате гравитации, но, прежде чем они начали туда скользить, должна была проявиться какая-то сила, которая отделила бы их от гипербазитового цоколя и «столкнула» с участков первоначального залегания. Если этой силой был напор двигавшихся с востока покровов триасовых известняков, то захороненные клиппы Пишкаша можно считать продуктом поздних досреднемиоценовых перемещений тектонических покровов при интенсивном углублении молассовых прогибов.

Интересно, что на том же участке сохранились и эрозионные останки меловых известняков, залегающих с нормальным стратиграфическим контактом (с корой выветривания) на древней поверхности размыва гипербазитов. Следовательно, процесс скальвания и отрыва чешуй осуществлялся здесь, так сказать, избирательно. Рядом с пластинами, не потерявшими первоначальной связи с основанием и друг с другом, нашлось много и таких, которые испытали «шелушение» и сползли во впадину.

Очевидно подобная «избирательность» проявлялась и в более широком плане. Так, в цепочке пологих мульд, которая протягивается от гор Паштрик близ впадины Метохии до гор Шентит (Даес) близ Селиштенского участка, известняки мела сохранили первоначальный стратиграфический контакт с подстилающими породами, без малейших признаков срыва. Этот контакт превосходно обнажен, в частности, в горах Шентит (см. рис. 19 и 26) непосредственно перед фронтом передовой (верхней) дигитации покрова Селишта. Значит, если Корабский аллохтон тектонически заместил какую-либо толщу, залегающую на том же структурном уровне, как и известняки Шентит, то ее сколотые пластины или выжатые материалы оказались каким-то способом удалены, — может быть, выдавлены на более высокий уровень, вплоть до дневной поверхности, где они могли уничтожиться эрозией. Вполне вероятно, что это происходило там, где карбонатные фации меловых отложений переходили в терригенные флишевые, которые легче поддаются разрушению. Так или иначе, перед фронтом Корабского

аллохтона на большом протяжении сохранилась гряда меловых известняков, «спаянных» с офиолитовым цоколем, тогда как западнее и восточнее можно предполагать широкое развитие явлений срыва чехла (на востоке, скорее всего, под прямым воздействием Корабского аллохтона).

Возможны и промежуточные случаи, когда отслоение толщи меловых известняков имело ограниченный характер и не сопровождалось их значительным горизонтальным перемещением. По-видимому, одному из этих случаев соответствуют условия залегания и взаимоотношения пород на участке с. Зембляку у северной оконечности гряды Моравы (см. рис. 26, участок 15). На гипербазитах Моравы трансгрессивно залегают известняки верхнего мела, известняки и конгломераты эоцена и более молодые терригенные отложения. Между меловыми известняками и гипербазитами, слагающими западный склон гряды, наблюдаются очень сложные взаимоотношения, свидетельствующие о том, что толща известняков была сорвана с основания и превращена в тектоническую чешую.

Меловые известняки лежат на полурыхлых выветрелых серпентинитах, в которых наблюдаются широкие зоны милонитизации. Контакт пород падает в общем параллельно слоистости известняков, на юго-восток под углом 40—50°, но поверхность его очень неровная. Местами серпентинитовые милониты образуют резкие выступы вверх — внутрь толщи известняков, перпендикулярно к слоистости. Здесь же встречаются песчаники и гравелиты, залегающие весьма своеобразно. Они как бы облекают отдельные глыбы известняков плитчатой формы, то образуя подобие прослоев между ними, то заполняя вертикальные трещины, напоминая серии нептунических даек. Кроме того, здесь присутствуют конгломераты или конгломератовидные породы, содержащие гальки диабазов и габбро; цементирующая масса их развальцована и перетерта. Эти породы образуют выходящую снизу в известняки быстро выклинивающуюся линзу. По-видимому, конгломераты с перетертым цементом, гравелиты и песчаники вдавливались в толщу известняков вместе с серпентинитовыми милонитами в качестве своеобразного инъекционного материала.

Можно сказать, что чешуя меловых известняков северной оконечности Моравы испытала срыв с основания, вероятнее всего, под напором шарьяжа триасовых известняков Корабской зоны, поскольку участок Зембляку расположен перед его фронтом. Далее на юг, по мере удаления от Корабского аллохтона признаки срыва трансгрессивной осадочной серии с офиолитового цоколя постепенно исчезают. Это позволяет считать, что на участке, где меловые известняки подверглись срыву, величина их горизонтального перемещения невелика.

Отмечаются признаки того, что и в некоторых районах, удаленных от фронта Пелагонид (Корабского шарьяжа), меловая карбонатная толща иногда на значительных площадях отрывалась от офиолитового субстрата. Например, это установлено на внешней окраине Субпелагонской зоны на юго-востоке Албании, западнее гор Грамос — в районе пос. Бармаш и между Бармашем и Лесковиком (см. рис. 26, участки 16 и 17). Два довольно крупных синклиналиных участка распространения известняков верхнего мела — северный площадью 5×6 км и южный — 4,5×15 км — оконтуриваются отчетливо выраженными зонами срыва, параллельными слоистости известняков.

Итак, отрыв трансгрессивной толщи меловых известняков от офиолитового цоколя Субпелагонской зоны вполне очевиден, но в различных местах он проявился в разной мере. Можно говорить о трех типичных случаях (или стадиях):

а) меловые известняки остались на месте, хотя аллохтонные триасовые известняки Корабской зоны тектонически прислонены к ним (цепочка мульд на горах Паштрик — Мунела — Шентит; соотношения в районе Селишты) (см. рис. 26); не исключено, что самые верхние, ныне эродированные дигитации Корабского аллохтона были переброшены через гряды меловых известняков;

б) имел место частичный срыв и «проскальзывание» меловых известняков по отношению к офиолитам перед фронтом Корабского аллохтона (северная оконечность гряды Моравы; отчасти может быть синклиналь Полиси на западном обрамлении впадины Шкумби (см. рис. 19 и рис. 26, участок 18);

в) произошел полный отрыв меловых известняков в виде крупных пластин (участок Здрайши), в виде чешуй — олистолитов (Пишкаш).

В качестве вероятных механизмов отслоения могут быть названы:

а) выталкивание или «бульдозирование» горных пород фронтальным краем шарьяжа более внутренней (Корабской) зоны; б) общий механизм горизонтального тектонического расслоения и структурной дисгармонии, как следствие обстановки бокового сжатия. Кроме того, независимо от причин, вызывающих деформацию, благоприятным фактором для отслоения и «проскальзывания» является литологическая неоднородность комплексов пород.

Примерами проявления дисгармонического «отклеивания» можно считать большие сорванные пластины меловых известняков вдалеке от главного фронта покровного комплекса Пелагонид (район Бармаша и Лесковика). Впрочем, весьма вероятно, что этот механизм также не проявлялся «в чистом виде». То ли иное воздействие Корабского аллохтона на породы Субпелагонской зоны, возможно, сказывалось по всей ее ширине, поскольку «транзитные» пластины и лоскуты триасовых известняков перемещались вплоть до ее западных окраин и вошли в состав ультрапириндских чешуй. Три таких лоскута присутствуют, в частности, в районе Лесковика и Бармаша.

Транспортировка пластин триасовых известняков над покровным комплексом Мирдиты определенным образом влияла на формирующийся здесь меланж, в который вместе с продуктами разрушения офиолитов попадали и блоки этих известняков. Если участки развития такого меланжа обнажаются на современной топографической поверхности, ничем не покрываясь, — естественно считать их следами «прохождения» покровных пластин или лоскутов над данной местностью. Можно думать, что во многих случаях это были лоскуты триасовых известняков, которые не сохранились на месте, так как продвинулись дальше к периферии складчатой системы и лишь некоторые из них были эродированы. Наиболее значительные синклиналеподобные участки, или синформы, ничем не покрытого тектонического меланжа, который лежит на офиолитах, встречаются в низовьях рек Мати и Фанди. Иногда, как, например, в районе с. Калери в бассейне р. Фанди, по наблюдениям А. Н. Неелова, хорошо видно, что зона меланжированных пород смята в довольно крутую синклинальную складку с падением крыльев $45-70^\circ$. Меланж, как правило, полимиктовый, образован переработанными офиолитовыми и флишевыми материалами с блоками известняков;

обычно он подстилается толщей диабазов, спилитов, радиоларитов и кремнисто-глинистых сланцев офиолитовой серии.

Участок Шкопета. Крупные поля аллохтонных известняков триаса, залегающих главным образом на гипербазитах, отмечены во фронтальной части Субпелагонского шарьяжа в районе Рубика и Шкопета в низовьях упомянутых рек — Мати и Фанди. У пос. Шкопет (см. рис. 26, участок 20) наблюдается небольшое тектоническое окно, в ко-

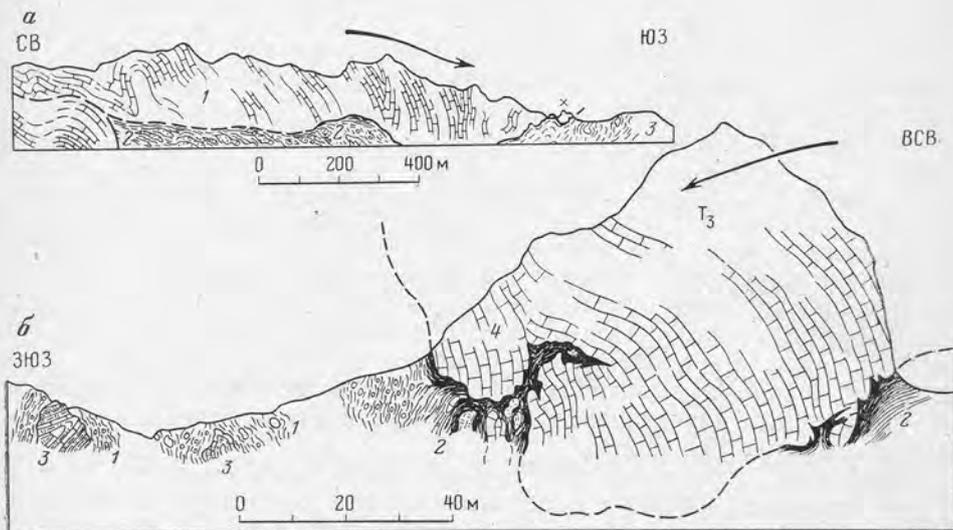


Рис. 32. Фронтальная часть тектонического покрова в районе пос. Шкопет.

a — общий вид в разрезе по р. Мати: 1 — триасовые известняки (аллохтон), 2 — полимиктовый терригенно-офиолитовый меланж, 3 — преимущественно терригенный меланж; *b* — останец покрова на правом берегу (обозначен крестиком на верхнем рисунке): 1 — меланж смешанного состава с существенной ролью офиолитов, 2 — меланж с преобладанием аргиллитов, 3 — блоки кремнисто-карбонатных пород, 4 — триасовые известняки

тором обнажена зона меланжа, подстилающая известняковый покров (рис. 32, *a*). Выше и ниже этого участка река протекает в узком ущелье среди известняков. Их пласты круто падают на юго-запад и, по-видимому, смяты в сжатые изоклинальные складки. Местами падение пластов вертикальное. Этот характер залегания пород наблюдается и по краям эрозионного окна там, где долина несколько расширена. Нижняя субгоризонтальная поверхность покрова, расположенная у самого дна долины, в большинстве случаев почти перпендикулярно срезает пласты известняков. Развитый в долине меланж образован в основном за счет флишевых существенно песчаных пород. Он содержит блоки радиоларитов и диабазов, а также «комья» не раздавленных песчаников. Диабазы местами разделены на подушечные тела, которые окружены перетертым песчано-сланцевым материалом.

Полурыхлая основная масса меланжа, как и в большинстве других случаев, обладает текстурой течения, с «обтеканием» блоков включенных в нее пород, в том числе «комьев» песчаников. Элементы текстуры течения и фрагменты песчаных пластов или падают преимущественно на юго-запад или ориентированы параллельно подошве покрова. В самой середине тектонического окна на отлогом правом берегу реки

на «головах» пластов песчаников располагается останец аллохтонных триасовых известняков.

На западном ограничении тектонического окна — там, где расположен нижний ущелистый участок долины Мати, к западу от Шкопета подошва покрова опущена ниже современного русла реки, но через несколько сотен метров она снова поднимается вверх и прекрасно обнажена. Здесь видно, что она имеет чрезвычайно неровный, зазубренный контур. Меланжированные породы, главным образом аргиллиты, иногда с примесью серпентинитового материала проникают внутрь известняков то вдоль швов напластования, то по различным секущим трещинам, местами вдоль прямолинейных трещин сколового типа, образуя своего рода нептунические дайки. При этом в более крупные полости вместе с аргиллитовым материалом затащены отдельные отколотившиеся глыбы самих известняков, обломки кремнистых пород и песчаников. Особенно хорошо эти явления можно наблюдать в останце покрова, отрезанном современной эрозией от основного поля аллохтонных известняков на самой границе Субпелагонской и Пиндской зон (см. рис. 32, б).

Крупное поле аллохтонных известняков данного района представляет, таким образом, передовую чешую Субпелагонского шарьяжа, которая перекрыла фронтальный край собственно офиолитовой зоны и надвинулась на пиндский флиш. Внешнее ограничение этой чешуи характеризуется крутым (60—70°) восток-северо-восточным падением. Аналогичную ориентировку имеют ближайшие тектонические чешуи Пиндского покровного комплекса и некоторые из близфронтальных чешуй офиолитового шарьяжа. Эти чешуи нагромождались друг на друга, вероятно, в обстановке «торможения», причем офиолиты местами надвинулись на аллохтонные триасовые известняки, которые сами недавно были переброшены через них.

Непосредственно перед фронтом передовой известняковой чешуи в долине Мати западнее Шкопета наблюдается зона меланжа более 300 м мощности. Меланж то полимиктовый (преимущественно офиолитовый), то чисто серпентинитовый. Кроме блоков офиолитов, песчаников и триасовых известняков, в полимиктовой разности тектонического «месива» встречаются глыбы тонкослоистых кремнистых известняков. В некоторых из них видны фрагменты изоклинальных складок. В западной части зоны такие же известняки представлены в виде изолированной пластины толщиной до 100 м. У самой границы с покровом триасовых известняков Шкопета внутренняя структура зоны меланжа слабо упорядочена. Далее к западу ориентировка структурных элементов приобретает известное единообразие и соответствует общей ориентировке зоны.

Весь комплекс меланжированных пород надвинут на пиндский флиш, который под надвиговой поверхностью сильно разрушен. В составе чешуй Пиндского покровного комплекса наряду с флишем отмечаются фрагменты турон-сенонской карбонатной пачки, смятой в крутые сжатые складки.

ПРИМЕРЫ ШАРЬЯЖЕЙ ВО ФРОНТЕ ВНУТРЕННИХ ЗОН И ВО ВНЕШНИХ ЗОНАХ

Здесь мы коснемся некоторых шарьяжей на стыке эв- и миогеосинклинальных зон, а также рассмотрим отдельные примеры покровов в пределах последних. Результатам изучения Девольского пакета шарья-

жей — одного из самых замечательных примеров перекрытия внешних зон внутренними — далее будет посвящена специальная глава.

Участок Леша — Милоти. Весьма примечательные структурные отношения были выяснены нами (Белостоцкий, 1963) в 9—10 км к западу от участка Шкопета — в районе поселков Леша (Лежа) и Милоти (Милёти) (см. рис. 26, участок 21). Узкая полоса пород Пиндской структурно-фациальной зоны, ширина которой перед шарьяжем Мирдиты обычно не превышает 5 км, в этом районе расширяется до 10—12 км, и ее внешний край рисуется в плане, как пологий фестон, обращенный выпуклостью к западу. Этот фестон срезает две прямолинейные крутопадающие моноклиналильные тектонические чешуи, относящиеся к Гавровской, или Далматинской, зоне: структуру гор Круя — Даити и Мака-

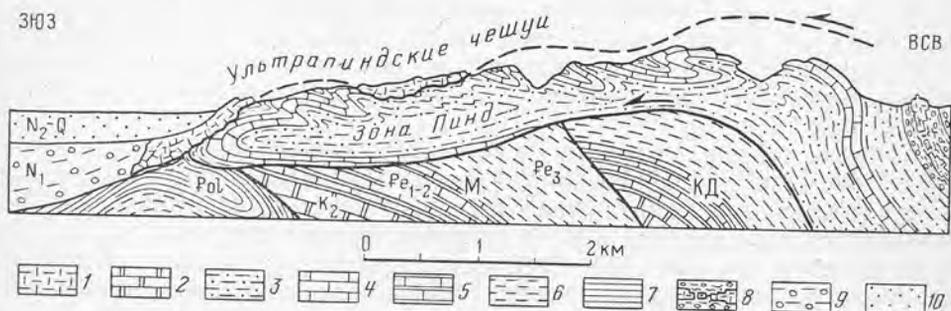


Рис. 33. Обобщенный геологический профиль тектонических покровов на участке Леша и Милоти (Белостоцкий, 1963).

1 — известняки триаса (?); 2 — известняки верхнего мела адриатико-ионических фаций; 3 — нижний и верхний пиндский флиш; 4 — турон-сенонские известняки; 5—7 — отложения толщ адриатико-ионической фации; 8 — известняки нижнего и среднего эоцена; 9 — верхнеэоценовый флиш; 7 — олигоцен (глинистый флиш); 8 — конгломераты и горизонты олистолитов в верхах пиндского флиша (палеоген); 9 — молассы среднего и верхнего миоцена; 10 — плиоцен-четвертичные отложения. Тектонические чешуи Гавровской зоны: М — Макерешская, КД — Круя—Даити

решскую структуру, которые протягиваются сюда с юго-востока, из центральных районов Албании. На северо-западе им соответствуют моноклиналильные гряды Какаричит и Ренчит. Перекрытие двух крупных чешуйчатых структур внешних Динарид породами зоны Пинда на этом участке выражено достаточно ясно. Пиндский комплекс здесь представлен покровом с неглубоким залеганием подошвы и, по-видимому, с некоторым погружением в сторону перемещения, т. е. на запад-юго-запад, к приморской равнине (рис. 33).

Покров был выжат из более восточного участка, расположенного позади подземного продолжения гряды Круя — Даити, где породы имеют крутое северо-восточное падение, обычное для всей Пиндской зоны, как это показали, в частности, и наблюдения близ Шкопета. На участке же возвышенностей, примыкающих к прибрежной равнине между Леша и Милоти, внутри «фестона» преобладает пологое залегание толщ с развитием многочисленных лежачих складок, которые опрокинуты к запад-юго-западу. Они исключительно ярко выражены в пачке турон-сенонских известняков. Местами эти известняки фациально сменяются красными сланцеватыми мергелями с прослоями мергелистых известняков. На горах возле Леша (к востоку от устья Дрина), как и в некоторых других местах, лежачие складки в карбонатной пачке хорошо обнажены. Можно убедиться что они относятся к тому же типу складок,

к которому принадлежат пликвативные дислокации в низовьях р. Муррес или на участке с. Фшат. Характерна полная сохранность их подвернутых (нижних) крыльев. На западной окраине возвышенностей сгофрированная таким образом карбонатная пачка погружается под молодые плиоцен-четвертичные отложения.

Общее строение Пиндского покрова в районе Леши — Милоти в виде очень большой лежащей складки амплитудой до 7—7,5 км устанавливается довольно уверенно. Основные черты структуры сравнительно легко могут быть прослежены по изменениям в залегании маркирующей карбонатной пачки. В восточной части района в пределах верхнего крыла дигитации эта пачка довольно круто падает к восток-северо-востоку. Западнее известняки турон-сенона приобретают все более пологое, вплоть до горизонтального, залегание и встречаются лишь на водоразделах. В западной части района они образуют описанный каскад лежащих складок с общим погружением всей пачки (и, вероятно, осевой плоскости дигитации) к запад-юго-западу. Фронтальный край структуры должен находиться несколько западнее, ниже уровня приорской равнины.

Нижнее (подвернутое) крыло складки-дигитации обнажено на горах южнее Милоти, где турон-сенонские известняки Пиндской зоны перекрывают погруженный участок гряды Круя — Даити, сложенный породами эоцена. Известняки этого крыла залегают горизонтально или с пологим падением к северо-востоку и сгофрированы в мелкие лежащие складки. Выше, с аналогичными элементами залегания, развиты породы «нижнего флиша» — бордовые песчаные аргиллиты, зеленовато-серые песчаники и конгломераты (часто с чертами дикого флиша), а над ними на вершинах гор лежат те же известняки, слагающие верхнее крыло структуры. Их падение к северо-востоку становится все более крутым по мере удаления от фронта покрова.

Поперечный размер складки-дигитации в вертикальном направлении, или толщина покрова, здесь не более 1 км.

Поверх описанного тектонического покрова в пределах района раскиданы многочисленные плоские клиппы аллохтонных массивных известняков, чуждых Пиндской зоне. В них нетрудно узнать обрывки того же аллохтона, вероятно, корабского происхождения, который представлен разрозненными лоскутами в Субпелагонской зоне. Принадлежность известняков (по крайней мере, их преобладающей части) к триасу подтверждается находками мегалодонтов (Nopcsa, 1928). Клиппы залегают почти горизонтально. Их длина и ширина — от десятков до сотен метров; наиболее крупные достигают 1000 м в длину. Большинство из них сохранилось на внешней окраине фестона, где поверхность Пиндского покрова погружается к западу. В эту же сторону падает и подошва самых крупных известняковых отторженцев, которые занимают наиболее западное положение в районе.

Большая группа таких клиппов наблюдается на правом берегу р. Мати близ Милоти. Их залегание не согласуется с внутренней структурой Пиндского покрова. Они лежат на различных горизонтах пинской серии — флише верхов мела и палеогена, меловой карбонатной пачке и подстилающих терригенных породах — «нижнем флише» средне мелового возраста. Бросается в глаза очень неровная, иззубренная форма нижней поверхности известняковых отторженцев с глубокими карманами или «расщелинами», которые заполнены смесью известняков и раздавленных терригенных пород (рис. 34). В этой смеси заключены и

довольно крупные блоки известняков, обычно от 5 до 15—20 м величиной. В некоторых случаях их горизонтальные размеры достигают 60—70 м, а толщина 20—25 м. Блоки такой размерности обычно находятся в начальной стадии отрыва от основного «материнского» лоскута аллохтона и их разделяет лишь сравнительно узкая «шель», куда проник карбонатно-терригенный меланж. Можно сказать, что эти едва отколовшиеся блоки еще не успели измельчиться. Иногда хорошо видно, что отдельные пласты аллохтонных известняков как бы расклинены к за-

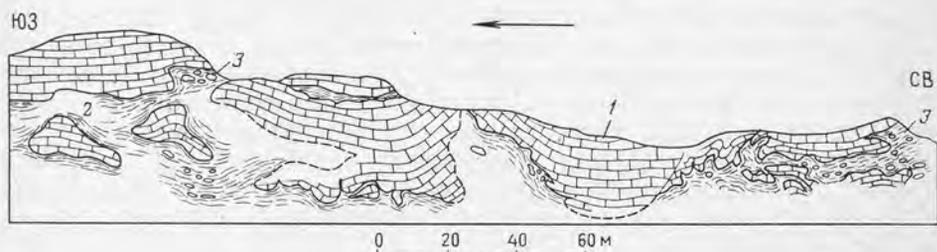


Рис. 34. Характер нижней границы аллохтонных известняков триаса на правобережье р. Мати близ Милоги.

1 — триасовые известняки (аллохтон); 2 — меланжированные породы «нижнего флиша»; 3 — меланж из пород флиша и известняков

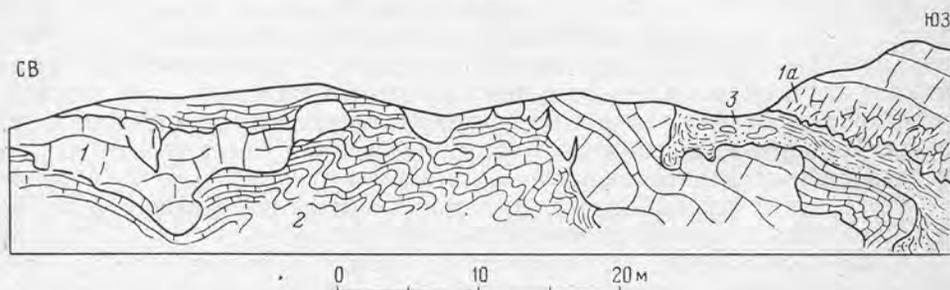


Рис. 35. Олистолиды триасовых известняков (1) в верхних горизонтах пачки турон-сенонских плитчатых известняков пиндской серии (2) и верхнего флиша (3), отторженец аллохтона (1а) (обнажение близ с. Гаюши в районе г. Милоги).

паду — в направлении, встречном к движению шарьяжа. Расклинивание, скорее всего, происходило под воздействием меланжированных пород, которые внедрялись в открытую трещину. Так выглядит в этом районе подошва не полностью эродированных Ультрапиндских (или «Ультрамидитских») чешуй. Возрастные соотношения толщ здесь не противоречат выводу о завершении шарьяжеобразования после конца палеогена, поскольку в данном районе Ультрапиндскими чешуями перекрыт верхний пиндский флиш, а шарьяжем зоны Пинда — зоценовые отложения Гавровской зоны (несколько южнее, близ Круи и Тираны им перекрыта и олигоценовая толща). Однако здесь же наблюдаются факты, позволяющие судить и о гораздо более ранних перемещениях тектонических покровов.

Недалеко от г. Милоги, несколько севернее долины р. Мати у автодороги близ с. Гаюши, внутри турон-сенонской карбонатной пачки отмечаются явно аллотигенные блоки известняков, идентичных тем, которые слагают Ультрапиндский аллохтон (рис. 35). Эти блоки различ-

ного размера, иногда достигающие в длину многих десятков метров, также обладают плоской формой и представляют собой как бы уменьшенную модель останцов покрова, которые лежат наверху. Они располагаются в общем параллельно слоистости вмещающих известняков, хотя последние вблизи них местами довольно сложно сгифрированы. Взаимоотношения пород с полной очевидностью свидетельствуют о том, что эти блоки являются олистолитами, захоронившимися в процессе накопления турон-сенонской карбонатной пачки, точнее, в самом конце ее накопления, так как они встречены в ее верхах.

Напомним, что породы данной пачки имеют в основном обломочное происхождение. Это по преимуществу кальцилиты или микробрекчии, образованные за счет карбонатного материала, который в изобилии поступал в бассейн в результате размыва более древних известняков, когда привнос других материалов практически прекратился. Подобная перестройка обстановки седиментации могла быть связана с тектоническими движениями, приблизившими области размыва известняков непосредственно к окраине бассейна. Если же наряду с мелкой известняковой кластикой здесь присутствуют и довольно крупные олистолиты, причем известняки в них по литологическим особенностям хорошо сопоставляются с триасовыми известняками аллохтона, который двигался из более внутренних зон, то естественно предположить, что именно перемещение этого аллохтона и послужило причиной такой перестройки. Именно оно обусловило транспортировку карбонатного материала в пределы бассейна. Это предположение подкрепляется тем, что позднее (когда завершилась седиментация всей пиндской серии и из ее пород образовался комплекс покровов) сюда был доставлен тот же Ультрапиндский аллохтон. Сначала он мог «высылать вперед» лишь отдельные плоские блоки и обильные мелкие обломки, а затем переместился сюда и сам в виде более или менее сплошного тектонического покрова или, по крайней мере, в виде обширных лоскутов и чешуй.

Таким образом, на основании наблюдений в районе Лешы и Милоли намечается одна из ранних фаз перемещения шарьяжей внутренних Динаридов. Поскольку олистолиты встречены в самой верхней части карбонатной пачки турон-сенона, а в других районах встречаются по преимуществу в нижних горизонтах вышележащего пиндского флиша, — эту фазу можно относить в основном к концу сенона и датскому ярусу.

Известно, что в областях интенсивного развития шарьяжей альпийского типа флишевая седиментация обычно коррелируется с периодом активного формирования тектонических покровов. При этом флиш содержит многочисленные продукты переотложения материалов из недавно отложенных толщ более внутренних зон. Крупные аллотигенные включения, в том числе блоки — олистолиты в подводно-оползневых горизонтах нередко бывают представлены породами, которые слагают вышележащий покров (например, дикий флиш Ультрагельветской зоны Альп образован за счет пород Клиппового покрова Предалль).

Явление переотложения материалов различной размерности, от микрофауны до больших плитообразных блоков известняков, очень характерно и для пиндского флиша. Одним из примеров этого служит своеобразный карбонатный горизонт, который был изучен нами на южной окраине Шкодера (см. рис. 31) у развалин турецкой крепости Розафат. Стратиграфическое положение этого горизонта мощностью около 3 м не вполне ясно, возможно он принадлежит самым верхам мела или низам палеогена. В нем захоронены плитообразные плоские тела (до

2,5—3 м толщиной) или угловатые глыбы массивных кристаллических известняков. В их подошве наблюдаются следы подводно-оползневой скольжения (смешанные песчано-глинистые отложения хаотического строения с обломками тех же известняков). Верхняя часть горизонта сложена тонкослоистыми алевритистыми известняками флишевого типа, которые выполняют пространство между отдельными телами кристаллических известняков и обволакивают их неровности. Известняки захороненных глыб могут быть отнесены к триасу, поскольку в одной из них найден мегалодонт.

Не менее интересный пример отмечен на холмах Бердицес в 6—7 км к югу от Шкодера, где в верхней части пиндской флишевой толщи присутствует горизонт смешанных рудисто-нуммулитовых известняков в несколько метров мощностью (см. рис. 26, участок 22). Отпрепарированные древним выветриванием и снесенные во флишевый прогиб рудисты были здесь окружены и сцементированы нуммулитовым известняком. Слои этой специфической брекчии имеют весьма своеобразное залегание. Они разорваны на отдельные фрагменты, которые смяты независимо друг от друга и сорваны с подстилающих. Скорее всего, они испытали оползневое перемещение по склону прогиба еще в начальной стадии диагенеза.

Восточнее Леши, а также к северу от этого района — близ горы Шмилит (см. рис. 26, участок 23) известны крупные блоки (до 50—100 м в поперечнике) известняков триаса (?) среди отложений пиндского флиша несколько выше турон-сенонской карбонатной пачки. Они могут быть олистолитами, но их взаимоотношения с вмещающими породами недостаточно четки в связи с интенсивными дислокациями перед фронтом Субпелагонского шарьяжа.

Приведенные данные свидетельствуют о седиментации пиндской серии и своеобразной обстановке с широким развитием гравитационного перемещения материалов. В это время из более внутренних частей Динарид в сторону Пиндской зоны могли продвигаться шарьяжи, позднее ее перекрывшие. Их вероятное влияние на обстановку седиментации легко представить, если допустить, что они доставляли материалы, аккумуляровавшиеся во флишевом прогибе, или способствовали обрушению и сползанию осадков, которые недавно накопились на его окраине. Результаты наблюдений по району Леши — Милоти хорошо согласуются с этим представлением, причем здесь еще яснее, чем в других местах, выражены структурные отношения, которые возникают, если тектонический покров сначала «выбрасывает» вопереди лежащий прогиб свои обломки, а затем и сам надвигается на толщу отложений, где они погребены.

Интересно, что в том же выходе турон-сенонской карбонатной пачки у с. Гаюши, где наблюдаются погребенные клиппы, в нескольких метрах выше представлена подошва известнякового аллохтона (см. правую часть рис. 35). Она отличается не только неровными, зубренными очертаниями, но и тем, что известняки вблизи ее поверхности сильно трещиноваты и раздроблены. При сингенетическом захоронении внутри карбонатной пачки плоские блоки тех же пород доставлялись сюда без таких значительных разрушений близ основания. Очевидно, это можно объяснить высокой пластичностью (текучестью) водонасыщенных известняковых илов, по которым скользили и в которых захоронялись олистолиты.

По своей морфолого-кинематической характеристике дигитация Пиндского шарьяжа в районе Лешы и Милоги относится к покровам течения селиштенского типа. Этим она отличается от большинства частных покровов и чешуй зоны Пинда, которые под прямым воздействием бокового давления двигались как простые пластины скалывания перед фронтом офиолитового шарьяжа. У внешней окраины покровного комплекса они громоздились друг на друга, разделяясь крутопадающими поверхностями смещения. В данном же случае оттесненный к периферии материал пиндской серии, очевидно, испытал выжимание и приповерхностное перетекание через преграду, которая задерживала продвижение покровного комплекса (через Круйскую и Макарешскую структурные гряды Гавровской зоны).

Некоторые покровы внешних зон. Как показывают наблюдения, в пределах албанского сектора внешних Динарид преобладают тектонические покровы в виде простых плит или пластин (покровы второго рода, по терминологии П. Термье) или же покровы, которые не могут быть вполне определенно отнесены ни к одному типу.

Дурмиторская зона. Дурмиторский покровный комплекс на севере Албании в более восточном районе (участок Гаши) представлен мощной почти горизонтальной пластиной пород среднего — верхнего палеозоя, а в более западном (близ Вермоши) — целой серией чешуй триасовых пород — известняков, вулканитов, терригенных отложений (см. рис. 26, участки 24 и 25). Эти чешуи довольно круто, под углом около 40° надвинуты на флиш верхов мела и палеогена, причем флишевая толща деформирована в каскады изоклиналиных лежащих складок вергентных к юго-юго-западу. Южнее тот же флиш спокойно лежит на поверхности размыва меловых известняков, и на нем на расстоянии 7—8 км от фронта покрова залегают разрозненные клиппы известняков среднего и верхнего триаса до 3—4 км длиной и 1,5—2 км шириной. На восточном участке флиш сорван с основания, почти полностью перекрыт Дурмиторским шарьяжем и превращен в узкую краевую чешую перед его фронтом. Еще одна предфронтальная чешуя — результат срыва или скалывания у края шарьяжа — сложена триасовыми и меловыми известняками Высокого Карста.

Палеозойская серия близ фронта Дурмиторского покрова залегает моноклинално с пологим падением к северо-востоку, что и придает ему характер слабо деформированной плиты. Триасовые породы западного участка характеризуются различным залеганием в разных местах, но также не образуют структур типа лежащих складок.

Высокий Карст. Шарьяж Высокого Карста на участке его флангового ограничения, т. е. на северном обрамлении окна Цукали, несомненно, имеет простое плитообразное строение (см. рис. 15). Здесь в пределах шарьяжированного комплекса с юга на север последовательно сменяются толщи верхнего палеозоя, нижнего, среднего и верхнего триаса, юры и мела; преобладает пологое моноклиналное падение слоев к северу или северо-западу. Мощная плита шарьяжа ограничена снизу надвигом средней или малой крутизны, обычно с углом падения около 30° , местами не более $10\text{--}15^\circ$. Под ней залегает флиш дания — палеогена. Ориентировка плоскости смещения часто полностью совпадает с элементами залегания как перекрывающей, так и перекрытой толщ. В связи с этим при слабом внешнем различии пород покрова и подложия тектонический контакт картируется с трудом, хотя возраст толщ

надежно обоснован фаунистическими данными (палеозой сверху, мел — палеоген внизу).

Внутри покровного комплекса Высокого Карста прослеживаются границы покровов, то параллельные границам толщ, то секущие их. Иногда поверхность смещения того или иного частного покрова, срезая различные части складок, проявляет некоторую независимость по отношению к складчатой структуре. Возможно, это связано со сколовой природой разрыва. В подобных случаях в покрове вблизи его основания бывают представлены то более древние, то более молодые толщи, чем в подложие.

Параавтохтон внешних Эллинид. Во внутренней, восточной, части Ионической зоны и на внешней окраине Гавровской в албан-

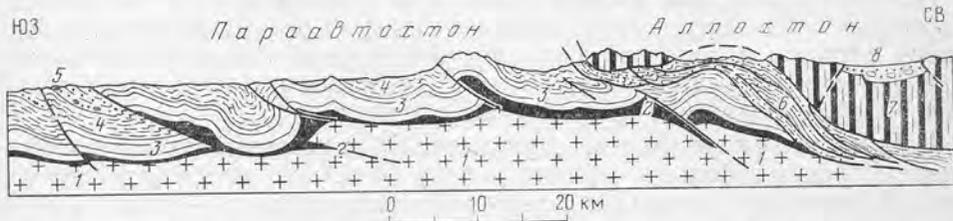


Рис. 36. Параавтохтонные покровы албанского сектора внешних Эллинид с характерными чертами складчатости срыва.

1—5 — породы мезогеосинклинали: 1 — комплекс домезозойского основания, 2 — эвапоритовый горизонт в подошве мезозойской серии (гипсы, ангидриты), 3 — карбонатная серия мезозоя — палеогена (включая средний эоцен), 4 — флиш верхнего эоцена — олигоцена вместе с терригенной флишовой толщей нижнего миоцена (флиш с элементами молассе), 5 — молассы среднего миоцена, 6 — сорванная серия отложений геосинклинали выполнения Пиндской зоны; 7—8 — комплексы пород Субпелагонской эвгеосинклинали: 7 — юрские офиолиты, 8 — олигоценые и миоценовые молассы

ском секторе Эллинид (в южной половине территории Албании) представлен обширный параавтохтонный покров шириной около 35 км вкрест простирания (см. рис. 15, III). К его фронтальным участкам относится антиклинальная гряда Шпирагрит — Люнжерия, а на северном фланге находится гипсовый купол Думреи; возможно, он формировался в связи с отжиманием гипсов из-под основания покрова (см. рис. 26, участки 26 и 27). Вероятно, этот покров является также сравнительно простой слабо деформированной пластиной. Его подошва может быть полого волниста, а толщи, которыми он сложен, испытали типичную складчатость срыва: обширные пологие синклинали сочетаются с относительно более узкими антиклиналями при большой или средней крутизне падения крыльев последних (рис. 36).

Близ фронта параавтохтонной пластины юго-западные крылья антиклинальных складок становятся круче северо-восточных. Здесь же иногда наблюдаются серии узких крутопадающих краевых чешуи. Все это — типичные признаки торможения на внешнем ограничении покровной пластины. В связи с тем, что надвиговое (или поддвиговое) перемещение сопровождалось сдвиговой компонентой (левобоковым сдвигом), наблюдается кулисное расположение складчатых и разрывных дислокаций прифронтальной зоны.

Подошва покрова в его лобовой части в большинстве случаев довольно круто падает к северо-востоку, но местами, например, в бассейне р. Дринос восточнее г. Гирокастро, обладает горизонтальным залеганием. На этом участке кремнистые известняки Виглес верхов юры — ни-

зов мела надвинуты на песчано-глинистую толщу аквитана или на промежуточную чешую верхнеэоценового флиша, которая отделяет автохтон от параавтохтона. Видимое тектоническое перекрытие составляет почти 10 км. Тыловые участки параавтохтона подверглись раздавливанию с образованием хаотических комплексов и узких надвиговых чешуй.

Если параавтохтонный покров восточной части внешних Эллинид образовался под воздействием крупных аллохтонных шарьяжей внутренних зон, то естественно ожидать, что дисгармоническая складчатость срыва в его пределах начала проявляться при самом его зарождении. Это могло случиться в одну из фаз интенсивных горизонтальных перемещений, когда шарьяжи внутренних зон впервые пришли в соприкосновение с внешними зонами. По-видимому, речь должна идти о конседиментационной фазе на рубеже эоцена и олигоцена. Как показали наши наблюдения (Белостоцкий, 1964), в это время во внешних Эллинидах сначала происходила массовая транспортировка офиолитовых материалов (признак «прибытия» Субпелагонского шарьяжа к окраине внешнединарского преггиба), а затем обособился участок, где быстро росли антиклинальные поднятия и с их гребней сносилось огромное количество крупных олистолитов. Связь между конседиментационной дисгармонической складчатостью, вызвавшей обрушение олистолитов, и самим образованием параавтохтонного покрова перед фронтом внутридинарских шарьяжей, подтверждается тем, что ареал распространения олистолитов на границе эоцена и олигоцена совпадает с контуром параавтохтонной пластины.

Далее к юго-западу — в районе гор Курвелеш, Мали-Джер и других также отмечаются структуры тектонического перекрытия с видимой амплитудой до 5—8 км, обусловленные срывом мезозойских и палеогеновых толщ с основания (см. рис. 26, участок 28). В одних случаях они могут быть обособленными, т. е. не имеют общей поверхности смещения, в других частично объединяются, образуя переход от локальных структур тектонического срыва к параавтохтонным покровам.

Участок Даити. Для изучения природы плитообразных или пластинообразных покровов интересен участок горы Даити (Даити) близ Тираны (см. рис. 26, участок 29). Хотя наблюдаемые здесь перекрытия невелики, они благодаря четкости структурных взаимоотношений горных пород могут служить превосходной моделью одной из разновидностей покровов данного типа. Этому способствует также то, что изучение участка было нами проведено достаточно детально (Белостоцкий 1963).

Как отмечалось выше, гряда Круя — Даити представляет собой крупную моноклиналичную надвиговую чешую, впереди которой расположена еще одна такая же структура — Макаreshская. Обе они принадлежат Гавровской зоне внешних Эллинид и сложены по преимуществу известняками мела и эоцена; в более высокой части разреза присутствует верхнеэоценовый и олигоценовый флиш. Каждая из этих двух чешуй, состоит из целой серии более мелких чешуй, границы которых обычно параллельны слоистости известняков. Падение слоев и надвиговых поверхностей всюду северо-восточное, как правило, довольно крутое (около 40°).

На обрывистом юго-западном склоне горы Даити представлена фронтальная часть нагромождения субпараллельных надвиговых пластин (рис. 37 и рис. 38). Более юго-западная Макаreshская структура здесь погружена под миоценовые молассовые отложения Тирано-Иш-

минской депрессии. Лишь местами из-под моласс выходит на поверхность олигоценовый глинистый флиш восточной окраины Макаreshкого блока. Меловые и эоценовые известняки Даити надвинуты то на этот

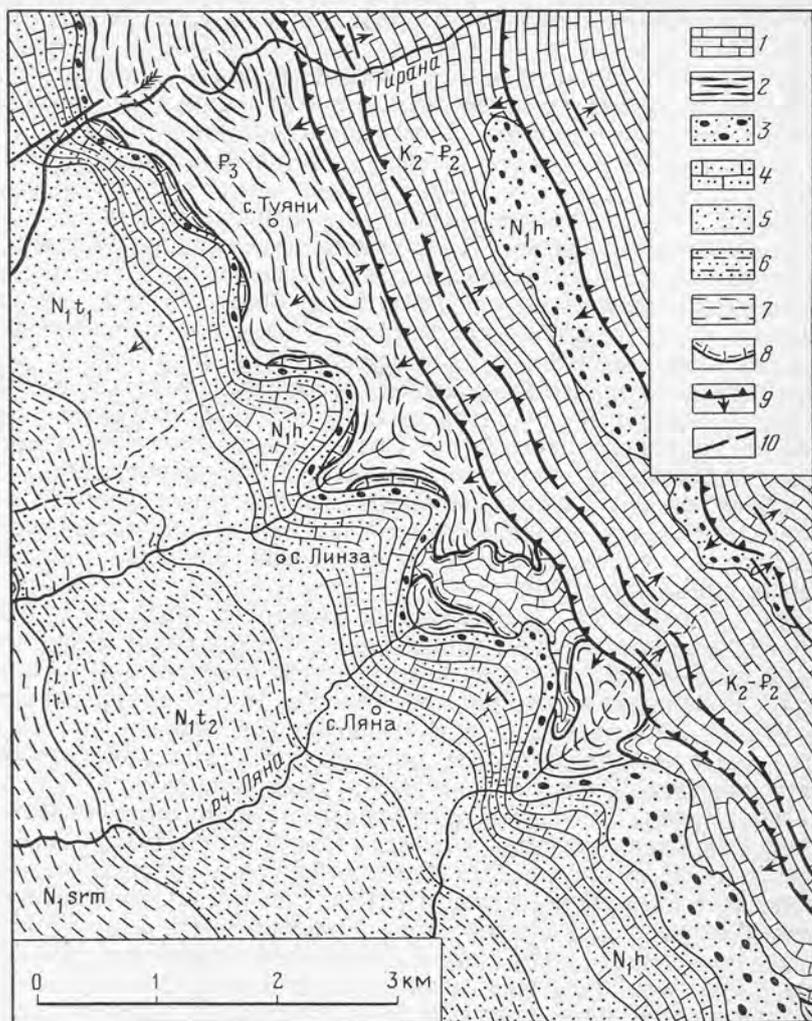


Рис. 37. Схема строения участка юго-западного склона горы Даити восточнее г. Тираны. По данным Н. А. Пупышева и С. В. Перфильева с дополнениями и изменениями.

1 — известняки, частью доломиты верхнего мела и эоцена; 2 — аргиллиты олигоцена; средний миоцен: 3 — гравелиты, песчаники, конгломераты, красные бокситоподобные глины и аргиллиты с пластами угля низов гельветского яруса, 4 — известковистые песчаники и литотамневые известняки гельвета, 5 — песчаники, алевролиты и аргиллиты с пластами угля верхней части тортонского яруса, 6 — косослоистые песчаники его верхней части; верхний миоцен: 7 — песчаники и глины сарматского яруса; 8 — нижняя граница захороненных клиппов; 9 — надвиги и их направление, 10 — поперечный сброс

флиш, то непосредственно на молассы гельветского или тортонского яруса.

Верхняя из надвиговых чешуй, которая слагает вершину и северо-восточный склон Даити, во фронтальной части имеет несколько более пологое залегание, чем в других местах, и срезает некоторые из ниже-

лежащих чешуй. Еще лучше это видно на юго-восточном продолжении той же гряды в бассейне Эрзена, где меловые известняки и доломиты верхней чешуи, наподобие трансгрессивной толщи, залегают с углами падения до 15—20° на плитчатых известняках эоцена, падающих в ту же сторону (к восток-северо-востоку) под углом 30—40° или круче. Кроме того, здесь наблюдается довольно ясный антиклинальный перегиб надвиговой поверхности с выполаживанием ее к периферии надвинутого блока. Благодаря этому перегибу верхняя чешуя в процессе надвигания легко могла перейти в тектонический покров, который дол-

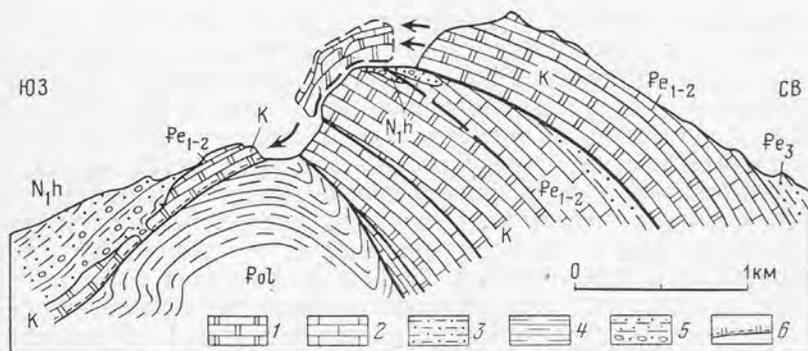


Рис. 38. Обобщенный разрез структуры горы Даити близ Тираны.

1 — известняки мела; 2 — нуммулитовые известняки нижнего и среднего эоцена; 3 — верхнеэоценовый флиш; 4 — глинистый флиш олигоцена; 5 — молассовые отложения гельветского яруса (песчаники, глины, гравелиты, литотамниевые известняки); 6 — подошва клиппов

жен был переползать через нагромождение нижних круто падающих чешуй и спускаться в Тирано-Ишминскую депрессию.

Такое переползание здесь действительно существовало. У подошвы известняковых скал крутого склона Даити на поверхности размыва олигоценовых аргиллитов встречаются многочисленные плоские клиппы известняков мела и эоцена, которые с нормальным стратиграфическим контактом перекрыты отложениями гельветского яруса. Подошва клиппов, слои известняков внутри них и слои гельветских отложений (гравелитов, песчаников, аргиллитов, литотамниевых известняков) расположены параллельно друг другу и падают сравнительно полого в сторону депрессии — к юго-западу. Мощность клиппов обычно измеряется десятками метров и не превышает 100 м, а площадь иногда достигает 1—2 км². Разделяющие их промежутки, очевидно, менее значительны.

Геологические отношения в пределах участка свидетельствуют, что захороненные клиппы Даити образовались в предгельветское время при заложении молассовых прогибов внешних Динарид. Их разобоченность может быть результатом эрозийного расчленения маломощного тектонического покрова перед началом осадконакопления, но еще более вероятно, что они образовались путем отрыва и гравитационного сползания отдельных фрагментов нависающей чешуи по мере ее продвижения в сторону депрессии при уже начавшемся осадконакоплении. Местами, например близ с. Туяни (см. рис. 37), под плитообразными блоками меловых и эоценовых известняков обнажаются темно-серые аргиллиты с неправильной, деформированной слоистостью; в них содержатся гальки кремней. Здесь же отмечаются неровности нижней поверхности одного

из клиппов, которая то параллельна слоистости, то изгибается под прямым углом к ней, в связи с чем толщина (мощность) блока резко изменяется. Часто известняки сильно раздроблены, особенно вблизи нижней поверхности клиппов.

Внутри толщи олигоценовых аргиллитов недалеко от контакта с плитообразными блоками известняков наблюдается интенсивная перемятость. В целом слои олигоцена залегают непараллельно вышележащим отложениям и плитам перемещенных известняков, т. е. подверглись некоторой складчатой деформации близ надвиговой зоны еще до начала молассовой седиментации.

Современная структура Даити представляет результат дальнейшего усложнения тех довольно сложных структурных отношений, которые возникли к началу гельвета в результате «переползания» верхней тектонической чешуи через нагромождение более нижних (рис. 39). В конце миоцена или в плиоцене происходили повторные перемещения по надвиговым поверхностям. В результате этого здесь снова возникло высокое нагромождение чешуй, причем теперь между надвинутыми друг на друга пластинами известняков местами оказались зажаты поднятые на различную высоту обрывки миоценовых отложений. Так, недалеко от вершины горы прямо против Тираны сохранилась эффектная террасовидная поверхность, где довольно широко представлены слои прибрежных гельветских ракушняков, песчаников и глин. В некоторых обнажениях хорошо видно, как эти осадки перекрываются верхней надвиговой чешуей меловых известняков и непосредственно под надвигом образуют лежащую синклиналь с почти горизонтальным верхним крылом.

Наблюдаемые соотношения пород хорошо согласуются с представлением, что верхняя надвиговая пластина распадалась на отдельные лоскуты, как только начинала спускаться в прогиб, и эти лоскуты в своем скольжении по наклонному дну удалились от берега. При повторных надвиговых перемещениях фронтальный край пакета чешуй в отдельных случаях надвинулся не только на аргиллиты олигоцена, но и на плоские захороненные клиппы меловых и эоценовых известняков, которые покрывают поверхность размыва олигоценовых отложений. Это можно наблюдать близ истоков рч. Ляна и восточнее — на участке, где автодорога серпантинном поднимается к перевалу Прискес.

Продвижение верхней чешуи через головы нижних в новейшее время могло так же, как и раньше, привести к отрыву отдельных плоских блоков известняков и их сползанию вниз по склону. Один из таких недавно образованных клиппов, отторгнутых от верхней чешуи, виден на современной поверхности юго-западного склона Даити несколько южнее перевала Прискес. Он лежит на лобовой части нижних чешуй, образуя по отношению к ним «структуру крыши» со встречным падением пластов на юго-запад. Его площадь составляет примерно 1000×1000 м. Этот клипп, условно изображенный нами на профиле (см. рис. 38), служит как бы наглядным подтверждением тех процессов, которые здесь происходили в прошлом.

Как видно из приведенных данных, покровная структура юго-западного склона горы Даити возникла в результате приповерхностного выколаживания чешуйчатого надвига. Это было естественным, когда перед фронтом крутых надвиговых пластин располагался относительно пониженный блок, т. е. отсутствовал «упор», который помешал бы их дальнейшему продвижению вдоль земной поверхности.

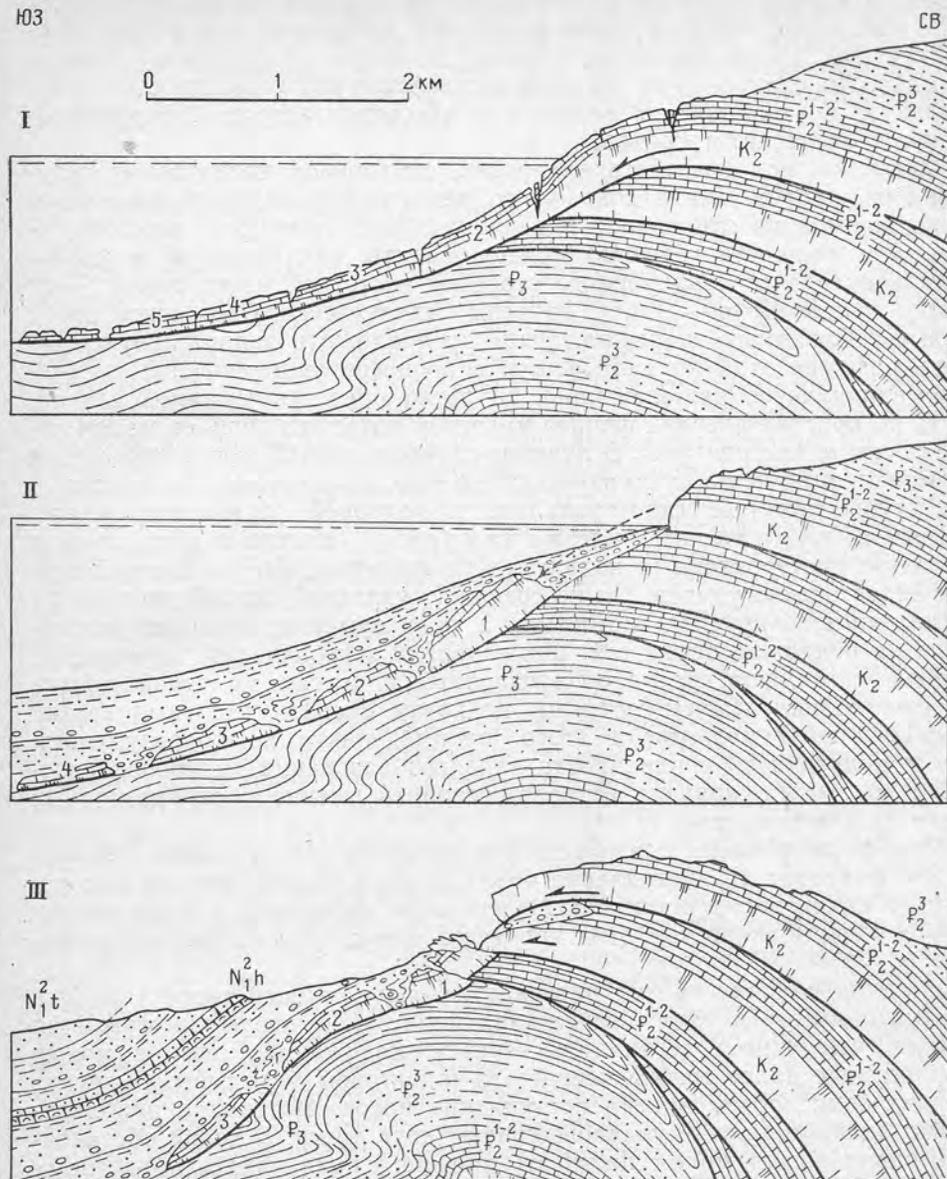


Рис. 39. Последовательные стадии формирования структуры Дайти:
 I — предгельветское время, II — начало гельвета, III — после миоцена. Части структуры перекрытия, превратившиеся в захороненные клиппы (1—5)

Следует иметь в виду, что в данном случае сама чешуйчато-надвиговая зона расположена во фронте крупного параавтохтонного покровного комплекса. Образованные перед ним небольшие структуры перекрытия, описанные как покров Даити, являются структурами второго порядка. Но, как бы то ни было, они иллюстрируют возможность преобразования крутопадающих надвигов в субгоризонтальные, с формированием тектонических покровов.

Очевидно, под воздействием эрозии, синхронной надвиговому перемещению, покров Даити доходил до места своего захоронения сильно утончившимся по отношению к первоначальной мощности верхней чешуи. Эту мощность уверенно можно оценить, как минимум, в 2200—2500 м, исходя из современного строения восточной части района — от гребня гряды Круя — Даити до зоны тектонического меланжа перед фронтом Пиндского шарьяжа. Если предположить значительную скорость размыва этой крупной чешуи в процессе ее надвигания и перебрасывания через нижележащие, то легко представить такой случай, когда до прогиба впереди фронта надвигов доходили лишь ее маломощные лоскуты или реликты. В лучшем случае в прогиб могла спускаться сплошная, значительная по площади, но тонкая известняковая пластина. Структуры, которые формировались в подобной обстановке, можно назвать синэрозионными надвигами. Обычно в этих случаях говорят о постэрозионных надвигах или покровах, однако данный термин недостаточно удачен. Он не содержит указаний, воздействовала ли эрозия на шарьируемый комплекс, а подразумевает лишь ее воздействие на подложие перед тем, как возникло тектоническое перекрытие. Иногда упоминают просто об эрозионных надвигах, но такой термин совершенно неприемлем, если мы не хотим сказать, что сама эрозия была причиной надвига, а этого, видимо, никто не подразумевает. Чтобы подчеркнуть синхронность надвигообразования (покровообразования) и эрозии, правильнее всего говорить именно о синэрозионных надвигах или покровах.

При формировании синэрозионных надвигов одновременно действует два фактора: 1) поступление новых порций горной породы как результат надвигового процесса; 2) удаление материала как результат эрозии. Между скоростью этих процессов могут быть разные соотношения.

В одних случаях эрозия протекает с опережающей скоростью. Это должно привести к тому, что верхняя надвиговая чешуя уничтожается прежде, чем успеет перевалить через нижележащие; она не может продвинуться далее гребня чешуйчато-надвиговой структуры. В других случаях темп эрозии и темп поступления нового материала приблизительно одинаковы, т. е. уравнивают друг друга. В такой обстановке верхняя чешуя может достигать внешнего края пакета надвиговых пластин, будучи уже предельно утонченной. Она частично уничтожается здесь, частично сползает в прогиб перед фронтом надвигов в виде разрозненных маломощных фрагментов. В третьих случаях темп эрозии отстает от скорости надвигания, и тогда верхняя надвиговая чешуя, переваливая через нижние, может превращаться в настоящий тектонический покров более или менее значительной мощности. Структура горы Даити, скорее всего, отвечает второй группе случаев (возможно, с переходом к третьей).

Данные наблюдений по участку Даити интересны не только в структурно-геологическом отношении, но и с точки зрения датировки текто-

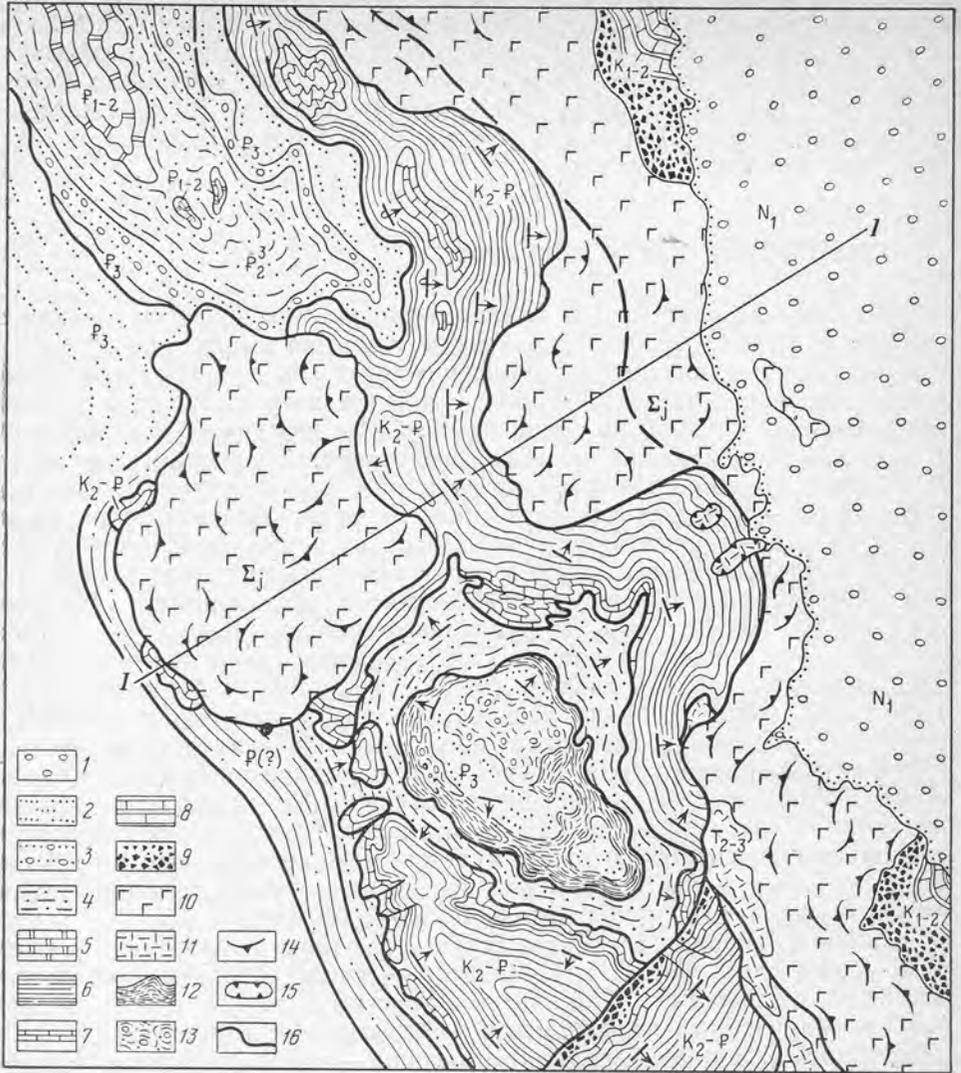
нических событий. Здесь хорошо видно, что перемещения покровов закончились в предгельветское или раннегельветское время — приблизительно на рубеже нижнего и среднего миоцена. Средне- и верхнемиоценовые молассы входят уже в состав неоавтохтона, покрывая аллохтонные или параавтохтонные комплексы. Это согласуется и с выводами по другим районам Динарид, в том числе по району Пишкаша, о котором уже говорилось ранее.

ДЕВОЛЬСКИЙ ПАКЕТ ПОКРОВОВ

Общее строение пакета. Для пакета тектонических покровов в среднем течении р. Девол (Деволи) характерны: большая амплитуда шарьяжей с перекрытием одних структурно-фациальных зон другими, многослойность покровной структуры и более древний возраст пород в каждой вышележащей единице по сравнению с более нижними (рис. 40 и 41). В верхнем аллохтонном покрове представлены юрские гипербазиты Мирдиты с сопровождающими их породами, в промежуточном — флиш Пинда (мел — палеоген), ниже располагается либо параавтохтон, образованный отложениями Гавровской зоны в их нормальной стратиграфической последовательности, либо еще один — нижний аллохтонный покров, сложенный флишевой толщей эоцена. Принадлежность этой толщи к той или иной структурно-фациальной зоне не вполне ясна; возможно, это верхи пиндского флиша. Там, где присутствует нижний аллохтонный покров, под эоценовым флишем залегает олигоценая серия Гавровской зоны, которая очень сильно дислоцирована, а нередко и сорвана с основания, благодаря чему здесь образуются более мелкие структуры покровного типа. Впереди всех перечисленных единиц расположена краевая чешуя, сложенная флишем. Не исключено, что она оторвана от тыловой части Гавровской зоны, хотя флиш как будто бы несколываемо напламывает пиндский. Участок, в пределах которого особенно отчетливо выражены шарьяжные перекрытия, имеет довольно значительную площадь — приблизительно 500—600 км².

Одним из главных элементов структуры района служит так называемый Девольский массив гипербазитов — огромный клипп или лоскут шарьяжа, оторванный от Мирдиты, выдвинутый далеко к юго-западу и глубоко вдавленный во флишевые и флишоидные толщи зон Пинда и Гавровской. Площадь Девольского массива — клиппа превышает 130 км², а глубина врезания долины Девола в его породы более 1,5 км, причем подошва клиппа нигде не обнажена.

Массив-клипп окаймлен выходами промежуточного покрова, сложенного породами зоны Пинда. Они образуют с его восточной стороны сплошную, а с западной прерывистую оторочку и вместе с гипербазитами самого массива выдаются приблизительно на 15 км к юго-западу от наиболее северо-восточных выходов Гавровской зоны. Фактическая величина ее перекрытия может быть значительно больше. Севернее массива наблюдается несколько вытянутая Тервольская брахиантиклинальная складка, круто погружающаяся к юго-востоку, а на ее продолжении, юго-восточнее массива, существует еще одна, почти изометричная брахиантиклиналь Моглицы, которая будет подробнее описана далее (рис. 42). Массив-клипп находится около седла между упомянутыми брахиантиклиналями, причем располагается таким образом, как будто сползал с него вниз в юго-западном направлении.



ЮЗ

СВ



Рис. 40. Структурно-геологическая схема района среднего течения р. Девол.

1 — миоцен (молассы); 2 — олигоцен (аргиллиты, конгломераты, глинистый флиш); 3 — толща грубообломочных пород на границе эоцена и олигоцена; 4 — флиш эоцена; 5 — известняки нижнего — среднего эоцена; 6 — флиш Пинда (верхний мел — палеоген) и 7 — известняки (турон — сенон); 8 — верхнемеловые известняки зоны Мирдиды (турон — сенон); 9 — терригенная толща (конгломераты, песчаники) верхов нижнего (?) и низов верхнего мела; 10 — мезозойские (юрские) гипербазиты; 11 — известняки среднего — верхнего триаса; 12 — зона тектонического перемешивания от-

С противоположной, северо-восточной стороны на окраине зоны Мирдиты наблюдается фестончатый выступ гипербазитов, обращенный выпуклостью к тому же седлу и Девольскому массиву. От последнего он отделен промежутком лишь в 3—4 км. Соединяя мысленно этот выступ с самым массивом, мы можем восстановить вероятную первоначальную форму офиолитового покрова в плане, в виде длинного «языка», вытя-

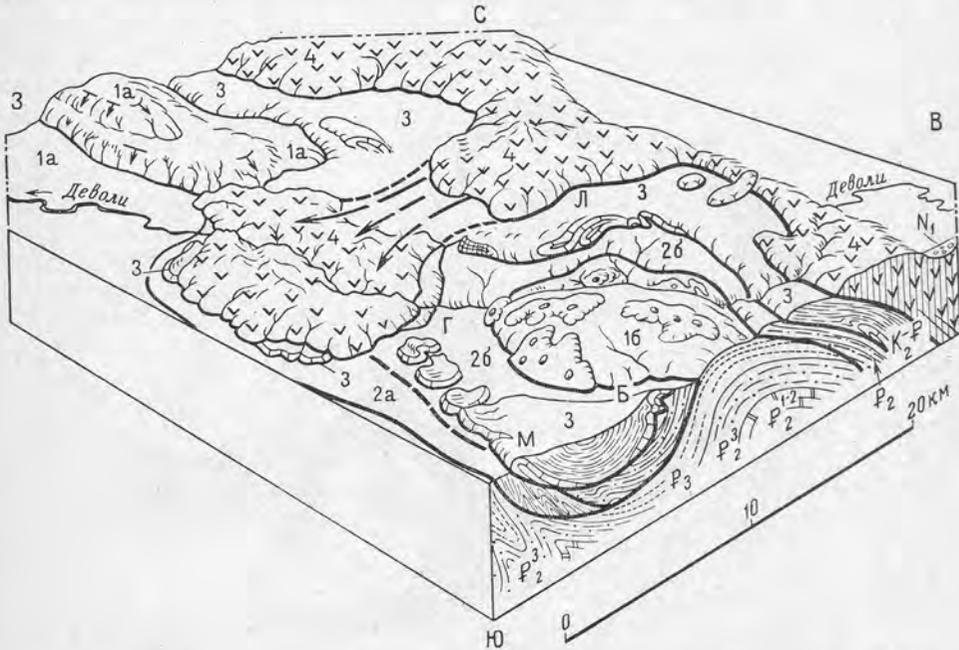


Рис. 41. Блок-диаграмма Девольского пакета покровов (Белостоцкий, 1970а).

Гавровская зона: 1а — параавтохтон западной и северо-западной части района и 1б — то же в ядре Моглицкой антиформной структуры, P_2^{1-2} — известняки нижнего — среднего эоцена, P_2^3 — флиш верхнего эоцена, 2а — аргиллиты и конгломераты олигоцена. Нижние чешуи Пиндского покрова: 2а — внешняя чешуя, 2б — внутренняя чешуя (P_2 — флиш эоцена с прослоями нуммулитовых известняков); 3 — верхняя чешуя Пиндского покрова — промежуточный покров (K_2-P — флиш дания — палеогена с пачкой плитчатых известняков турон-сенона в основании); 4 — верхний — офиолитовый покров (Суббелаягонская зона). Преимущественно юрские гипербазиты (N_1 — молассы миоцена). Горы: Л — Лениес, М — Метес, Б — Бофнес, Г — утес Градиште

нутого в общей сложности на 20 км к юго-западу. Не исключено, что находившийся на самом конце этого «языка» Девольский массив, ныне обособленный, продвинулся на несколько километров вперед под действием собственной силы тяжести, причем это могло сопровождаться его отрывом от тыловых участков покрова. Движение офиолитового «языка» происходило в своего рода «лотке» с крутыми бортами, что естественно при относительной некомпетентности пород его подложия.

О лоткообразном крутосклонном ложе, по которому двигался офиолитовый покров, свидетельствует то, что контакты гипербазитов с фли-

ложений олигоцена и эоцена на границе автохтона и нижнего покрова; 13 — продукты тектонического перемешивания аргиллитов и конгломератов олигоцена (субавтохтон); 14 — элементы прототектоники; 15 — клиппы; 16 — тектонические разрывы. I—I — линия геологического разреза; на разрезе: полустрелки — направление движения покровов, вертикальные стрелки — гравитационное погружение Девольского массива, горизонтальные стрелки — отжимание пород в стороны

шем Пинда круты, если они не приобрели более пологого залегания у земной поверхности под воздействием вторичных гравитационных процессов. Проявление последних наблюдается, например, у с. Доберчани, где юго-восточная краевая часть массива длиной 3 км и шириной приблизительно 1 км превратилась в горизонтальный надвиговой «kozyрек» (см. рис. 42). Под ним залегает пиндский флиш среднего аллохтонного покрова с падением слоев к северо-западу, под массив. Этому «kozyрьку» отвечает гряда серпентинитовых холмов, типа мелкосопочника, обрамляющая высокий скалистый гребень перидотитов. Рядом с данным участком гипсометрически ниже — в ущелье Девола, где плоскость тектонического контакта не испытала вторичной приповерхностной деформации, она довольно круто, под углом 50—60° и более падает на северо-запад.

Расположенная севернее Девольского массива Тервольская брахиантиклиналь сложена главным образом породами параавтохтона. В ее ядре обнажены известняки нижнего и среднего эоцена, а на крыльях верхнеэоценовый флиш и терригенный олигоцен Гавровской зоны. В периклинальной же части складки (на юго-востоке) и на северо-восточном крыле развит флиш Пинда. Его сравнительно глубокие горизонты, относящиеся, вероятно, к датскому ярусу мела или самым низам палеогена, соприкасаются с параавтохтонными олигоценовыми терригенными отложениями, залегающая на них napодобие более молодой толщи, притом нередко в перевернутом положении.

Другая, более юго-западная брахиантиклиналь, или брахиантиформная складка изометричных очертаний, названная нами Моглицкой, представляет собой двойное или тройное тектоническое окно, где обнажены все покровы Девольского пакета: частично верхний (на северо-западе, севере, северо-востоке и востоке — в виде полуокна), более полно промежуточный и нижний, а также две мощные зоны тектонического «месива» под ними (субавтохтон). На юго-западном обрамлении этого окна на участке сел Душар и Мазереке расположена синформная структура, которая сложена главным образом породами промежуточного покрова, а на юго-востоке района выделяется еще одна крупная тектоническая чешуя с моноклинальным юго-восточным падением слоев — чешуя гор Островицы. Она надвинута на синформную структуру Душара — Мазереке и прилегающую часть Моглицкой брахиантиклинали, но перекрывается с восточной стороны офиолитовым шарьяжем Мирдиты.

Детальные наблюдения в пределах Моглицкой антиформы и обрамляющих ее структур позволили выяснить особенности строения всех составных частей Девольского пакета и наметить некоторые черты кинематики шарьяжеобразования (Белостоцкий, 1964, 1967, 1970).

Между внутренним строением каждой покровной единицы и морфологией ограничивающих ее поверхностей существует заметное несовпадение (рис. 43). Складчатость внутри каждого литолого-стратиграфического комплекса, шарьированного на другие, далеко не всегда согласуется с общей брахиантиклинальной структурой Моглицкого участка. Границы же покровов, наоборот, полностью подчинены этой структуре, благодаря чему она и выражена достаточно отчетливо. В ряде случаев хорошо видно, как пласты пород, которыми сложены отдельные покровы, срезаются поверхностями тектонических контактов.

На границах покровов местами наблюдаются следы грандиозных разрушений, которые вряд ли возможны в каких-либо иных условиях,

кроме как при шарьяжеобразовании. В особенности это относится к двум мощным зонам меланжа в основании пакета. Они имеют значительную мощность и залегают, в целом, полого, в соответствии со своим положением в ядре крупной брахиантиклинали, представляя некое подобие самостоятельных тектонических покровов, но вместе с тем характеризуются чрезвычайно сложным, до крайности хаотичным внутренним строением.

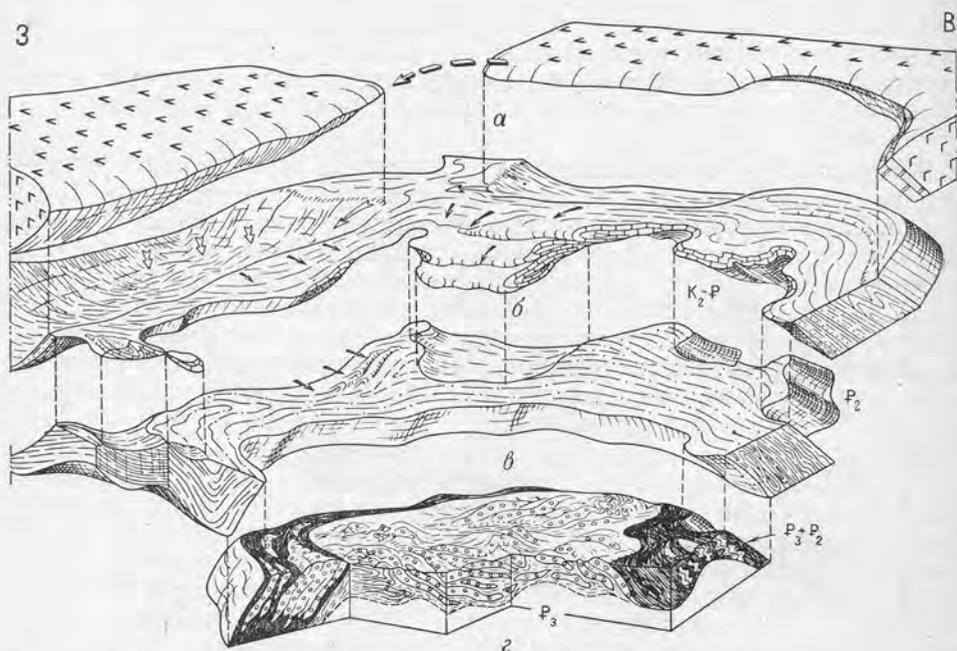


Рис. 43. Отдельные части Девольского пакета покровов в пределах Моглицкой антиклинали.

a-v — аллохтонные покровы: *a* — верхний (офиолитовый), *b* — промежуточный, *v* — нижний; *г* — зоны меланжа: P_3+P_2 — за счет перемешивания отложений параавтохтона (верхняя) и нижнего аллохтонного покрова, P_3 — нижняя — за счет перемешивания олигоценовых аргиллитов и конгломератов параавтохтона

Строение покровов и зон меланжа. Верхний покров. В строении верхнего — офиолитового покрова, кроме гипербазитов, главным образом гарцбургитов, присутствуют диабазы, спилиты, кремнисто-глинистые сланцы и радиоляриты, но количество всех этих пород очень незначительно. Они образуют небольшие провесы кровли гипербазитового плутона, уцелевшие от размыва кое-где на окраинах Девольского массива (например, близ с. Зереци). К некоторым участкам распространения офиолитов тяготеют довольно значительные выходы известняков триаса — вероятные клиппы Корабского аллохтона. Местами обнажен их нижний явно тектонический контакт с гипербазитами (долина р. Чемерицес). Эти известняки приурочены к фронтальной части шарьяжѣ Мирдиты на востоке района, причем порой образуют здесь самостоятельные крупные краевые чешуи. Сравнительно мелкие блоки (до десятков метров в поперечнике) тех же пород затерты непосредственно в зоне дробления как у восточной границы Моглицкой брахиантиклинали, так и по краям Девольского массива. Наконец, в отдельных местах

(на юго-восточной окраине массива и на восточном обрамлении тектонического окна в долине Чемерицес) на поверхности гипербазитов сохранились останцы более молодой трансгрессивной толщи груборитмичных граувакк с горизонтами офиолитовых конглобрекций или олистостромовых отложений (где, кроме обломков зеленокаменных пород, присутствуют олистолиты триасовых известняков). Возраст этой толщи остается несколько спорным — он отвечает либо середине мела («нижнему флишу» Пиндской зоны), либо, по некоторым косвенным данным, олигоцену. Первое более вероятно. Иногда породы той же толщи слагают обособленные чешуи перед фронтом офиолитового шарьяжа (долина р. Хосоес).

Для гипербазитов верхнего покрова характерна сохранность первичной ориентировки текстур течения, возникших в процессе магматического становления плутона (см. рис. 40). Она позволяет думать, что покров перемещался в общем как более или менее единая жесткая масса, без существенной внутренней перестройки гипербазитового цоколя. При этом расположение элементов прототектоники в Девольском лоскуте покрова хорошо согласуется с тем, что наблюдается на северо-востоке района, как и должно было бы случиться, если бы лоскут первоначально примыкал к ближайшему более восточному выходу ультраосновных пород — Валямарскому массиву*. Можно уверенно говорить и о том, что Девольский клипп двигался приблизительно в горизонтальном направлении, т. е. не был выдавлен откуда-то снизу или не соскользнул сверху с поверхности более восточных выходов гипербазитов, над которыми мог бы первоначально располагаться. В пользу такого заключения свидетельствует присутствие и там и здесь — в пределах клиппа и к востоку от него — более молодой трансгрессивной толщи, которая накапливалась на офиолитах до формирования пакета покровов (по крайней мере, до того как оно завершилось).

Итак, верхний покров — это горизонтально двигавшаяся жесткая пластина, материал которой в своей главной части не обладал сколько-нибудь значительной «текучестью». Вместе с тем отдельные участки, где проявилась интенсивная серпентинизация, обнаруживают признаки такой текучести. Выше был описан Доберчанский надвиговой «козырек» серпентинитов на юго-восточной окраине Девольского массива. Наползание этого «козырька» на флиш промежуточного покрова явно связано с высокой пластичностью серпентинитов. Здесь же, в одном из оврагов севернее с. Доберчани, наблюдаются очень интересные взаимоотношения серпентинизированных пород с граувакковой толщей, трансгрессивно перекрывающей гипербазитовый плутон (рис. 44). Эта толща, сохранившаяся в виде небольшого останца, оказалась сильно деформированной, местами с образованием изоклинальных складок. Так же деформирован и ее первично стратиграфический контакт с гипербазитами, что было бы невозможно без значительной текучести серпентинитов на определенных этапах развития структур, вероятно, в то время, когда выдвигался серпентинитовый «козырек». При этом серпентиниты не только мялись и рассланцовывались (параллельно контакту), но и протрузивно внедрялись в вышележащую толщу в форме отдельных куполов и апофиз, которые хорошо видны в обнажениях.

* Прототектоника гипербазитовых массивов района была изучена Р. В. Колбанцевым.

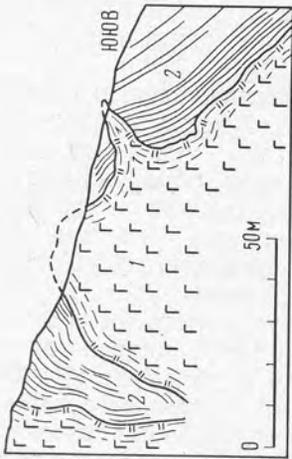


Рис. 44. Протрузивное внедрение серпентинитов в вышележащую трансгрессивную терригенную толщу. Окраина Девольского гипербазитового массива к северо-западу от с. Добрачани

1 — серпентиниты, вблизи контакта сильно рассланцованные, темные до черных; 2 — грубокристаллические флишеидные терригенные отложения с граувякками и песчаниками, содержащими большое количество серпентинитовых зерен — возможно, «нижний флиш» альба — сеномана или флишеид олигоцена (?)

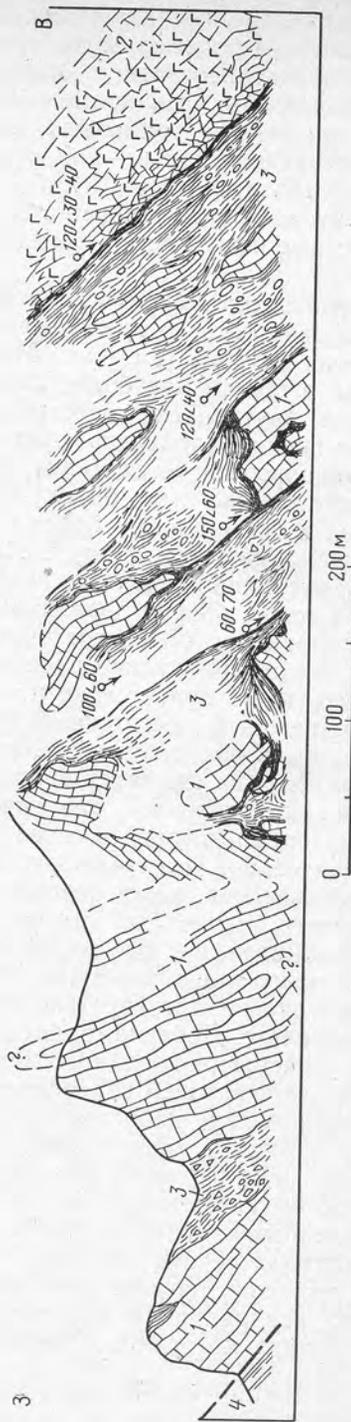


Рис. 45. Мощная зона дробления в долине Девола, ограничивающая с востока тектоническое окно Моглицы. 1 — известняки триаса; 2 — катаклазированные и брекчированные гипербазиты; 3 — серпентинитовые милониты с обломками радиоляритов, известняков, диабазов; 4 — флиш Пинда

Девольский массив-клипп, по всей вероятности, испытывал относительное опускание окраин, благодаря чему приобретал чечевицеобразную форму с выпуклостью в центре. Это следует из того, что именно по краям его сохранились провесы кровли гипербазитового плутона и останцы вышележащей трансгрессивной толщи. Такое опускание краев массива, очевидно, можно объяснить его гравитационным «самораздавливанием», что находит подтверждение в существовании серпентинитовых надвиговых козырьков. Избыток массы в центре блока должен был приводить к тому, что на фоне общего вдавливания аллохтонных гипербазитов происходило и некоторое растекание части материала к краям массива — клиппа вблизи поверхности, где не было достаточно сильного бокового «обжимания» офиолитов со стороны окружающих пород. Если такая тенденция к «растеканию» материала существовала, — она могла реализоваться за счет участков развития серпентинитов. Серпентиниты служили и главной «смазкой» в основании покрова. Они здесь играют значительную роль в образовании зон дробления и милонитизации.

Очень интересно строение зоны фронтального надвига Мирдиты на восточном краю Моглицкого тектонического окна, с яркими следами интенсивного раздавливания пород. Мощность этой зоны в долине Деволы превышает 500 м (рис. 45). В ней преобладают милониты серпентинизированных гипербазитов с более или менее крупными блоками триасовых известняков и обломками радиоляритов. Все эти породы в совокупности образуют меланж. В состав «цементирующих» его милонитов кроме серпентинитового материала входят также перетертые диабазы и кремнисто-глинистые сланцы. Известняковые блоки большей частью имеют неправильные очертания и беспорядочную ориентировку, но некоторые из них, относительно плоские и не очень крупные, располагаются взаимно параллельно в соответствии с ориентировкой всей зоны и сланцеватостью милонитов. Сланцеватость милонитов, или текстуры течения основной массы меланжа, огибает отдельные блоки и обломки нераздробленных пород, располагаясь параллельно их краям. Крупнейшие (более 70—100 м в поперечнике) блоки известняков сконцентрированы во внешней фронтальной части надвиговой зоны. Самые крупные из них надвинуты на пиндский флиш промежуточного покрова. В тыловой восточной части надвиговой зоны наиболее развиты серпентинитовые милониты с мелкими блоками известняков. Степень истирания и «размалывания» пород все более нарастает в эту сторону до определенной границы, восточнее которой представлены немилонитизированные гипербазиты. В них отмечаются раздавливание и катаклиз, сначала очень интенсивные, а затем — далее к востоку — постепенно убывающие. Плоскость разрыва, которая играет роль такой границы, падает на восток под углом 30—40°.

С противоположной стороны Моглицкого тектонического окна на юго-восточном обрамлении Девольского массива в ущелье Деволы между селами Зереци и Доберчани зона дробления и милонитизации в основании верхнего (офиолитового) покрова характеризуется менее значительной мощностью — в пределах 100—150 м. В ней среди милонитизированных серпентинитов затерты сложнодислоцированные фрагменты толщи известняков триасового облика. Во многих местах по разнообразно ориентированным трещинам серпентиниты проникают внутрь известняков, разделяя их на блоки и глыбы сечением от нескольких дециметров до десятков метров (рис. 46). В результате здесь образуется очень

крупная тектоническая брекчия известняков с серпентинитовым цементом — одна из разновидностей меланжа.

Промежуточный покров (см. рис. 43). Комплекс отложений Пиндской зоны, которым сложен этот покров, отслаивался от подстилающих пород чаще всего по подошве пачек турон-сенонских плитчатых известняков. Вследствие значительной кремнистости пород эта пачка служила относительно твердой пластиной, несущей на себе более мягкую («некомпетентную») флишевую толщу, и скользила в свою очередь

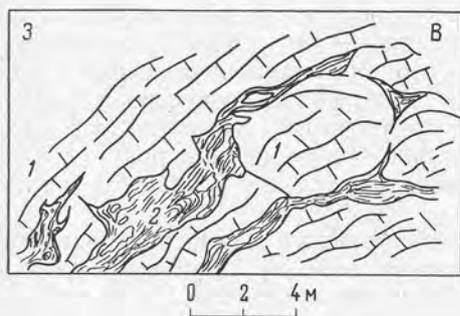


Рис. 46. Известняково-серпентинитовая брекчия. Деталь строения зоны тектонического контакта на юго-восточной границе Девольского массива: блоки триасовых известняков (1) между которыми вдавлены серпентинитовые милониты (2).

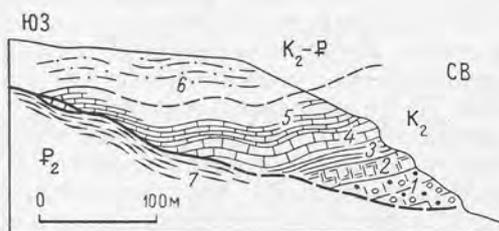


Рис. 47. Базальная поверхность стесывания в основании промежуточного тектонического покрова южнее с. Врепске.

1—5 — верхний мел: 1 — известняковые конгломераты, 2—5 — известняки: 2 — серые массивные, 3 — розовые плитчатые, 4 — розовато-серые толстоплитчатые, 5 — красные тонкоплитчатые; 6 — верхний мел — палеоген, пиндский флиш; 7 — эоценовый флиш

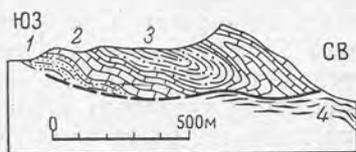


Рис. 48. Строение клиппа Градиште близ с. Зереци:

1 — нижняя терригенная толща («нижний флиш») зоны Пинда (верхние горизонты нижнего мела — нижние горизонты верхнего мела), 2 — известняки турона — сенона, вверх плитчатые; 3 — пиндский флиш (мел — палеоген); 4 — эоценовый флиш

также по флишу, но более молодому — эоценовому. Нечто подобное отмечает П. Селе (Celet, 1960) в горах Парнаса и Гионы в Греции, где аналогичную роль жесткого каркаса тектонического покрова играет пачка яшмовидных кремнистых известняков в низах мезозойского карбонатного комплекса Парнассской зоны, который шарьирован на флиш Пинда.

Несмотря на избирательный характер отслоения пород пиндской серии преимущественно по подошве карбонатной пачки основание покрова не всегда проходит строго по одним и тем же пластам, а имеет несколько изменчивое, «скользящее» положение.

Залегание турон-сенонских известняков представляет необыкновенно интересную картину. Их пласты, часто смятые в лежащие складки, которые опрокинуты на юго-запад, во многих местах срезаются базальной поверхностью стесывания. Нередко ориентировка этой поверхности совпадает с элементами залегания в эоценовом флише нижележащего

покрова, и тогда нижняя граница промежуточного покрова больше напоминает перевернутый трансгрессивный контакт, чем тектонический разрыв.

Это видно непосредственно в обнажениях у подошвы одного из эрозионных останцов на западной периферии брахиантиклинали близ с. Врепцке (см. рис. 42; рис. 47). Волнистая поверхность, срезающая снизу различные пласты известняковой толщи, ориентирована здесь совершенно так же, как и слои флиша, обнаженного ниже — близ дна оврага, прорезающего останец; она имеет пологое падение к востоку. Толща же известняков при некоторой волнистости пластов в среднем залегает горизонтально или образует пологую синклиналь с меридионально простирающейся осью. На поверхности, отделяющей известняки от расположенного под ними флиша, не наблюдается никаких зон дробления или милонитов. Местами здесь можно лишь встретить небольшие затертые линзовидные блоки известняков. Такой же характер имеет нижняя граница промежуточного покрова и в других местах, — например, в небольшом эрозионном останце севернее с. Душар и в скалах Градиште (рис. 48). Отторженец, образующий скалы Градиште, особенно интересен тем, что почти горизонтальное залегание его подошвы находится в резком противоречии с напряженной внутренней тектоникой в нем самом. Описанное явление может рассматриваться как один из структурно-геологических критериев тектонических покровов.

Где нижняя граница покрова полностью срезает пачку известняков, там верхний флиш зоны Пинда (датский ярус — низы палеогена) залегает непосредственно на эоценовом флише нижнего аллохтонного покрова. Это наблюдается у восточного края упомянутого останца близ с. Врепцке, в долине рч. Душарит на юго-восточном крыле Моглицкой брахиантиклинали, в долинах рек Девоп и Хосоес на ее северо-восточном крыле и близ с. Доберчани на северо-западном погружении (см. рис. 42). Около с. Доберчани на контакте между флишондными отложениями Пинда и эоценовым флишем отмечается несвойственная другим участкам относительно мощная (в десятки, иногда сотни метров) полоса красных милонитов, известняков и терригенных пород, с отдельными крупными линзовидными известняковыми блоками.

Характерен большой разноразмерностью в гипсометрическом положении отдельных, незначительно удаленных друг от друга участков промежуточного покрова. Особенно хорошо это видно на примере небольших останцов вблизи сел Врепцке, Зереци и севернее с. Душар, которые напоминают беспорядочно разбросанные на разной высоте черепки или скорлупки (см. рис. 41). Местами они явно отделены друг от друга и от соседних участков небольшими разрывами типа сбросов растяжения. Эти разрывы, по-видимому, не имеют продолжения в подстилающей чешуе. Останец, расположенный у с. Врепцке, отделен от останца, образующего скалы Градиште, маломощной сбросовой трещиной без видимых следов дробления. Второй из этих останцов опущен на 100—150 м по отношению к первому. Трещина хорошо обнажена в русле протекающего здесь ручья. Такие же или несколько более крупные сбросы, однако не прослеживающиеся на сколько-нибудь значительное расстояние, выявлены при геологическом картировании того же покрова в пределах большого синформного участка на юго-западном обрамлении Моглицкой брахиантиклинали — южнее с. Душар, а также на ее юго-восточном замыкании — между селами Карбаньес и Дзерье (см. рис. 42) — в пределах моноклиальной чешуи Островицы. В скалистом

обрыве, образующем восточный край останца у с. Врепцке, хорошо обнажена целая серия небольших тесно расположенных сбросов. Большинство из них значительно наклонены в сторону опущенных блоков; иногда их падение относительно пологое — порядка 50—60°. Амплитуда отдельных сбросов достигает 25—30 м. Эти сбросы могут быть признаны классическими сбросами растяжения.

Описанные факты заслуживают серьезного внимания. Очевидно, при формировании тектонических покровов, самое возникновение которых связано со сжатием земной коры, в отдельных местах может создаваться обстановка, благоприятная для образования и сохранения сбросов растяжения в их, так сказать, чистом виде. Дело здесь, вероятно, не только в том, что выжатое из недр вещество горных пород в приповерхностных условиях может оказаться лишенным упора с боков, но и в действии каких-то активных факторов, вызывающих «растаскивание» материала.

Важной особенностью строения промежуточного покрова является широкое распространение в нем лежащих складок турон-сенонских известняков, причем эти складки закономерно опрокинуты на юго-запад, в направлении движения шарьяжей. Иногда они нагромождаются друг на друга в виде каскадов и характеризуются полнотой развития перевернутых крыльев. Это — складки, однотипные с теми, которые обычно наблюдаются в связи с покровами пластического течения и описаны нами в различных районах Албании.

К структурам этого типа относятся опрокинутая антиклиналь скал Градиште (см. рис. 48), антиклинальная складка, слагающая вершину горы Метес южнее с. Душар (рис. 49) и ряд складок на горе Бофнес юго-восточнее того же села (см. рис. 42).

Исключительный интерес представляют дислокации в известняках турон-сенона близ с. Моглица на южном склоне горы Лениес. Здесь обнажен крупный каскад лежащих складок, образующий две ступени — более высокую, с вершиной горы, и более низкую, расположенную на 500—600 м ниже, у ее подошвы. Возможно, появление нижней ступени связано с позднейшим гравитационным перемещением пород по склону.

Нагромождение складок, слагающих гору Лениес, имеет очень сложный характер. На любом участке обнаженного скалистого склона можно видеть бесчисленное их множество, причем они располагаются рядами друг с другом, имеют чрезвычайно свободные и прихотливые формы, характеризуются горизонтальным положением осевых плоскостей и перевернутых крыльев, без следов пережима и скалывания последних. Кроме складок в десятки и сотни метров, наблюдаются и такие, которые измеряются дециметрами и метрами. Все они в совокупности образуют огромный «раздув» или «наплыв» турон-сенонских известняков, мощность которого намного превышает 1000 м при первоначальной мощности этих известняков в нормальном разрезе не более 100—200 м.

Этот более чем километровый «наплыв» известняков, полностью отсутствующих на соседних участках, расположен вблизи того структурного седла, через которое, по-видимому, переползал покров гипербазитов, представленных в Девольском массиве. Такое совпадение вряд ли случайно: именно отсюда должны были отжиматься в стороны массы пород, если они при определенных условиях приобретали способность пластического течения, скорее всего, как результат ползучести. Об этой способности известняков, кроме самого факта существования их мощного локального раздува, свидетельствуют и отмеченные харак-

терные черты морфологии складок. Очевидно, обстановка, благоприятствующая возникновению описанных дислокаций, может создаваться в процессе формирования тектонических покровов — при нагнетании вещества горных пород из участков наиболее повышенного давления в те места, где оно резко (вероятно, в несколько раз) уменьшается. При этом ставшие пластичными (ползучими) породы могут вести себя приблизительно так же, как если бы они оказались в свободном пространстве, или как ведет себя паста, выдавленная из тюрбика. Возникновение такой обстановки на отдельных участках при формировании тектонических покровов кажется более естественным, чем при других проявлениях тектогенеза.

Вывод о ползучести турон-сенонских известняков не противоречит тому, что было ранее сказано об этих известняках, как относительно жесткой пластине. Во-первых, там имелась в виду лишь относительная их жесткость по сравнению с вышележащим флишем и подстилающими полурыхлыми терригенными породами, от которых отрывался тектонический покров. Во-вторых, ползучесть, как известно, проявляется под влиянием достаточно длительной нагрузки при напряжениях ниже предела упругости, т. е. в материалах, сохраняющих определенную жесткость, когда деформация в значительной мере является упругой, но одновременно происходит приращение остаточной деформации, как в пластичном материале.

Представление о пластическом течении карбонатного материала при образовании огромного каскада лежащих складок в северной части Могилицкого окна подтверждается и изучением некоторых деталей тектоники данного участка. Близ с. Могилица на южном склоне горы Лениес хорошо обнажены мелкие лежащие складки третьего или четвертого порядка с амплитудой 3—4 м (рис. 50). Границы отдельных слоев здесь маркируются лентами кремней, которые представляют «компетентную» жесткую оболочку отдельных складок. В замке одной из них ясно видно, что для достижения подобия в изгибе слоев здесь должны были образоваться микроразрывы (типа сдвигов или сбросов растяжения) в «блокирующем» кремнистом прослое. Прослой был смещен по разрывам и не смог приостановить перетекание карбонатного материала; таким способом образовалась камера, где материал собрался в количестве, необходимом для формирования острого замка складки.

Тектоника вышележащей части промежуточного покрова менее интересна. Слагающий ее «верхний флиш» дания и палеогена обычно довольно плохо обнажен. В достаточно обнаженных местах в нем, как правило, отмечается интенсивная, но сравнительно простая складчатость, в общих чертах согласующаяся с залеганием кровли известняковой пачки.

На восточном крыле Могилицкой брахиантиклинали, в долине р. Деволла, близ фронта Субпелагонского шарьяжа в толще пиндского флиша наблюдаются опрокинутые к западу складки второго порядка. Их осевые плоскости ориентированы так же, как поверхность фронтального надвига офиолитов (см. рис. 43, правая часть блок-диаграммы). Кроме того, здесь наблюдаются отдельные, сравнительно маломощные зоны раздавливания и хаотического перемешивания пород. Они падают к востоку, параллельно общему падению крыла брахиантиклинали. По-видимому, промежуточный покров на этом участке не является монолитным, а состоит из целой серии чешуй.

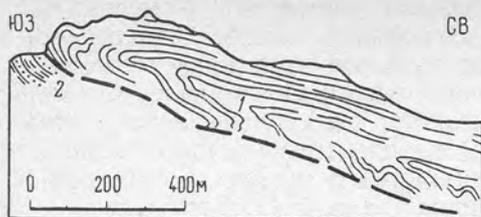


Рис. 49. Лежачая складка в известняках турона — сенона в основании среднего аллохтонного покрова на вершине горы Метес. 1 — известняки; 2 — эоценовый флиш

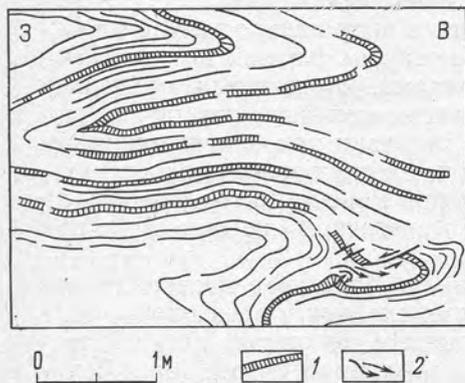


Рис. 50. Характер мелких лежачих складок в известняках турона — сенона на южном склоне горы Лениес (близ с. Моглица). 1 — кремнистые прослои; 2 — характер перемещения материала в замке складки

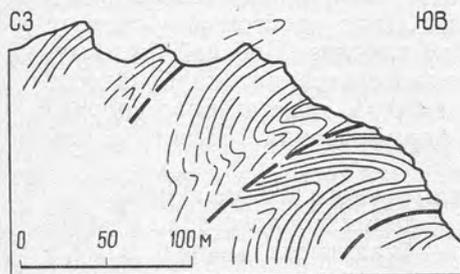


Рис. 51. Опрокинутые и надвинутые к юго-востоку складки в эоценовом флише нижнего аллохтонного покрова близ юго-восточной границы Девольского массива между селами Гобеши и Доберчани.

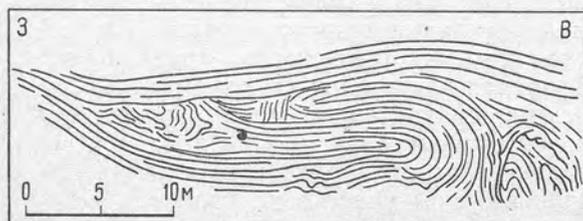


Рис. 52. Характер дислокаций эоценового флиша в нижней части нижнего аллохтонного покрова Девольской группы. Левобережье р. Хосоес.

Нижний покров. Структура нижнего аллохтонного покрова эоценового флиша не менее сложна, но более беспорядочна, а поэтому труднее поддается описанию. Здесь часто встречаются разнообразно ориентированные обрывки мелких сжатых изоклинальных складок, окруженные массами совершенно раздробленных пород того же флиша. В верхней, относительно неразрушенной части покрова преобладают элементы, более или менее отвечающие общей брахиантиклинальной структуре участка.

Большого внимания заслуживают наблюдающиеся в эоценовом флише вблизи Девольского массива между селами Гобеши и Доберчани узкие сильно сжатые складки (не более 100 м шириной), опрокинутые и надвинутые к юго-востоку (рис. 51). Их подмятые юго-восточные крылья перевернуты и падают на северо-запад в среднем под углом 45° ; осевые плоскости складок и, очевидно, параллельные им надвиги имеют еще более пологое падение в ту же сторону. Неоднократное чередование залегающих нормально и перевернутых слоев здесь подтверждается тщательными наблюдениями над ориентировкой флишевых ритмов, нероглифов и т. п.; в крупных обнажениях эти складки видны целиком.

Направление опрокидывания складок находится в резком несоответствии с общим направлением движения покровов и ориентировкой лежащих складок в турон-сенонских известняках. Вместе с тем, по отношению к Девольскому массиву расположение этих складок вполне закономерно: они параллельны его краю и опрокинуты от него. Если исходить из представления, что массив, являясь лоскутом верхнего гипербазитового покрова, значительно вдавливался в мягкие породы автохтона и промежуточных чешуй, то эта опрокинутость найдет естественное объяснение. Опускающийся массив-клипп должен был «расталкивать» в стороны вытесненные им отложения, производя в них соответствующую дислокации. В такой своеобразной форме здесь могла проявиться гравитация, которая сопровождала формирование тектонических покровов. К другим ее проявлениям у того же юго-восточного края гипербазитового массива относится образование обращенного к юго-востоку гравитационного надвигового «kozyрька».

В средних и нижних частях нижнего аллохтонного покрова сказываются значительное раздробление и перемешивание пород, что часто приводит к полному разрушению флишевой толщи. Эти явления в общем заметно усиливаются книзу (рис. 52). Таким путем происходит постепенный переход к мощной верхней зоне тектонического массива, отделяющей данный покров от параавтохтона (см. рис. 43). В северо-западной части Моглицкой брахиантиклинали между селами Доберчани и Зереци в пределах нижнего покрова почти повсеместно (от нижней до верхней границы его) наблюдается значительное разрушение и меланжирование пород. Можно думать, что нижний покров здесь подвергся частичному распаду в результате нагнетания материала из зон меланжа.

Зоны меланжа. Верхняя зона меланжа, оконтуривающая ядро Моглицкой брахиантиклинали, нередко достигает 1000 м мощности и более. Она характеризуется тем, что в ней перемешаны фрагменты эоценовой толщи нижнего покрова и олигоценовые отложения автохтонного происхождения. При этом олигоценовые аргиллиты являются главной составной частью рыхлого субстрата, в котором заключены более

или менее крупные обрывки пластов или пачек эоценового флиша и олигоценых конгломератов.

В ядре брахиантиклинали Моглица обрывки толщи эоценового флиша исчезают, но олигоценые породы обычно настолько же интенсивно перемешаны друг с другом, как и выше, а может быть еще интенсивнее. Это — нижняя зона меланжа, образованная целиком за счет автохтонных пород, или субавтохтон. Мощность тектонического «месива» в субавтохтоне еще больше, чем на границе с нижним покровом. Местами она достигает 2000 м (см. рис. 43). Кроме разрыхленных аргиллитов, вмещающих блоки конгломератов, здесь широко развиты полурыхлые мореноподобные или тиллоподобные породы, представляющие собой продукт механической дезинтеграции конгломератов и перемешивания их составных частей (валунов, галек и псаммитовых зерен) с аргиллитами. Эти породы по своим текстурам и структурам практически неотличимы в отдельных, изолированных выходах от продуктов интенсивного подводно-оползневого перемешивания отложений, типа дикого флиша или олигостромов. Уверенно различать эти образования можно лишь с учетом общей геологической обстановки.

Вследствие крайней хаотичности строения субавтохтона, нижней части нижнего аллохтонного покрова и разделяющей их зоны меланжа, геологическое картирование здесь представляет чрезвычайно трудную, почти невыполнимую задачу. Границы выделенных комплексов пород или границы тектонических зон, как правило, могут быть проведены только с очень большой долей условности. Однако, несмотря на все это, общая брахиантиклинальная структура участка проявляется и здесь довольно ясно.

Детали строения ядра брахиантиклинали (включая верхнюю зону меланжа) невероятно причудливы и разнообразны. Общее впечатление, которое они оставляют, можно было бы выразить сравнением их с плохо промешанным тестом, содержащим «неразошедшиеся» комья муки, или со строительным цементом, в который попал мусор, но при этом сравнении следует иметь в виду, что отдельные «соринки» или «комья» достигают многих сотен метров или первых километров в длину.

В долине Деволы и на его левобережье между устьями р. Хосос и рч. Душарит (см. рис. 42) линзовидные чешуи или плоские блоки конгломератов мощностью до 100—200 м и длиной до 1,5—2,5 км, с разных сторон наползая друг на друга, образуют фантастические нагромождения. Ограничения этих чешуй в основном совпадают со слоистостью конгломератов. Только на концах они срезаются наискось к плоскостям напластования или резко обрываются, а иногда расщепляются на отдельные пласты, каждый из которых дислоцируется независимо от другого и в близости от места расщепления теряется в массах окружающих пород. При наползании друг на друга блоки довольно сильно коробятся или червеобразно искривляются, причем каждый из них мнется, как правило, по-своему, не считаясь с соседними и образуя только ему одному свойственные брахиантиклинальные своды или синклинальные изгибы. Это так усложняет общую структуру, что кажется невозможным определить, где находится центральная часть свода главной брахиантиклинали. Промежутки (иногда незначительные, иногда измеряемые сотнями метров), разделяющие блоки, в большинстве случаев заполнены мореноподобными смешанными породами, реже аргиллитами.

Распределение блоков в пространстве очень неравномерное. Рядом с местами их сгущивания, где они могут показаться единой мощной конгломератовой толщей, попадаются участки, где их сравнительно мало. Там, где исчезают крупные конгломератовые блоки, меньшим развитием пользуются и мореноподобные породы, образованные в значительной мере за счет конгломератов,— они уступают место аргиллитам.

В большинстве случаев чешуи конгломератов или их серии, как и в целом зоны тектонического «месива», залегают довольно полого, нередко почти горизонтально, в соответствии со своим пространственным положением в ядре брахиантиклинали.

Движение материалов в зонах меланжа. Самостоятельный интерес представляет вопрос о динамической обстановке в зонах меланжа как в пределах субавтохтонного ядра брахиантиклинали Моглица, так и непосредственно под нижним покровом. Для выяснения этой обстановки нами сделана попытка систематизировать данные о расположении и характере деформаций конгломератовых блоков, что позволяет судить о наиболее вероятном направлении их движения (рис. 53 и 54).

Судя по наблюдаемым признакам, перемещение конгломератовых тел было разнообразным по своему направлению. Местами создается впечатление о полной хаотичности движений. В долине Девола можно говорить, по крайней мере, о двух направлениях — юго-западном и юго-восточном, лишь первое из них более или менее отвечает направленности общего перемещения тектонических покровов.

Наиболее западная из обнаженных в долине конгломератовых чешуй, между селами Моглица и Торовеци, характеризуется расщепившимся западным концом, который деформирован таким образом, как это должно было бы произойти, если бы чешуя перемещалась в западных румбах и встретила здесь препятствие, задержавшее ее дальнейшее продвижение. Об этом свидетельствует ориентировка изгибов отслоившихся друг от друга пластов. Характерно также присутствие позади них другой антиклинальной складки, охватывающей целиком всю чешую (за пределами участка расщепления) (см. рис. 54). Южнее, ближе к центральной части ядра, возле вершины горы Молес отмечается серия чешуй, наслонившихся одна на другую с таким взаимным расположением, как если бы верхние из них напозлали на нижние с северо-востока на юго-запад.

Наиболее восточная чешуя, обнаженная в долине Девола у устья рч. Эльмес, недалеко от с. Николара, также характеризуется расщеплением на отдельные пласты, но не с западной, а с юго-восточной стороны. На редкость причудливые деформации отщепившихся слоев здесь связаны с относительным движением конгломератового блока к юго-востоку (рис. 55). Несколько северо-западнее, ниже по течению реки, тот же плоский блок конгломератов пересекается двумя полого падающими на северо-запад сколовыми трещинами, разделившими его на три чешуи, с надвиганием каждой более северо-западной на более юго-восточную.

Необычная картина наблюдается также на юго-западном склоне горы Молес близ с. Торовеци (см. рис. 42). Конгломераты здесь образуют оторванные от корней лежащие антиклинальные складки, которые заключены среди рыхлого субстрата тектонического «месива» (рис. 56). Замки этих складок обращены к юго-востоку, а перевернутые крылья имеют вид лоскутьев с рваными концами, вытянутыми в противоположную сторону. Не подлежит сомнению, что тела конгломератов двигались

на юго-восток, одновременно разрушаясь и пополняя меланж своими обломками.

Движение большинства конгломератовых блоков на юго-запад, по-видимому, связано с прямым воздействием шарьяжа. Одновременно

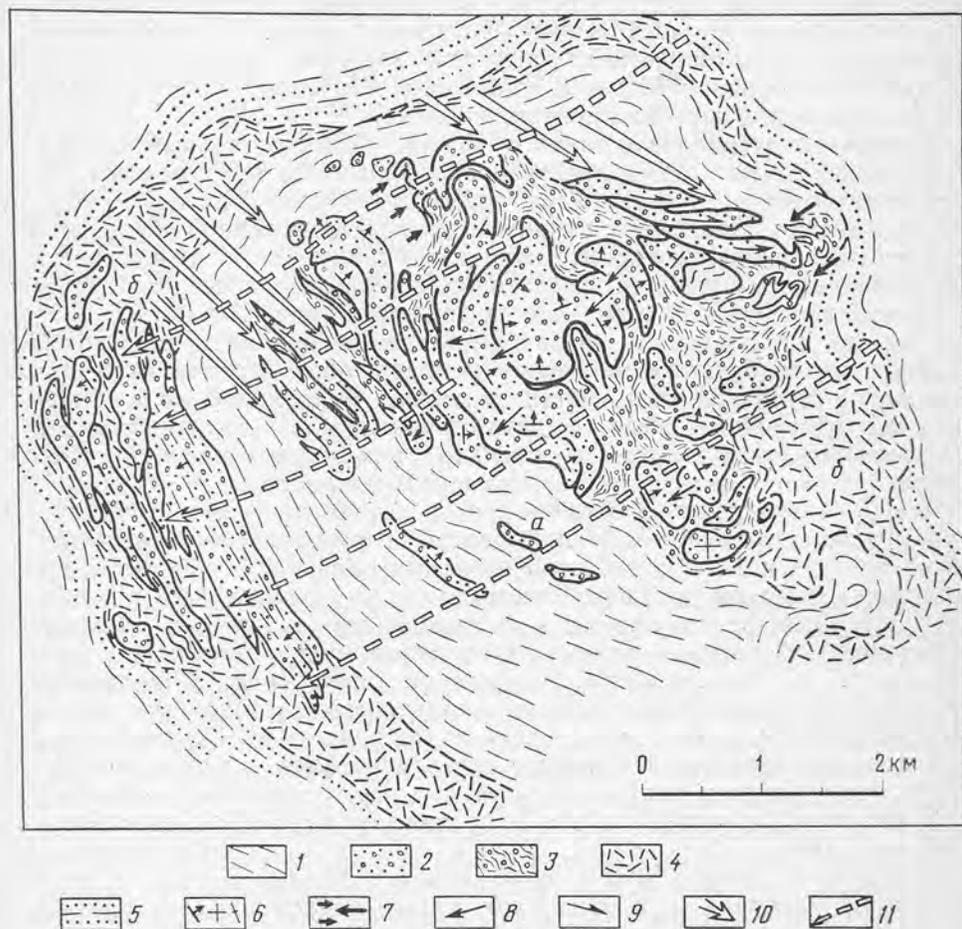


Рис. 53. Схема ядра брахiantiформной структуры Моглицы.

Зоны меланжа: *a* — нижняя, *b* — верхняя. 1—3 — породы олигоцена (параавтохтон): 1 — аргиллиты; 2 — конгломераты, 3 — тиллоподобные породы (тектонические тиллоиды) — результат перемешивания аргиллитов и конгломератов; 4 — тектоническое «месиво» на границе параавтохтона и нижнего аллохтонного покрова (олигоценные аргиллиты и эоценовый флиш); 5 — эоценовый флиш нижнего аллохтонного покрова; 6 — элементы залегания конгломератов; 7 — давление окружающих горных пород на чешуи конгломератов в процессе формирования структур; 8 — направление наползания конгломератовых чешуй, отвечающее общему направлению шарьяжа; 9 — надрвиги по сколовым трещинам; 10 — давление со стороны погружающегося Девольского массива; 11 — вероятный путь перемещения конгломератовых чешуй в верхней зоне меланжид

некоторые из них испытывали воздействие какого-то дополнительного фактора, обусловившего их движение к юго-востоку. Таким фактором могло служить влияние Девольского массива, гравитационное вдавливание которого вызывало вытеснение пород в стороны. Если по этой при-

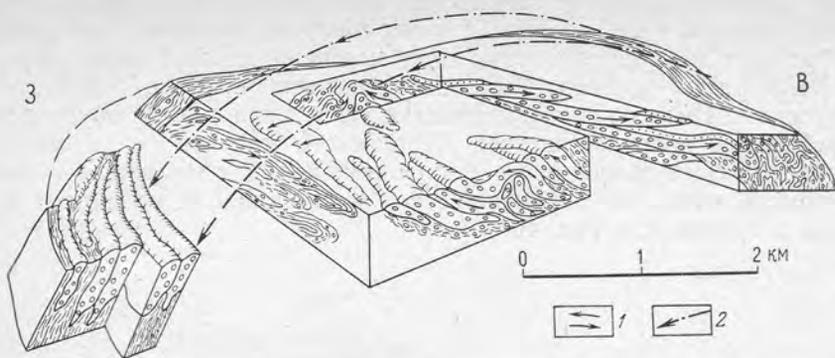


Рис. 54. Схема движения материалов в зонах меланжа под Девольским пакетом покровов в ядре Моглицкой антиклинали (Белостоцкий, 1970).

1 — движение конгломератовых блоков и лежащих складок в нижней зоне меланжа (к юго-западу и юго-востоку); 2 — направление вероятного перебрасывания конгломератовых чешуй в верхней зоне меланжа

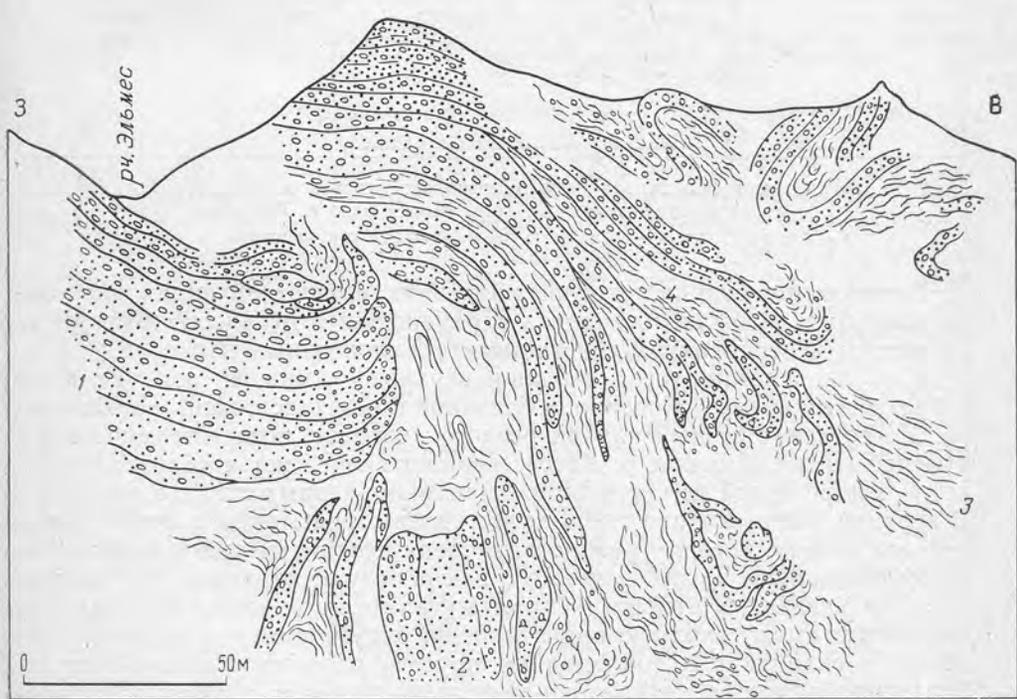


Рис. 55. «Расщепление» юго-восточного конца конгломератовой чешуи и характер дислокаций в зоне тектонического «месива» на правом берегу р. Девол у устья руч. Эльмес.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — раздробленные аргиллиты в зонах «месива» (с песчаным и частью галечным материалом); 4 — смешанные мореноподобные породы

чине во флише нижнего аллохтонного покрова вблизи массива образовались опрокинутые складки с центробежной vergentностью, то в кашеобразных массах тектонического «месива» центробежное перемещение материала должно было бы сказаться на более значительном расстоянии. Тесная пространственная связь дислокаций, обусловленных воздействием погружающегося Девольского массива, с дислокациями, непосредственно вызванными шарьяжем, наводит на мысль о возможной одновременности обоих процессов — вдавливания массива и перемещения покровов (см. рис. 40).

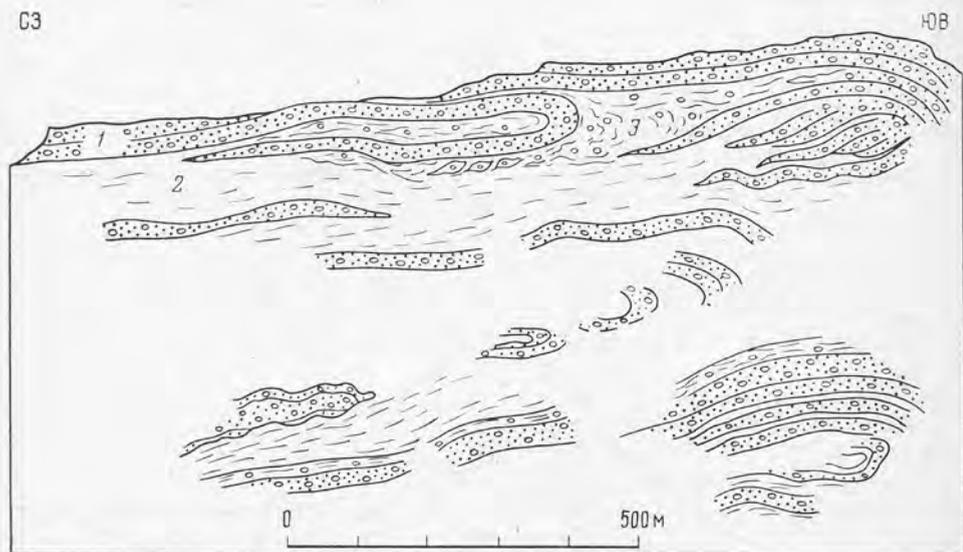


Рис. 56. Дислокации фрагментов конгломератных пластов в тектоническом «месиве» на юго-западном склоне горы Молес близ с. Торовеци.

1 — конгломераты; 2 — аргиллиты; 3 — мореноподобные смешанные породы

Остановимся еще на некоторых явлениях, иллюстрирующих, насколько специфичной была обстановка перемещения отдельных структурных элементов в основании мощного пакета аллохтонных покровов.

Как уже упоминалось, граница верхней и нижней зон меланжа в брахиантиклинали Моглица в большинстве случаев очень расплывчатая. Не совсем обычный случай резкого контакта между этими зонами отмечен на левобережье р. Хосоес недалеко от ее устья (близ с. Пуляхе) — в ядре одной из частных брахиантиклинальных складок (рис. 57). В верхней части склонов здесь представлены фрагменты пластов песчанистого флиша, которые разбросаны среди неслоистой песчано-аргиллитовой смешанной массы и вместе с ней образуют верхнюю зону меланжа. Они разделены большими промежутками, но подобно пластикам единой толщи имеют сходную ориентировку, будучи смяты в серии мелких лежащих складок с преобладанием круглого падения к северо-востоку. Эти однообразно ориентированные фрагменты снизу срезаются куполовидной поверхностью, которая отделяет их от аргиллитов более глубокого структурного горизонта. Аргиллиты лишены ясных признаков слоистости. Образованный ими купол может представлять выступ нижней — субавтохтонной зоны меланжа. Кажется вероятным, что на этом участ-

ке проявились две стадии нагнетания аргиллитового материала из автохтона в меланж. Сначала такое нагнетание привело к формированию верхней зоны тектонического «месива», где меланжированные песчано-аргиллитовые массы расклинили флишевую толщу на отдельные фрагменты, которые не потеряли первоначальной ориентировки. Затем после некоторого горизонтального перемещения верхней зоны меланжа вместе с шарьяжами (что способствовало срезанию нижних концов фрагментов), образовался субавтохтонный аргиллитовый купол — выступ нижней зоны.

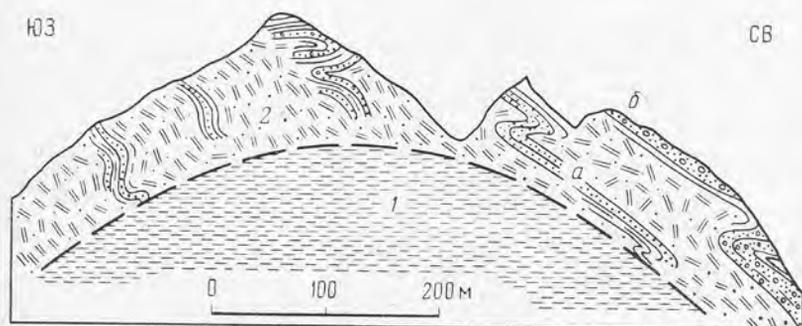


Рис. 57. Граница верхней и нижней зон меланжа под Девольским пакетом тектонических покровов в долине рч. Пештанит на левобережье р. Хосоес (близ с. Пуляхе).

1 — субавтохтон (нижняя зона меланжа) — аргиллиты олигоцена; 2 — зона перемешивания пород автохтона и нижнего покрова (верхняя зона меланжа); фрагменты пластов песчанистого флиша (а) и конгломератов (б) среди неслоистых (раздробленных) аргиллитов

Чрезвычайно интересным с точки зрения структурной геологии представляет мощное скопление конгломератовых чешуй в бассейне рч. Душарит западнее с. Торовеци (см. рис. 42 и рис. 54). Пять или шесть из них у самой окраины села образуют один монолитный пакет в 500—600 м мощности с настолько плотной и параллельной их «упаковкой», что даже при самой хорошей обнаженности невозможно заметить каких-либо стыков между ними или несоответствий в залегании отдельных пластов. Все чешуи падают круто на запад-юго-запад, строго параллельно друг другу, и производят впечатление единой мощной толщи конгломератов.

Представление о том, что это не обычная толща, а пакет закономерно расположенных и плотно «спаянных» тектонических чешуй, могло бы показаться неправдоподобным, если бы не были обнажены их концы. Особенно хорошо они обнажаются с южной стороны пакета, в одном из оврагов к югу от с. Торовеци (рис. 58). Три нижние чешуи мощностью от 50 до 100 м каждая полностью заканчиваются в пределах обнажения, благодаря чему характер их ограничения, связанный с самой их природой, может быть изучен без всяких помех. Наблюдающиеся здесь поверхности ограничения срезают слои конгломератов наискось под углом от 15 до 40°. Снаружи к концам чешуй прилегают аргиллиты, лишенные слоистости, но в них встречаются обрывки флишевых или песчаниковых слоев, создающие плоскопараллельную текстуру, облекающую конгломераты. Иногда встречаются слои флиша, плотно притертые к «концевым граням» конгломератовых тел, от которых они отделяются лишь тонкой примазкой или зоной милонитов.

Слоистость конгломератов явно срезается милонитами. Итак, тектонический характер контакта конгломератов с окружающими породами здесь выражен достаточно наглядно. Убедившись в этом, не приходится сомневаться, что такой же характер имеют и контакты отдельных конгломератовых чешуй друг с другом.

«Замаскированность» этих контактов внутри пакета объясняется, кроме параллельности расположения блоков и пластов, также и хорошей цементацией стыков, чему могла в существенной мере благоприятствовать значительная известковистость конгломератов.

Над описанным пакетом тектонических чешуй, далее к западу, в долине рч. Душарит, располагается еще несколько разрозненных или смыкающихся друг с другом плоских тектонических блоков. Их залегание является менее выдержанным. Во многих местах эти блоки разделены аргиллитами с фрагментами пластов флиша, песчаников и конгломератов. Общая мощность конгломератовых чешуй на участке их нагромождения — более километра, а длина некоторых из них 2,5—3 км. В верхней части склонов долин и оврагов здесь отмечается более пологое падение конгломератовых тел, что связано с общим антиклинальным перегибом всей зоны меланжа (см. рис. 43).

Объяснить, как образовалась структура данного участка, — задача не из легких.

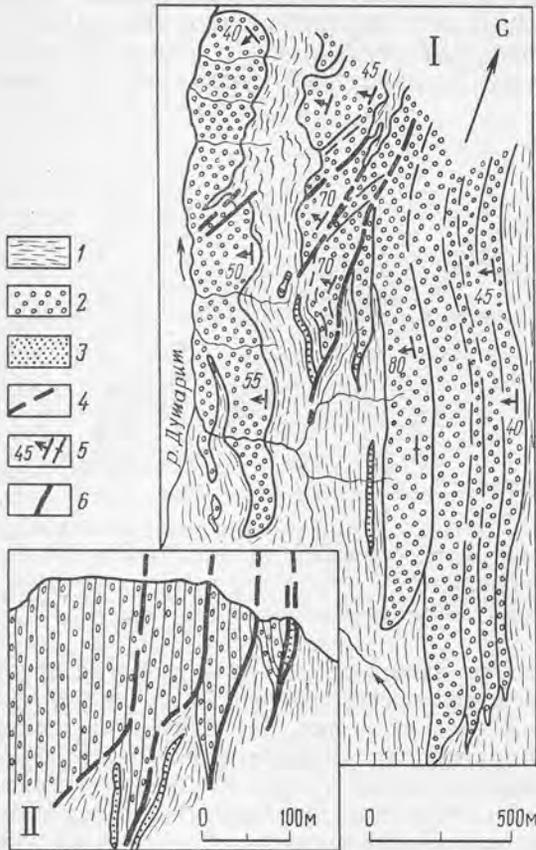


Рис. 58. Плоские блоки конгломератов среди аргиллитов в зоне тектонического «месива» в бассейне рч. Душарит западнее с. Торовеци. Плановая схема (I) и зарисовка обнажения (II) в вертикальной плоскости на юге участка.

1 — аргиллиты; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — трещины скальвания; 5 — элементы залегания пластов конгломератов; 6 — нижняя поверхность ограничения конгломератовых блоков

Особое недоумение вызывает большая концентрация тектонических чешуй в одном месте и их компактная параллельная укладка, приводящая к имитации единой мощной конгломератовой толщи. Даже при изучении олистолитов в албанском секторе Динарид нами нигде не было встречено такого замечательного скопления плоских блоков с таким идеальным наложением многих из них друг на друга. Наиболее правдоподобным кажется предположение, что условия для образования этого пакета чешуй в замкнутом пространстве, внутри земной коры,

при движении тектонических покровов могли создаваться в результате резкого перепада давления в движущихся массах меланжа. Поле напряжений должно было оказаться таким, чтобы в его пределах возникли взаимно противоположные участки: с одной стороны, участок с наименьшими давлениями, требовавший заполнения материалами, а с другой — контрастный по отношению к нему участок максимального давления, откуда эти материалы нагнетались. Здесь могли отрываться многочисленные блоки конгломератов, которые захватывались текучей высокопластичной массой аргиллитов. По-видимому, дело идет о «перекачивании» материалов через современную сводовую часть Моглицкой брахиантиклинали на расстояние не менее 7—8 км. Труднее всего представить, почему именно переносимые меланжем плоские конгломератовые блоки скользили, словно по каким-то направляющим рельсам, строго вдоль одного пути и располагались взаимно параллельно вплотную друг к другу. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Некоторые итоги. Структурное изучение Моглицкой брахиантиклинали позволило нам как бы проанатомировать мощное покровное сооружение и увидеть его внутреннее строение на различных уровнях — от верхнего покрова до нижней зоны меланжа. При этом некоторые особенности его тектоники дают возможность судить об отдельных чертах кинематики шарьяжеобразования или частных механизмах перемещения материалов в земной коре. Особенно интересным в этом отношении оказалось изучение зон меланжа.

Все три аллохтонных покрова — верхний, промежуточный и нижний — приближаются к покровам второго рода, по П. Термье. Они скользили по нижележащим комплексам горных пород в виде более или менее целостных пластин. Однако о полной их монолитности в большинстве случаев говорить все-таки не приходится, за исключением разве лишь верхнего, офиолитового шарьяжа. Флишевые покровы, особенно нижний, в процессе движения делились на параллельные чешуи; слои терригенных отложений внутри них местами деформировались в изоклинальные складки с осевыми плоскостями, параллельными ограничениям покрова. Нередко на том же уровне проявляется общее разрушение и перемешивание пород — их меланжирование, которое усиливается книзу.

На фоне ведущего процесса формирования крупных плитообразных покровов здесь происходило также пластическое течение вещества отдельных слоев или пачек (без их разрушения), с появлением каскадов лежащих складок, которые типичны для покровов первого рода — покровов течения. В данном случае они образуют лишь частные, несоизмеримые с самостоятельными шарьяжами структуры близ основания промежуточного покрова (участок горы Лениес). Это заставляет считать шарьяжи Девольской группы достаточно сложными по морфологии и генезису. «Накатывание» лежащих складок меловых известняков в низах промежуточного покрова при образовании складчатого каскада горы Лениес вряд ли могло происходить на земной поверхности (хотя не исключено, что оно осуществлялось поблизости от нее). Также маловероятно, что оно явилось результатом гравитационного течения вниз по наклонной плоскости. Следовательно, каскады лежащих складок с хорошо развитыми нижними крыльями как результат свободного течения могут возникать не только под действием гравитационного фактора на поверхности Земли, как считает Л. У. де Ситтер, но и в некоторых других случаях. По-видимому, это может происходить иногда и в закрытом пространстве внутри земной коры. Важно лишь то, чтобы здесь не было

2 рода

причин для разрушения пород и чтобы пласты в верхних крыльях складок стремились продвинуться вперед быстрее, чем в нижних, где сказывается «торможение» у контакта с нижележащим покровом.

Многие важные особенности строения района связаны с тем, что самая верхняя покровная единица представлена здесь массивными интрузивными породами, двигавшимися по толщам относительно некомпетентных осадочных пород. Воздействие верхнего покрова на нижележащие усугублялось большим удельным весом слагающих его офиолитов и тем, что течение вещества внутри этого покрова в процессе его перемещения почти отсутствовало. Оно сводилось к минимуму, так как участки серпентинитов или сильно серпентинизированных гипербазитов с их способностью к пластическому течению в твердом виде сравнительно невелики по объему. Эффект воздействия покрова на породы ложа усиливался под влиянием собственных физических свойств этих пород. Очень высокая плотность верхнего, офиолитового покрова послужила причиной того, что на заключительной стадии его движений происходило перераспределение вещества во всем пакете. Девольский массив-клипп вдавливался в подстилающие флишевые толщи; они вытеснялись, подвергаясь дополнительным деформациям и более или менее существенному разрушению, причем происходило перетекание материалов из участков максимального давления в места, где оно было минимальным.

Как бы ни возникали главные пластины шарьяжей — путем скалывания или отрыва, как результат общего надвигового или, наоборот, поддвигового механизма, — в процессе их последующего перемещения (волочения) на них воздействовал огромный боковой стресс, при котором они не могли сохраниться в своем первоначальном, неразрушенном виде. Возникает вопрос: почему в подобных условиях пластины таких слабых пород, как флишевые, избежали полного разрушения? Одной из возможных причин этого служит высокая текучесть материалов в зонах, отделяющих флишевые покровы от подложия. Поскольку все же на отдельных участках такое разрушение происходило, образующийся при этом меланж шел на пополнение материалов в зонах повышенной текучести, что облегчало дальнейшее продвижение шарьяжей.

Картина строения зон меланжа, удивительная с чисто морфологической стороны, представляет особый интерес главным образом из-за того, что служит индикатором разнонаправленных движений материалов в основании шарьяжей. Подобно тому, как глинистый раствор, который нагнетают под большим напором в буровую скважину, несет в себе частицы шлама, высокотекучая масса меланжа, находясь под большим гидродинамическим давлением, свободно переносила крупные блоки твердых пород (конгломератов и песчаников). При этом образовалась своего рода тектоническая взвесь. Ее движение происходило не только в соответствии с общим направлением перемещения шарьяжей с северо-востока на юго-запад, но и в стороны от погружающегося Девольского массива, в том числе к юго-востоку. Естественно полагать, что, двигаясь из участков повышенного в участки относительно пониженного давления, меланж накапливался там, где мощность вышележащих покровов была минимальной или равнялась нулю. Например, на месте современной Могилицкой брахиантиклинали, где ныне отсутствует верхний покров, его могло не быть и первоначально. Это должно было способствовать самому формированию куполовидного поднятия за счет накопления тектонически разрыхленных материалов.

Таким образом, рост Моглицкой брахиантиклинали, вероятно, был в определенной степени связан с нагнетанием высокотекучих масс меланжа; следовательно, складка имеет отчасти диапировую природу. С этим хорошо согласуется крутизна ее крыльев при большой ширине пологого субгоризонтального свода.

Не исключено, что по мере нагнетания меланжа брахиантиклиналь значительно увеличивалась в ширину. Из этого предположения вытекают три интересных следствия. Во-первых, расширение брахиантиклинали могло способствовать некоторому отодвиганию Девольского массива от его первоначального местонахождения. Во-вторых, при увеличении диаметра брахиантиклинали нашли бы простое объяснение многочисленным сбросам растяжения в промежуточном покрове на ее периферии (кстати, они располагаются радиально по отношению к общей куполовидной структуре). В-третьих, это предположение позволяет наметить правдоподобный ответ на вопрос о причинах образования удивительно компактного пакета конгломератовых чешуй Торовеци. Если представить, что чешуи первоначально были занесены движущимся меланжем в самый свод поднятия, то их концентрация в одном месте, с взаимно параллельным расположением кажется довольно естественной. Остается допустить, что расширение брахиантиклинали в разные стороны происходило неравномерно, — значит ее сводовая часть могла испытать относительное смещение. Пополняясь материалами, которые нагнетались главным образом с востока и северо-востока, она должна была бы наращиваться преимущественно с этой стороны, и тогда участок, первоначально располагавшийся в ядре куполовидной структуры, постепенно сместился бы к ее юго-западному крылу. Здесь теперь и наблюдается данный пакет чешуй.

Несмотря на гипотетический характер ряда высказанных положений, представляется очевидным, насколько полезно было провести анализ наблюдений по зонам меланжа в основании Девольского покровного сооружения.

Пожалуй, наиболее интересны те связи, которые намечаются между верхними и нижними частями пакета. Девольский массив-клипп в некотором смысле сам, как от берега, отталкивался от материнской офиолитовой плиты Мирдиты, когда, погружаясь, нагнетал меланжированные материалы в растущий позади него купол. Но еще большее количество этих материалов сюда нагнеталось с северо-востока из-под главного фронта офиолитового шарьяжа. Поэтому мы вправе говорить, что материнская плита отталкивала от себя отторгнутый клипп энергичнее, чем отталкивался он сам. Роль «посредника» в обоих случаях играл меланж.

В целом между продвижением основной плиты верхнего покрова, транспортировкой его изолированного лоскута (Девольского массива) и перемещением материалов в нижних «этажах» покровного сооружения существовали, несомненно, очень сложные взаимозависимости.

ПРЕДФРОНТАЛЬНЫЕ ОБРУШЕНИЯ И МЕЛАНЖ

РАЗНОВИДНОСТИ МЕЛАНЖА И ХАОТИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Выражение тектоническое «месиво» в русской геологической литературе или слово «меланж» во французской применялось уже давно, по крайней мере с середины прошлого века, как описательное выражение или термин свободного пользования. В качестве точного термина в значении, близком к современному, его впервые использовал Е. Гринли (Greenly, 1919), на что указал в своем словаре Дж. Деннис (1971). Однако термин получил всеобщее признание лишь после работ Е. Б. Бейли, В. Дж. Мак. Кэллина (Bailey, McCallien, 1950), Л. Дюбертре, Н. Пинара, Е. Лана (Pinar, Lahn, 1955), Ж. Брюнна (Brünn, 1961), А. Гансера (Gansser, 1955) и других по альпидам Средиземноморья, и обозначаемые им явления привлекли внимание широких кругов геологов и тектонистов, (Пейве, 1969; Белостоцкий, 1970; Казьмин, 1971; Книппер, 1971; Пейве, Штрейс, 1971; Соколов, 1974).

Речь идет о таком разрушении и перемешивании горных пород, когда образуется резко неоднородная хаотическая структура с блоками и обломками относительно более жестких материалов, окруженных более пластичной вмещающей массой, или базисом. Блоки могут быть весьма различны по размерам, включая гигантские отторженцы. Значительные различия в размерности блоков, общая беспорядочность и дискретность структуры и обязательное присутствие пластической «смазки», облегающей обломки жестких пород,— таковы основные особенности меланжа, которые отличают его от обычных продуктов тектонического дробления и истирания: катаклазитов, милонитов, тектонических брекчий и т. д. Эти продукты дислокационных процессов могут присутствовать в меланже как его составные части.

Исключительное значение при образовании меланжа имеет большая неоднородность в прочности (вязкости) горных пород, когда одни из них резко «некомпетентны» по отношению к другим. Меланж появляется потому, что на каком-то участке земной коры превышает предел прочности и ползучести материалов. Одни породы разрушаются по той причине, что превышен их предел прочности, другие текут, так как избыточные давления превысили их предел ползучести. Соседство этих различных материалов способствует их смещению. Разрушение «компетентных» пород может приостанавливаться на разных стадиях в зависимости от того, в какой момент они оказались окружены текучими «некомпетентными». Так, среди меланжа могли сохраниться весьма крупные блоки — целые фрагменты толщ, растащенные на некоторое расстояние друг от друга. Одна из характернейших особенностей меланжа — явление истечения, связанное с присутствием пластичного базиса. Последний в обстановке избыточного давления играет роль активного фактора, действие которого ведет к разрушению «компетентных» материалов (Белостоцкий, 1970).

Наибольшую известность приобрели описания меланжа из пород офиолитовой ассоциации (Анкарский меланж Турции, «цветной» меланж Ирана и т. д.). Грандиозность разрушения и перемешивания офиолитов

и некоторых других пород, встречающихся вместе с ними, здесь кажется непревзойденной. Поэтому появилось представление, которого придерживается большое число исследователей, что данный термин применим только к тектоническому «месиву» существенно офиолитового состава. Еще Е. Гринли называл этот меланж основным, или главным. Однако хотя это действительно главная, чрезвычайно типичная разновидность, было бы неправильно под меланжем подразумевать только ее.

Если меланж образован в подошве тектонических покровов, то естественно, что его наиболее грандиозные нагромождения связаны именно с офиолитами, так как самые крупные шарьяжи очень часто отмечаются на фронтальном крае эвгеосинклинальных зеленокаменных зон. Определенную роль при этом, как и в других случаях, играют физические свойства пород,— в частности, пластичность серпентинитов в обстановке интенсивного тектонического давления. Но когда лобовые чешуи крупных аллохтонных комплексов выходят за пределы офиолитовых зон, обладая в то же время способностью к крупномасштабному «бульдозированию» и «перемальванию» пород,— меланж образуется из любых других материалов, причем роль пластичной основной массы здесь, как правило, переходит к аргиллитам или мергелистым глинам. В этом мы убедились на примере зон тектонического «месива» в основании Девольского пакета аллохтонных покровов.

Когда формирование хаотического комплекса происходит на некоторой глубине в подошве шарьяжа или даже на самой поверхности земли перед его фронтом, но без переотложения материалов в водном бассейне,— можно говорить о чисто тектоническом меланже. Однако действительная обстановка нередко бывает значительно сложнее.

Выше упоминались факты, позволяющие думать, что в процессе своего перемещения шарьяж был способен под действием гравитации высылать собственные обломки далеко вперед, в перифронтальную депрессию, а затем «настигать» их, причем горизонт, в котором они захоронялись, подвергался более или менее значительной тектонической переработке. Иногда в подобных случаях исходные материалы представляли первичный тектонический меланж; нередко это были и просто продукты обрушения лобовой части шарьяжа. Когда же они испытывали подводнооползневую транспортировку по склону депрессии, они превращались в олистолиты и олистостромы, т. е. седиментационный хаотический комплекс. Если его последующая тектоническая переработка в основании шарьяжа оказывалась достаточно сильной, этот комплекс снова превращался в настоящий меланж, но уже не чисто тектонический, а меланж сложного генезиса (рис. 59). Чем сильнее сказывалась завершающая тектоническая переработка, чем меньше оставалось признаков олистостромовой седиментации, чем больше добавлялось новых материалов, отколовшихся от подошвы покрова или вырванных из подложия, тем труднее отличить такой меланж от первичного тектонического «месива». Это будет подтверждено примерами, которые мы рассмотрим далее.

Несколько слов об олистостромовой седиментации. Хаотические комплексы типа олистостромов или дикого флиша представляют собой захороненный подводный каменно-грязевой поток — результат особенно крупных, разрушительных подводных оползней, которые возникают скорее всего в обстановке катастрофических землетрясений при наличии водонасыщенных осадков, обладающих тиксотропией. При этом недавно накопленные отложения с присущей им слоистостью разру-

шаются и перемешиваются; блоки относительно твердых пород захватываются и растаскиваются более текучими преимущественно глинистыми материалами; создаются текстуры истечения, совершенно такие же, как и в тектоническом «месиве»; породы приобретают тиллитовидный облик.

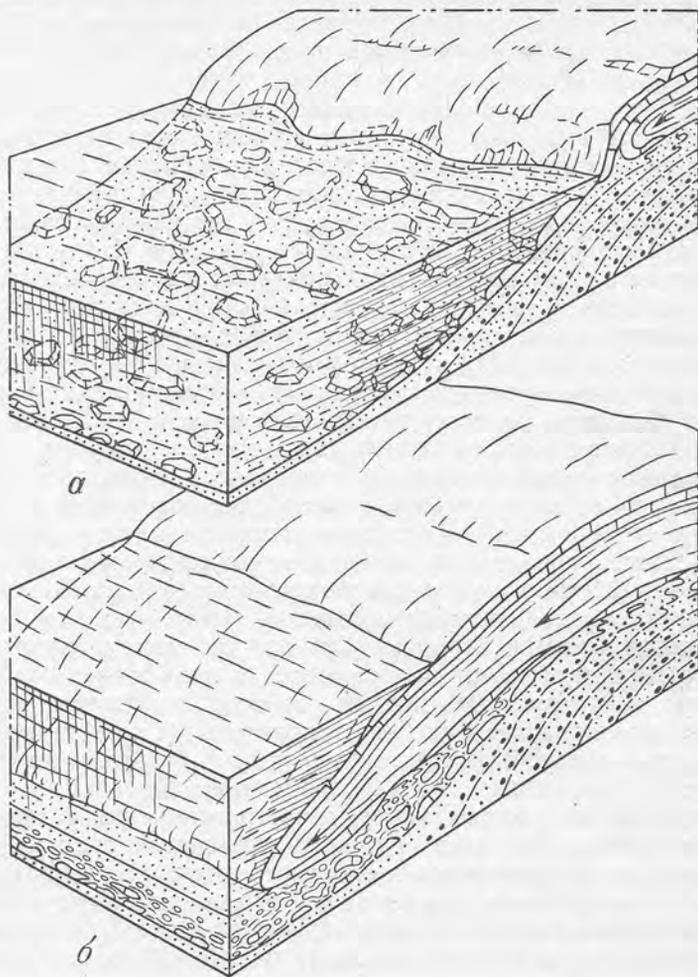


Рис. 59. Схема образования меланжа сложного генезиса в связи с развитием тектонических покровов (Белостоцкий, 1970).
a — гравитационное сползание оторженцев тектонического покрова в прогиб, расположенный перед его фронтом; *б* — дальнейшее продвижение покрова «по собственным обломкам»

Сходство с тектоническим меланжем, как правило, настолько велико, что в подобных случаях можно даже говорить с некоторой долей условности об «осадочном меланже» (Белостоцкий, 1970).

Итак, процессы, которые ведут к образованию разнородных хаотических комплексов, в достаточной мере сходны, где бы они ни совершались — в горных породах внутри земной коры или в не полностью диагенетизированных отложениях на дне бассейна. Тектоническая и под-

водно-оползневая смеси сходны друг с другом независимо от наличия или отсутствия прямой связи между ними (когда одна из них переходит в другую).

Непростым является и вопрос о связях седиментационных хаотических комплексов с шарьяжами. Эти связи нужно рассмотреть, прежде всего, в широком плане.

Известно, что упомянутые комплексы подчинены флишевой и моласовой формациям. Известно также, что флиш накапливается в эпохи, когда тектонические покровы отчетливо оформляются и продвигаются на значительное расстояние; заключительные стадии их перемещения приурочены ко времени накопления моласс. Можно думать, что горизонты олистолитов, олистостромов и дикого флиша в пределах молассовых и флишевых толщ обычно соответствуют «пароксизмальным фазам» или коротким импульсам ускоренного продвижения шарьяжей, что должно сопровождаться сейсмическими толчками огромной силы, катастрофическими обрушениями материалов и их массовым оползанием. Подобная связь особенно ясно должна проявиться в тех случаях, когда олистостромовый горизонт представляет прямое продолжение спускающегося в прогиб тектонического покрова. В качестве примеров можно упомянуть маастрихтский олистостром Бесни впереди покрова Кеван в Юго-Восточной Турции (Rigo de Righi a. Cortesini, 1964), а также многочисленные олистостромовые «шлейфы» и горизонты олистолитов в миоценовых молассах перед лобовыми частями шарьяжей во внешних зонах Апеннин или альпид Северной Африки (Glangeaud, 1957, 1958, 1959; Glangeaud et al., 1970; Caire, Glangeaud, Grandjaquet, 1961; Trevisan, 1963; Broquet, Caire, Mascle, 1966; Bousquet, Grandjaquet, 1969; Scandone, 1975; «Тектоника Европы», 1964; «Тектоника Африки», 1973; Эльтер, Тревизан, 1976; Кер, 1976). В некоторых иных случаях намечаются более сложные связи. Речь идет, в частности, о выявленных нами (Белостоцкий, 1964, 1970) геологических отношениях, когда есть основания считать, что воздействие крупных аллохтонных шарьяжей внутренних зон складчатой системы вызвало деформации во внешних зонах, где в результате этого образовались горизонты олистостромов и олистолитов одновременно с формированием параавтохтонных пластин (например, горизонт на рубеже эоцена и олигоцена во внешних Эллинидах).

Если же в какой-либо местности наблюдаются тиллитовидные отложения типа дикого флиша или горизонты олистолитов, но нет тектонических покровов соответствующего возраста, то ни о какой связи этих явлений с шарьяжеобразованием в данном случае говорить не приходится. К хаотическим комплексам подобного рода, не имеющим связи с покровами, вероятно, относятся нижнекембрийские подводнооползневые тиллитовиды (Григорьев, Семихатов, 1958). Аналогичные примеры известны и по данному региональной геологии Западной Европы. Так, визейский олистостромовый комплекс возвышенности Мутуме на южной окраине герцинид Франции, по мнению некоторых авторов (Arthaud et al., 1976), отлагался в связи с воздыманием кордильеры, разделявшей флишевые прогибы Мутуме и Монтань Нуар. Правда, позднее (в середине карбона?) с севера — из зоны Монтань Нуар в зону бывшей кордильеры переместились шарьяжи, под напором которых олистостромовая толща вместе с подстилающими ее отложениями ордовика и силура была сорвана с основания и превратилась в серию гравитационных покровов, сползавших в район Мутуме. Однако образование самой

этой толщи с крупными олистолитами девонских известняков, как считают авторы, не связаны с покровной тектоникой.

Как бы то ни было, в любом случае захороненные хаотические комплексы следует рассматривать как выражение конседиментационных тектонических фаз — результат «вмешательства» тектоники в процессы осадконакопления в самой остроактивной форме.

Главным условием олистостромовой седиментации — условием, при котором происходит интенсивный гравитационный перенос, — служит достаточная крутизна подводного склона при значительной глубине бассейна. Каждое очередное обрушение или оползание материалов ведет к частичному или полному восстановлению профиля равновесия склона. Чтобы этот профиль был вновь нарушен и олистостромовая седиментация возобновилась, необходимы дальнейшие тектонические движения, с которыми связано развитие и углубление депрессии. Если речь идет о предфронтальной депрессии, то ее интенсивное углубление может быть обусловлено той же первопричиной, которая лежит в основе формирования шарьяжей — глубинным поддвигаемым механизмом. На возможность такого способа образования депрессий перед фронтом тектонических покровов обратил внимание А. Амштутц при изучении Альп (Amstutz, 1965). Это объяснение вполне приложимо и к Динаридам с их флишевыми прогибами перед фронтом шарьяжей эвгеосинклинальных зон.

Таким образом, намечается еще одно связующее звено между подводными хаотическими комплексами и тектоническими покровами. Оно коренится в возможной общности первопричин тех и других явлений. Глубинный поддвигаемый механизм может вызывать и шарьяжеобразование и развитие предфронтальной (перишарьяжной) депрессии, которое сопровождается обрушением, скольжением и оползанием различных материалов, в том числе и тех, что находятся во фронте шарьяжа*.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕЛАНЖ

Как видно из ранее сказанного, при тектоническом меланжировании не настолько важен конкретный состав горных пород — например, не обязательно, чтобы они принадлежали к офиолитовой ассоциации, — насколько важно соотношение их вязкостей в условиях больших тектонических напряжений. Необходим резкий контраст между свойствами совместно дислоцируемых «компетентных» и «некомпетентных» пород. Это вытекает и непосредственно из полевых наблюдений в зонах меланжа (Белостоцкий, 1967, 1970) и из экспериментальных данных и расчетов (Паталаха, 1971). Когда вязкость «некомпетентных» пород, дислоцируемых совместно с «компетентными», на 1—2 порядка ниже, чем у последних, они по своим свойствам в ходе тектонического процесса приближаются к жидкостям, — в частности, способны испытывать избыточные гидростатические или гидродинамические давления, внедряться в другие породы наподобие магмы с образованием непунических даек, тектонических брекчий и т. п. Можно думать, что эта особенность относительно маловязких материалов, дислоцируемых совместно с про-

* Как известно, концепция новой глобальной тектоники также предполагает формирование глубокой узкой борозды над зоной поддвига одной литосферной плиты под другую (зоной Беньофа), причем имеется в виду, что в эту борозду скатываются и оползают материалы, из которых образуется хаотическая смесь. Понятие об этих процессах вошло в данную концепцию в качестве одного из ее основных положений.

чными (жесткими) при критических напряжениях, имеет решающее значение для развития тектонического меланжа.

Маловязкими материалами — переносчиками избыточного давления при меланжировании чаще всего бывают, как уже отмечалось, серпентиниты, аргиллиты, мергелистые глины, иногда гипсы или ангидриты. Вязкие (нетекучие) материалы, блоки и обломки которых встречаются в меланже, представлены известняками, кремнисто-карбонатными и кремнистыми породами, яшмойдами, радиоляритами, порфиритами, их туфами, диабазами, габброидами, гипербазитами (преимущественно плагиоклазированными разностями), песчаниками, известковистыми песчаниками и конгломератами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранитами и любыми другими достаточно прочными горными породами.

Первичный офиолитовый меланж

Первичный тектонический меланж существенно офиолитового состава в Диваридах развит в основном перед фронтом Субпелагонского покровного комплекса. Реже его можно встретить в подоше отдельных частных покровов или чешуй офиолитов (внутри зеленокаменной зоны).

Состав меланжа изменяется следующим образом. В одних случаях в нем более или менее полно представлены различные члены офиолитовой ассоциации с преобладанием серпентинитового или серпентинито-аргиллитового материала в основной массе (аргиллиты могли поступать сюда при разрушении глинистых прослоев в пачках кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев). В других случаях меланж имеет почти чисто серпентинитовый состав. В третьих случаях какая-либо из двух первых разновидностей офиолитового меланжа перемещивается с флишем более внешних зон, — как правило, с пиндским флишем верхнего мела и нижней половины палеогена. Образуется терригенно-офиолитовый меланж с серпентинито-аргиллитовой основной массой, с офиолитами и породами флиша (песчаниками, алевролитами, конгломератами, известковистыми песчаниками) в глыбах и обломках. Эта разновидность тектонического «месива» широко распространена перед фронтом шарьяжей Мирдиты, где офиолитовые породы перекрывают Пиндскую зону. Количество флишевого материала возрастает, в целом, по мере удаления от фронта шарьированной пластины зеленокаменных пород с постепенным переходом в неразрушенный или не полностью разрушенный флиш. Наконец, в четвертых случаях ко всем перечисленным материалам добавляются блоки и обломки преимущественно триасовых известняков, т. е. пород того аллохтонного комплекса, который переполз через всю Субпелагонскую зону и принял участие в образовании краевых чешуй на ее фронтальном обрамлении. Иногда здесь присутствуют и блоки меловых известняков.

Затертые во фронте офиолитового шарьяжа известняковые клиппы бывают, как дайками, пронизаны внедрениями меланжа, в особенности серпентинитового; при этом формируются карбонатно-серпентинитовые тектонические брекчии.

С четвертой группой случаев связан также и привнос седиментационных хаотических материалов типа олистостромов, которые захватывались с поверхности офиолитовых шарьяжей «транзитными» лоскутами Корабского аллохтона и вместе с последними попадали на внешний край Субпелагонской зоны. Такие же материалы местами накапливались и перед движущимся фронтом офиолитовых пластин на северо-

восточной (внутренней) окраине Пиндской зоны. Поскольку седиментационные хаотические материалы аккумуляровались за счет разрушения офиолитов,— образовавшийся здесь в конечном итоге меланж сложного генезиса трудно отделить от чисто тектонического меланжа существенно офиолитового состава.

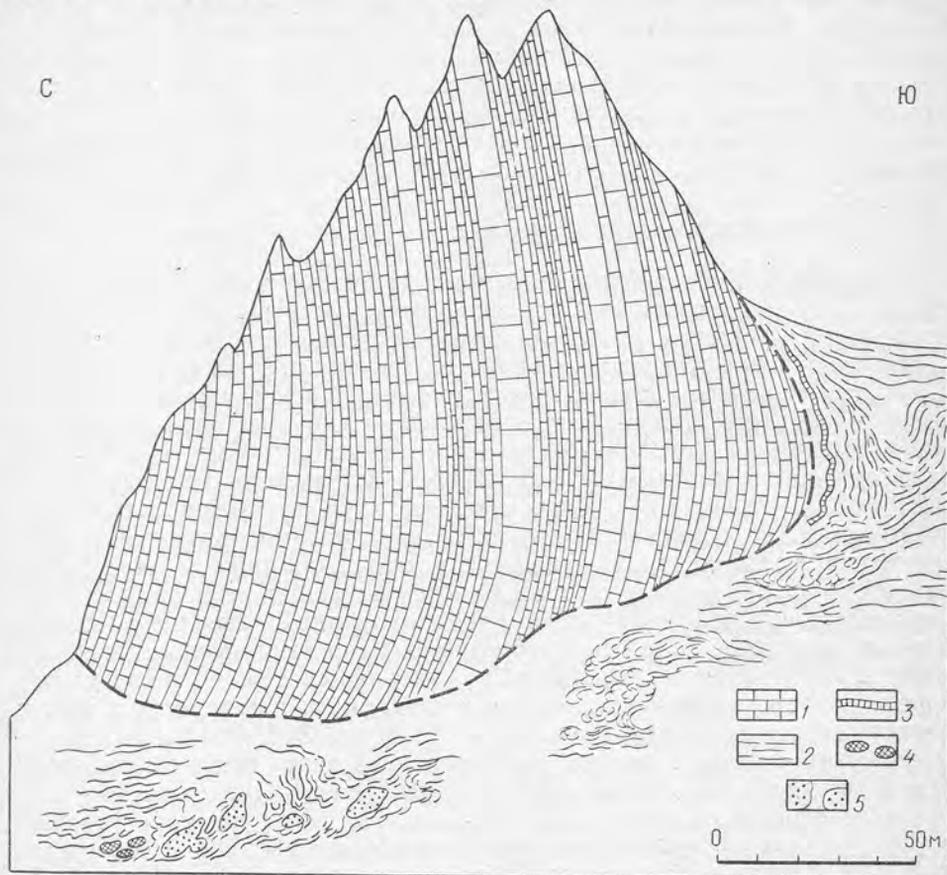


Рис. 60. Отторженец мезозойских известняков в меланже участка Комани—Фиерза. Верховья левой ветви руч. Буджони, южнее Фиерзы.

1 — известняки; 2 — песчано-глинистая основная масса с включениями различных пород и вторичными текстурами истечения; 3 — кремнистый прослой (фрагмент); 4 — отдельные «подушки» спилитовых пиллоу-лав (оторванные фрагменты эффузивных покровов); 5 — овалы «комьевидные» тела песчаников

Огромные массы меланжированных серпентинитов встречаются в восточной части шарьированного блока Комани—Фиерза, на который с востока надвинуты гипербазиты с сохранившейся на них толщей диабазов и спилитов (см. рис. 26, участок 30). Далее к западу в том же блоке серпентиниты перемешиваются с флишем; к ним добавляются продукты разрушения диабазо-спилитовой толщи с радиоляритами и кремнисто-глинистыми сланцами, крупные блоки известняков разного облика и возраста (рис. 60), а также гигантские отторженцы гранитов. Более узкие полосы серпентинитового меланжа наблюдаются в целом ряде мест под отдельными тектоническими чешуями офиолитов,— напри-

мер, близ пос. Кукеса в восточной части Мирдиты (см. рис. 26) или в пределах Гомсического массива в западной части той же зоны (см. рис. 31).

Во фронте Субпелагонского офиолитового шарьяжа крупные массы серпентинитового меланжа отмечены в районе горы Шмитит юго-восточнее Шкодера, на левобережье р. Шкумби восточнее г. Эльбасана (см. рис. 26, участок 31), севернее пос. Эрсеки в южной части албанского сектора Динарид (недалеко от участка 16) и еще на нескольких участках.

Серпентинитовый меланж на горе Шмитит (рис. 26, участок 23) залегает в основании чешуи, сложенной диабазами, радиоларитами и кремнисто-глинистыми сланцами, и вместе с этими породами шарьирован на толщу пиндского флиша. Естественно, что перетертые серпентиниты здесь часто сменяются полосами меланжа с участием кремнистых пород и диабазов, а ниже лежит разрушенный и перемешанный флиш. В этом же районе на офиолитовом покрове присутствуют аллохтонные триасовые известняки. Перед фронтом покрова встречаются их крупные блоки, которые были тектонически затерты в меланжированном флише (а может быть, захоронялись в качестве олистолитов во флишевой толще до ее тектонической переработки).

Под останцами Субпелагонского шарьяжа восточнее Шкодера, как мы отмечали ранее, меланж в своей верхней части образован за счет серпентинитов, кремнистых пород и диабазов, а книзу приобретает офиолитово-терригенный, преимущественно флишевый состав, с постепенным переходом в неразрушенный пиндский флиш.

Восточнее г. Круи близ с. Шкрети (см. рис. 26, участок 32) меланж во фронте того же шарьяжа представлен раздробленными и милонитизированными породами офиолитовой ассоциации — радиоларитами, диабазами, порфиритами и их туфами. Роль основной массы играют перетертые (развальцованные) кремнисто-глинистые сланцы, возможно с добавкой флишевого материала. Кроме перечисленных пород, в строении зоны меланжа участвуют известняки триасового облика. Они встречаются как в виде мелких обломков или развальцованных линзообразных включений, так и в виде крупных плоских блоков, расположенных взаимно параллельно. Выше зоны перемешивания офиолитов представлены диабазы, а ниже — интенсивно дислоцированный, раздавленный пиндский флиш. На самой границе флиша с офиолитовой смесью и известняками наблюдается зона милонитизированных серпентинитов в 20—25 м мощностью. Флишевая толща падает в среднем под углом 45° к северо-востоку — под офиолитовый шарьяж (параллельно зоне меланжа).

В долине р. Шкумби к востоку от Эльбасана развит частью серпентинитовый, частью терригенно-офиолитовый меланж, который образован за счет смешения пород Субпелагонской и Пиндской зон. Однако кроме первичного тектонического «месива» здесь, очевидно, присутствует и меланж сложного генезиса, вобравший в себя материал олистостромовых горизонтов. Отмечаются также обломки и блоки известняков, возможно, отторгнутые от разных толщ: одни известняки напоминают турон-сеноманские, а другие — триасовые. Мощность зоны меланжа в долине Шкумби не менее 2 км.

Хорошим примером тектонического перемешивания различных пород офиолитовой ассоциации с добавкой флишевых материалов и триасовых известняков является вышеописанная зона во фронте Субпелагонского

шарьяжа в долине Девола, на восточном обрамлении Моглицкого тектонического окна (см. рис. 45). Как и в других, подобных случаях, пластичным базисом меланжа в этой зоне служит серпентинитовый или серпентинито-аргиллитовый материал. Встреченная в том же районе (с обеих сторон Моглицкого окна) тектоническая брекчия известняков с серпентинитовым цементом (см. рис. 46) может рассматриваться как один из самых характерных случаев внедрения серпентинитов в другие породы. Этот случай показывает реальность обстановки, когда серпентиниты проявляют необычайно высокую текучесть при избыточных давлениях. Подобные примеры дают некоторое представление и о самом существе процесса образования меланжа. Однако при изучении меланжа офиолитового или терригенно-офиолитового состава трудно где-либо найти такие геологические соотношения, которые четко отразили бы ход данного процесса во всей его сложности. Значительно больше возможностей в этом смысле дает изучение тектонического «месива» из осадочных пород.

Тектонический меланж из осадочных пород

Наиболее полно тектонический меланж из осадочных пород изучен нами в тектоническом окне — ядре Моглицкой брахантиклинали в основании мощного Девольского пакета аллохтонных шарьяжей. Основные особенности строения зон тектонического «месива» в этом районе уже были освещены при описании самого пакета. Здесь мы охарактеризуем детали, которые позволили судить о том, как протекает процесс разрушения и перемешивания пород при формировании таких зон.

Меланж Моглицкой антиформы. Напомним, что в нижней из двух мощных зон меланжа здесь представлены продукты тектонической переработки параавтохтонных пород олигоцена — аргиллитов и плотных известковистых конгломератов, а в верхней — смесь тех же пород с эоценовым флишем нижнего аллохтонного покрова. Крупные (до 2—3 км длиной) плоские конгломератовые блоки перемещались внутри этих зон на значительное расстояние (иногда на несколько километров) в разных направлениях под влиянием общего движения покровов или вдавливания их отдельных частей. Конгломераты по краям блоков дробились, а местами расщеплялись на разрозненные пласты и сложно деформировались. Следы обоих этих процессов очень наглядно выражены на одном из участков долины р. Девола у устья руч. Эльмес, где обнажен юго-восточный конец крупной конгломератовой чешуи, двигавшейся к юго-востоку (см. рис. 55). Здесь хорошо видно, как отщепившиеся пласты конгломератов изгибаются, словно щупальцы спрута, распадаются на отдельные фрагменты и вскоре теряются в массе рыхлых тиллитовидных пород, образовавшихся за счет их разрушения и смешивания с окружающими аргиллитами. Концы некоторых пластов подворачиваются под ту часть конгломератовой чешуи, которая осталась монолитной и двигалась по разрыхленным породам с обрывками этих пластов. Можно сказать, что она перемещалась по своим собственным обломкам, хотя ее движение имело «закрты́й» характер внутри зоны меланжа вблизи основания покровного сооружения.

Текстуры тиллитовидных пород не имеют ничего общего с первоначальной слоистостью седиментационного происхождения, которая при формировании меланжа полностью разрушается и в конгломератах и в аргиллитах. Гальки, валуны и фрагменты пластов конгломератов,

очень неравномерно распределенные и разнообразно ориентированные, «обтекаются» аргиллитовым субстратом, более или менее насыщенным песчаными и гравийными зернами. При всей хаотичности этих текстур в них, как правило, можно заметить преобладающее направление ориентировки плоскостных элементов. Часто, хотя и не всегда, это направление примерно согласуется с очертаниями крупных конгломератных блоков. Кроме песчинок и гравийных зерен к числу мелких твердых частиц, насыщающих аргиллитовый субстрат в процессе тектонического перемешивания, относятся и катакластические обломки цемента (реже галек) конгломератов. Фрагменты конгломератных пластов в меланже иногда достигают нескольких метров в поперечнике и десятков метров в длину.

Процесс разрушения и перемешивания пород, различные стадии которого можно наблюдать в тектоническом меланже этого типа, начинается с внедрения аргиллитового материала в конгломератную толщу вдоль поверхностей напластования, а затем по отдельным трещинам — внутрь самих конгломератов, в самую «ткань» этих пород (рис. 61). Проникшие в них аргиллиты располагаются вокруг валунов и галек, пронизывая цемент, меняя своим присутствием его состав и характер и одновременно увеличивая расстояние между уцелевшими кусками конгломерата. Некоторые участки цемента остаются не затронутыми такой переработкой и образуют как бы твердые перемишки между соседними валунами или гальками (рис. 62). Не полностью переработанные блоки конгломератов оказываются заключенными среди тиллитовидных смешанных пород с ясно выраженной текстурой течения, которая приобретает однообразную ориентировку (рис. 63, 64). Следующая, завершающая стадия сводится к образованию этой текстуры повсеместно. Ранее подготовленный материал в это время в максимальной степени вовлекается в общее течение масс и перемешивается с материалами других участков.

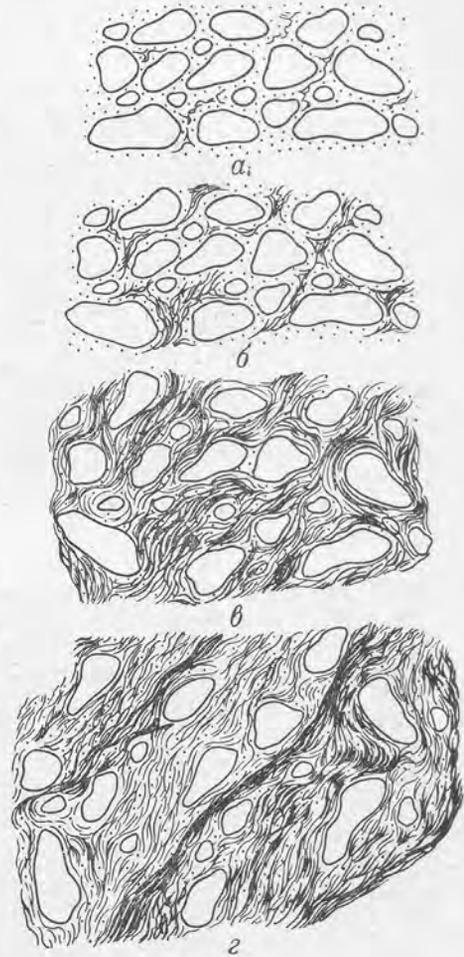


Рис. 61. Стадии образования «тиллитовидных» пород меланжа за счет разрушения известковистых конгломератов и перемешивания их с аргиллитами.

а — интенсивное растрескивание цемента конгломератов; *б* — дальнейшее развитие трещиноватости и проникновение аргиллитов в трещины; *в* — почти полное разрушение цемента с прогрессирующим проникновением аргиллитового материала; *г* — полная замена цемента смешанной полурыхлой песчано-аргиллитовой связующей массой с отчетливой текстурой течения

Рассмотренный процесс можно охарактеризовать как процесс взаимного проникновения и смешивания двух толщ, одна из которых до его начала была в полной мере литифицирована. Породы этой толщи — конгломераты с цементом, имеющим состав известковистых песчаников, — обладают очень большой прочностью. Совершенно очевидно, что для активной «инъекции» в них глинистого вещества другой аргилли-

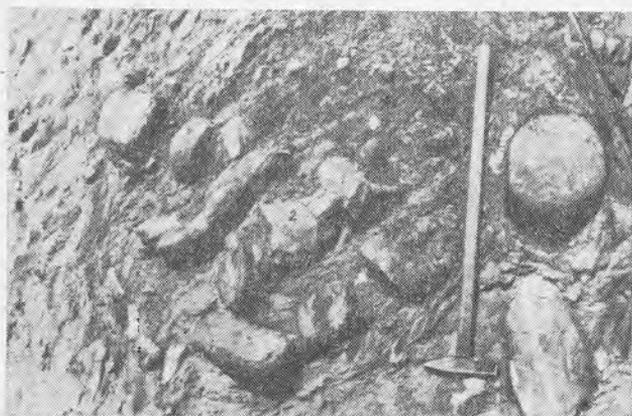


Рис. 62. Участок неполного перемешивания конгломератов с аргиллитами. Весь участок «обтекается» текстурами тектонитов, а между некоторыми гальками внутри него (1 и 2) сохранился первоначальный песчаный цемент.



Рис. 63. Сильно песчаная разность тиллитоподобных тектонитов (с разрозненными гальками и валунами). Обнажение в устье руч. Эльмес.

товой толщи и для полной дезинтеграции конгломератов, т. е. для формирования новообразованных тиллитоподобных пород, требовалась колоссальная механическая энергия и огромные избыточные давления в пластичных аргиллитах. Не удивительно, что здесь наблюдаются такие причудливые деформации отдельных пластов конгломератов, захваченных аргиллитовой массой, их замысловатые несогласованные складки и спиральные свертки (рис. 65 и 66).

Так здесь проявляется резкая неоднородность свойств горных пород, совместно испытавших воздействие больших тектонических напряжений при формировании крупных шарьяжей. Главным передатчиком механической энергии (чем бы она ни порождалась) были сами шарьяжи, например, мощные жесткие пластины офиолитов, либо, наоборот, те

участки литосферы или блоки коры, которые под них поддвигались. Но когда шарьяжами были перекрыты толщи с большим объемом глинистых материалов, когда последние оказались в замкнутой камере внутри земной коры и одновременно подверглись значительному давлению,— тогда проявилась свойственная им в этих условиях текучесть. Становясь носителями избыточного всестороннего давления, они сами приобрели высокую активность, способность расклинивать, разрушать и поглотить более крепкие породы с высокой вязкостью*.

В настоящее время смешанные тиллитовидные породы не являются рыхлыми. После движений тектонических покровов в них произошли повторные диагенетические изменения. Наибольшей степени литификации достигли самые песчанистые разности этих пород, насыщенные известковым псаммитовым материалом, который был получен из цемента конгломератов.

В зоне перемешивания флишевой толщи нижнего аллохтонного покрова с олигоценовыми аргиллитами параавтохтона, т. е. в верхней зоне меланжа наблюдаются структурные детали, позволяющие сделать вывод об интенсивном течении вещества в конечные стадии процесса меланжирования. Это проявляется, в частности, в сильнейшем растяжении фрагментов флишевых слоев в одном направлении и таком же сильном сжатии в другом (перпендикулярном к первому). Иногда ограничение фрагментов соответствует не слоистости, а косым сколовым трещинам, которые пересекали флишевую толщу перед ее разрушением. Вероятно, попав уже внутрь аргиллитового базиса, сколотые пластинки флиша растягивались и делились на своеобразные будины — блоки ромбического сечения, сдвинутые по слоистости один относительно другого в направлении растяжения (рис. 67, а). Сжатие в перпендикулярном к этому направлению выражается в том, что такие же фрагменты — пластинки местами образуют чрезвычайно сплюснутые «листоватые» складки (рис. 67, б). Их вытянутость отвечает ориентировке текстуры истечения вмещающих аргиллитов.

Как было отмечено выше, большую роль при образовании меланжа Моглицкой брахиантиклинали играли перепады давления, вызывавшие перераспределение вещества с его перетеканием в разных направлениях. При таком перетекании меланж местами образовал куполовидные выступы или штокообразные тела, секущие расположенные над ними пластины шарьяжа (или вышележащую зону меланжа). Интересно, что



Рис. 64. Смешанные мореноподобные породы с ясно выраженной текстурой течения. Обнажение у устья руч. Эльмес.

* Не исключено, что одной из причин резкого увеличения подвижности глинистых материалов при высоком давлении является разрушение их структуры, которое может привести к значительному снижению их внутреннего трения.

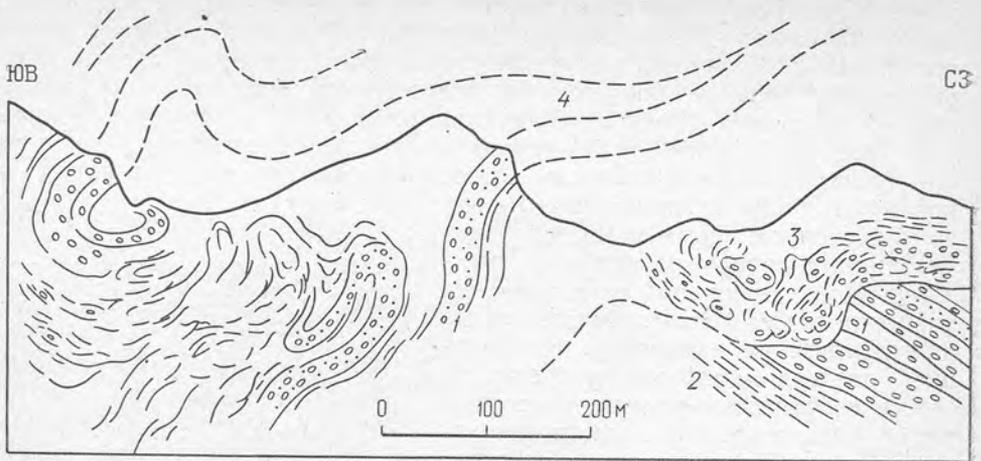


Рис. 65. Дислокация фрагментов конгломератных пластов в зоне меланжа на левом берегу р. Девол против устья реч. Эльмес.

Подстилающая чешуя параавтохтона, сложенная конгломератами (1) и аргиллитами (2); 3 — меланж, 4 — вероятное положение верхней «расщеплявшейся» конгломератной чешуи

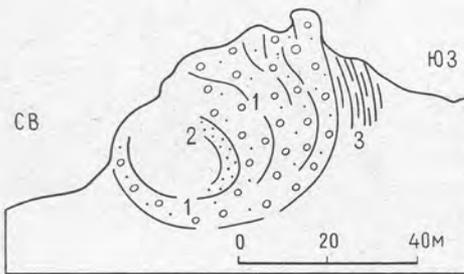


Рис. 66. Фрагмент спирального свертка пластов конгломератов в истоках правой ветви рч. Душарит, к югу от Торовечи.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты

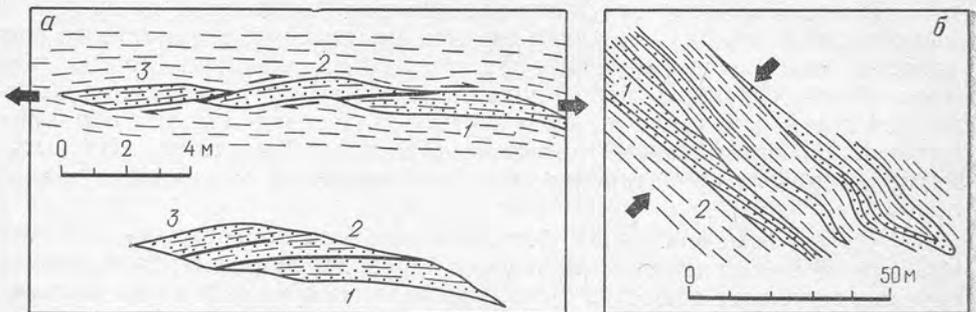


Рис. 67. Проявления растяжения и сжатия в меланже под Девольским пакетом покровов.

а — растяжение фрагмента пласта песчаников в аргиллитовом субстрате в зоне между параавтохтоном и нижним покровом к югу от устья р. Хосоев. Внизу — первоначальная форма фрагмента, вверх — современная; полустрелками показано скольжение отдельных слоев песчаников (1, 2, 3); *б* — сжатие фрагмента песчанистого флиша (1) среди раздробленных аргиллитов (2) близ с. Торовечи. Жирные стрелки — направление растяжения и сжатия.

сходные с этим явления иногда отмечаются и в офиолитовом меланже, в частности на Урале. (Структурное положение..., 1971). Здесь в некоторых случаях наблюдаются резко секущие тела полимиктового меланжа, которые как бы «съедают» части складок. Конформно залегающий мономиктовый меланж в отдельных местах рвет оболочку вышележащих пород и, насыщаясь их глыбами, переходит в полимиктовый. При описании тектонических покровов Корабских гор нами были упомянуты случаи диапирового внедрения тектонической смеси серпентинитов с гипсами в вышележащую толщу. Возникновение крупной брахиантиформы и окна Моглица, по всей вероятности, также было связано с явлениями, близкими к диапиризму.

Меланж пород Пиндской зоны и внешних Динарид. Тектонический меланж преимущественно терригенного состава широко распространен вдоль фронта Пиндского аллохтона. В нем перемешаны отложения флиша Пиндской и Гавровской зон, иногда с добавкой некоторых других пород. Выходы меланжированных материалов на границе аллохтона и параавтохтона представлены в виде полосы от нескольких сотен метров до 2—3 км шириной. Контуры этой полосы, как правило, нечетки; степень меланжирования изменчива. За ее пределами также встречаются участки более или менее значительного тектонического разрушения и перемешивания, особенно в пиндском флише.

Типичный пример неравномерного меланжирования терригенных отложений (рис. 68) отмечен во фронте Пиндского шарьяжа к востоку от Тараны между грядой Круя — Даити и горами Мали ме Гропа (см. рис. 26). Одной из основных разновидностей меланжа здесь являются тиллитовидные аргиллито-песчано-галечные породы, аналогичные распространенным в ядре Моглицкой брахиантиклинали. Рядом с ними наблюдаются неразрушенные или не полностью разрушенные конгломераты с отдельными участками проникновения аргиллитового материала, растащенными обрывками песчаников прослоев и даже с фрагментами пластов самих аргиллитов и алевролитов, причем внутри фрагментов сохранилась первичная слоистость. Характерна тенденция к образованию вихревых структур. Подстилающий песчаный флиш с более или менее уцелевшей слоистостью обнаруживает следы тектонического разлинзования, скручивания слоев и волочения, которое было направлено в соответствии с общим надвижением северо-восточных участков на юго-западные. Некоторые инъекции аргиллитового материала (в небольшом объеме) здесь сказываются в появлении глинистых пленок и «примазок» между искривленными линзами песчаников, а иногда в образовании небольших штокообразных тел тектонической брекчии с аргиллитами в цементе и песчаниками в обломках.

Очень интересная вихревая структура отмечается вблизи основания пачки песчаного флиша — в избирательно дислоцированном и частично меланжированном горизонте песчаников и алевролитов (см. рис. 68, II). По расположению структурных элементов видно, что в этом горизонте происходили срыв и деформация прослоев под напором меланжа, который нагнетался параллельно напластованию с северо-востока на юго-запад, увеличивая мощность пород между двумя ограничивающими пластами песчаников. Часть оторванных материалов шла на пополнение подвижного «месива», но поскольку его продвижение здесь задерживалось, — у границы занятой им камеры могли возникать завихрения в самых неожиданных направлениях.

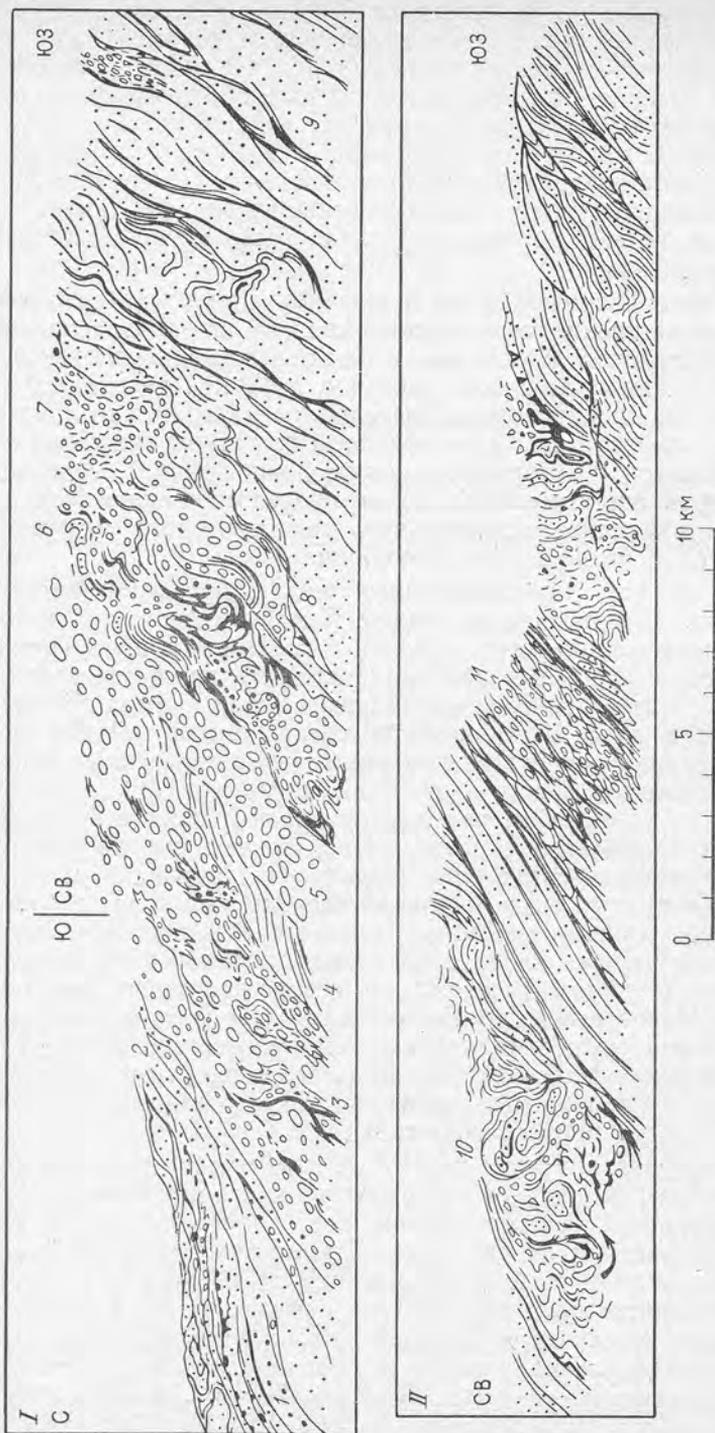


Рис. 68. Тектонический меланж терригенных пород в зоне надвига пиндского флиша на адриатико-ионический флиш между горами Круя-Дагги и Мали ме Гропа.

I и II — зарисовки различных частей обнажения, разделенных промежуток в 30—35 м.
 1 — гравелиты; 2 — средне- и крупнозернистые песчаники; 3 — обрывки деформированных слоев аргиллитов, частично перемешанных с продуктами дезинтеграции конгломератов; 4 — аргиллиты; 5 — конгломераты; 6 — обрывки слоя песчаника; 7 — смешанные глинисто-песчанно-галеиче породы; 8 — глинистые примазсы и прослой, облекающие участки псаммитово-песчаников с глинистыми алевролитами; 9 — переслаивание песчаников с затертым в них гравийным и галечным материалом; 10 — переслаивание песчаников с алевролитами и аргиллитами; 11 — раздвоенные песчаники с затертым в них гравийным и галечным материалом; 12 — переслаивание песчаников с алевролитами и аргиллитами.

В основании существенно песчаниковой пачки представлены типичные милониты (за счет песчаников и конгломератов). Под ними залегает меланж преимущественно хаотического строения с аргиллитовым базисом, в котором заключены угловатые обломки и фрагменты слоев флиша. Далее к юго-западу строение флишевой толщи постепенно приобретает упорядоченный характер. Прослой песчаников, нередко будинированные, чередуются с горизонтами алевролитов и аргиллитов; комплекс этих пород слагает бесчисленное множество мелких узких надвиговых чешуй (см. рис. 68, II).

Из приведенного описания видно, насколько тесно в данном случае меланж переплетается с обычными дислокациями, причем само воздействие тектонического «месива» иногда вызывает специфическую деформацию немеланжированных пород. Особенно мощные зоны раздавливания горных пород и их тектонического перемешивания перед Пиндским шарьяжем наблюдаются в южной части албанского сектора Динарид, как непосредственно близ фронта шарьяжа, так и вдалеке от него, в разных частях Гавровской зоны и даже на окраине Ионической.

В районе пос. Фрашëри на водоразделе рек Осуми и Вьоса (см. рис. 26, участок 33) зона раздавливания и неравномерного перемешивания материалов достигает, как минимум, 2,5 км мощности. Непосредственно перед фронтом Пиндского шарьяжа расположены надвиговые чешуи гавровских олигоценовых отложений, перемежающиеся с узкими, до 100—150 м мощностью, полосами меланжа (рис. 69). Далее к юго-западу представлено обширное поле сплошь меланжированных материалов. Вверху здесь присутствует пачка кластических известняков (калькаренитов) с разрозненными обломками серпентинитов. Эта пачка мощностью до 40—50 м срезается снизу под небольшим углом к слоистости поверхностью тектонического контакта, которая отделяет ее от мощного нагромождения монотонных ритмичных аргиллитов или мергелистых глин, сходных с породами в ядре Моглицкой брахиантиклинали. Местами, особенно вблизи контакта, аргиллиты приобретают типичную для меланжа хаотическую структуру. Они содержат обломки известняков и гальки различных пород, захваченные из разрушенных слоев конгломератов. Внутри аргиллитового меланжа встречаются разрозненные фрагменты известняковой пачки в виде слоев, которые стоят «на головах» (рис. 70). Их выходы отпрепарированы выветриванием и возвышаются над местностью наподобие крепостных стен. Эти фрагменты ориентированы беспорядочно и порой крючкообразно искривлены. Мощность аргиллитового месива, по-видимому, около 700 или 1000 м.

На участке к юго-западу от Фрашëри представлена еще одна разновидность меланжа (рис. 71). Среди преобладающих разрыхленных аргиллитов здесь (в зоне до нескольких сотен метров мощностью) встречаются многочисленные обрывки слоев нуммулитовых известняков. Смятие аргиллитов имеет совершенно беспорядочный, хаотический характер, — отдельные участки породы срезаются другими наискось к слоистости или к вторичным текстурам течения. Пласты известняков то растягиваются в четковидные цепочки линз, то сгруживаются вместе, то образуют блоки треугольного сечения. Местами в известняках заключены сильно смятые и даже перекрученные обрывки аргиллитовых слоев, чаще всего по краям известняковых блоков. Иногда в меланже встречаются разрозненные гальки песчаников и гипербазитов, которые могли попасть сюда в результате разрушения конгломератовых слоев.

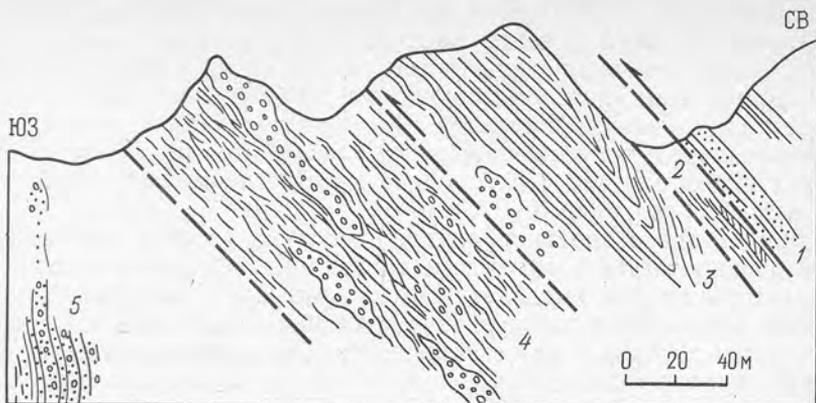


Рис. 69. Строение параллельных надвиговых чешуй и зон раздавливания пород во флише перед фронтом Пиндского аллохтона, близ пос. Фрашëри в Южной Албании.

1 — песчаный флиш с преобладанием известковистых песчаников; 2 — зона раздавливания с фрагментами слоев песчаного флиша в милонитизированных алевролитах; 3 — лежащая складка в пачке песчаного флиша, внизу — линза меланжированных конгломератов; 4 — зона меланжа с фрагментами слоев конгломератов, известковистых песчаников, мергелей и аргиллитов; 5 — конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники, сменяющиеся песчано-глинистым флишем

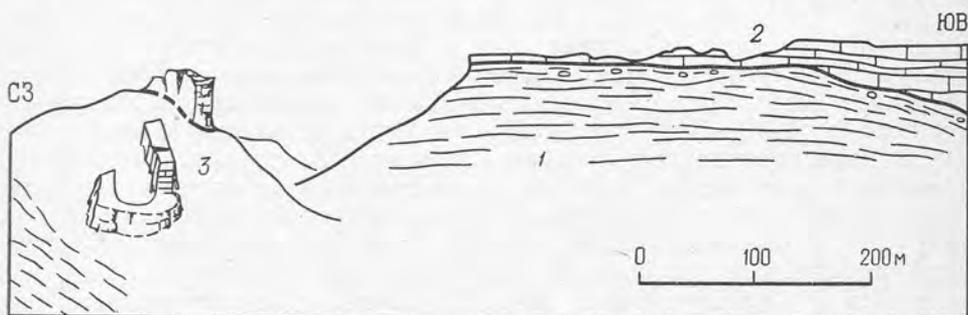


Рис. 70. Тела известняков среди аргиллитов олигоцена севернее пос. Фрашëри.

1 — аргиллиты; 2 — пачка известняков (с падением к северо-востоку), срезанная снизу поверхностью тектонического разрыва; 3 — отпрепарированные выветриванием фрагменты известняковых слоев, стоящих на «головах» среди аргиллитового меланжа

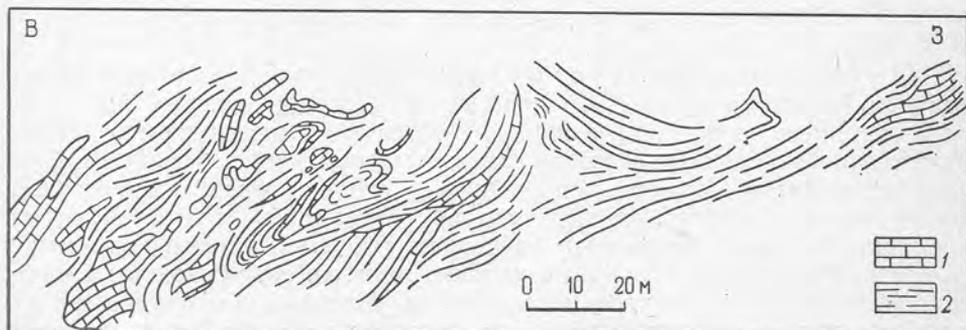


Рис. 71. Разорванные и деформированные фрагменты толщи нуммулитовых известняков (2) среди разрыхленных аргиллитов (1) в зоне меланжа юго-западнее пос. Фрашëри

Под меланжем залегает толща нормального флиша (вверху значительно глинистого).

Описанный хаотический комплекс очень напоминает своим строением существенно аргиллитовые аллохтонные комплексы Апеннин (Trevisan, 1963; Эльтер, Тревизан, 1976).

ЮЗ

СВ

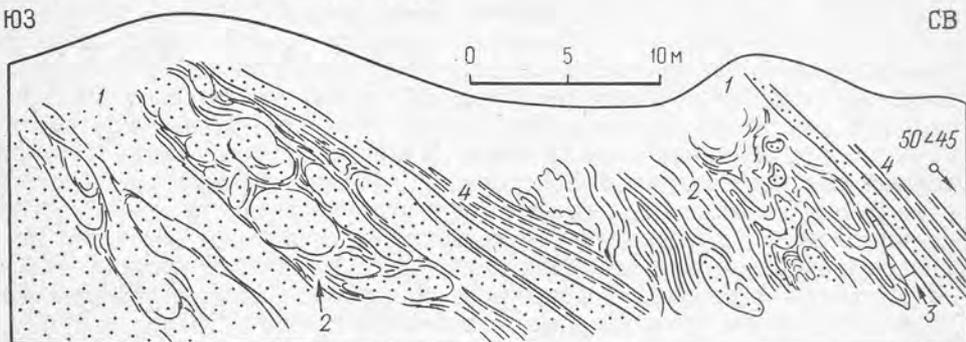
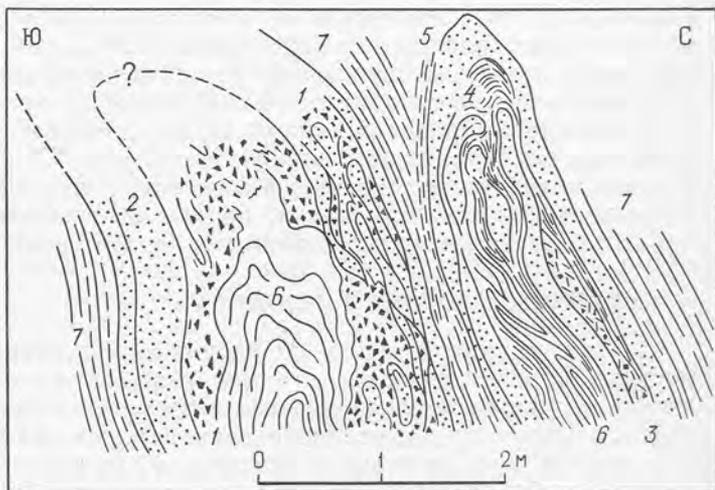


Рис. 72. Характер дислокаций в терригенных породах, раздавленных шарьяжем. Отложения «нижнего пиндского флиша» на правом берегу р. Мати, близ Милоли.

1 — песчаники; 2 — аргиллиты и смешанные песчано-аргиллитовые породы с вторичными текстурами течения; 3 — песчаные известняки, 4 — ритмично слоистый флиш

Рис. 73. Частичное раздавливание и перемешивание пород в процессе складчатости (начальная стадия формирования тектонического меланжа) в пиндском флише, район горы Каваннес, к югу от с. Шкрети (см. рис. 26, участок 32).

1 — несортированные щебневидные породы с песчано-аргиллитовой смесью в основной массе с угловатыми обломками известняка, «окатышами» песчаника, аргиллита и фрагментами слоев флишевой толщи; 2 — известковистые песчаники; 3 — крупнозернистые песчаники со слюдой; 4 — сланцеватые аргиллиты; 5 — меланжированные аргиллиты; 6 — глинисто-алевритовый флиш; 7 — ритмично слоистый флиш (песчаники, алевролиты, аргиллиты)



Остановимся еще на двух примерах тектонического раздавливания и частичного перемешивания пород во флише Пиндской зоны. Первый из них изучен в ядре дигитации Пиндского покрова между Леши и Милоли (рис. 72). Здесь хорошо видно как песчаники, обычно монолитные, делятся на более или менее обособленные плоскоэллипсоидальные матрацевидные тела, между которыми присутствует песчано-аргиллитовая смесь. Если аргиллитовый или песчано-аргиллитовый материал

нагнетается в значительных количествах, — возникают сложные мелко-складчатые или вихревые текстуры течения, которым подчинены разрозненные матрацевидные тела песчаников, нередко испытывавшие прихотливое смятие. Участки такого строения не всегда можно отличить от выходов подводно-оползневых, олистостромовых горизонтов. Среди пород Пиндской зоны они наблюдаются очень часто.

Второй пример — своеобразное строение небольших складок (рис. 73) в толще флиша в крупной тектонической чешуе Пиндского шарьяжа восточнее Круи (см. рис. 26, к югу от участка 32). Эти складки находятся перед опрокинутым и несколько надвинутым на юго-запад ядром антиклиналя горы Каваниес, которое сложено туронсенонскими известняками. Своеобразие складок сказывается и в том, что все они являются прижатыми друг к другу антиклиналями изоклинального типа (синклинали отсутствуют), и еще более — в резко различном поведении разных пород внутри них. Некоторые породы, вместо того чтобы участвовать в формировании складок, скорее вносят в них элемент «структурной дезорганизации». Более или менее связный каркас антиклиналей создан пластами известковистых песчаников, на которых залегает ритмично-слоистый флиш. Однако и сами песчаники не всюду сохранили сплошность, — они делятся на линзы или тела плоскоэллипсоидальной формы, иногда полностью обособленные друг от друга. Их разделение и обособление, а также общее усложнение — «хаотизация» — структур связаны с присутствием меланжа, явно нагнетавшегося в ядро складок. Меланж, как правило, с аргиллитовой или песчано-аргиллитовой основной массой содержит угловатые обломки известняков и фрагменты флишевых пород. Иногда в ядрах антиклиналей под песчаниковой оболочкой присутствует тонко-слоистый глинисто-алевролитовый флиш, который подвергся интенсивной дисгармонической складчатости, а его более глинистые разности испытали течение и образовали «прокладки» сланцеватых аргиллитов между будинами песчаников (см. правую часть рис. 73). Так, здесь в рамках отдельных небольших складок в миниатюре выражен процесс меланжирования в его ранних стадиях, причем совершенно очевидно, что этот процесс был постседиментационным, т. е. тектоническим.

МЕЛАНЖ СЛОЖНОГО ГЕНЕЗИСА

Меланж сложного происхождения наиболее трудно поддается диагностике. Впрочем доказать, что при завершении его формирования проявилось интенсивное тектоническое воздействие, как правило, не составляет большого труда, особенно если перемешанные породы встречены под чешуей или дигитацией покрова. Главная трудность заключается в том, чтобы найти в этом массиве признаки бывшего существования седиментационного хаотического комплекса. В отдельных случаях такие признаки удается встретить, и тогда можно достаточно уверенно говорить, что тектоническое разрушение и перемешивание пород представляет собой наложенное явление.

Если, в условиях Динарид, первичный тектонический меланж офиолитового или терригенно-офиолитового состава встречается чаще всего перед фронтом Субпелагонского шарьяжа, то близкий к нему (по составу) меланж сложного генезиса обычно распространен внутри Субпелагонской зоны. В его строении, кроме офиолитов и терригенных пород, почти всегда в значительных количествах присутствуют триасовые

и меловые известняки. Можно полагать, что образование месаива в данном случае связано не столько с перемещением самого офиолитового шарьяжа, сколько с транспортировкой Корабского аллохтона, который двигался по офиолитам. Характеристика внешнего облика этого меланжа уже приводилась при описании шарьяжей, в том числе наиболее выразительных тектонических покровов триасовых известняков в районе Селишты (см. рис. 21 и 22).

Наблюдения в районе Селишты дают основания думать, что здесь на офиолитовом цоколе существовала некая терригенная серия с материалами размыта зеленокаменных пород и триасовых известняков (наличие этих материалов в виде валунов и полуокатанных глыб в песчано-аргиллитовой основной массе непосредственно на офиолитах; те же материалы, с той же степенью окатанности в меланже; фрагменты флишевой толщи под известняковым аллохтоном и т. д.). Именно эта серия подвергалась разрушению под воздействием движущихся покровов известняков. Некоторые факты указывают на то, что в ее составе, по-видимому, были горизонты первично хаотического строения (текстуры тиллитовидных конглобрекций на поверхности размыта офиолитов). Однако сколько-нибудь определенного представления о первоначальном общем строении и стратиграфическом разрезе этой серии в данном случае получить нельзя. Признаки же ее последующей тектонической переработки здесь, наоборот, предельно ясны. Эта переработка не ограничивалась простым разрушением и перемешиванием пород над-офиолитовой серии. В процессе передвижения шарьяжей к ее меланжированным материалам в изобилии добавлялся материал из зеленокаменного цоколя и в особенности из тектонического покрова. Перед лобовым краем дигитации горы Руньес сгруживались огромные отщепы известняков (пластины до 200—250 м мощностью и до 1,5 км длиной), а материал из офиолитового подложия захватывался в виде серпентинитовых полос, тянущихся, как шлейфы, внутрь зоны меланжа от выступов гипербазитов. В основной массе образованного таким способом хаотического комплекса преобладает аргиллито-серпентинитовая смесь.

Наиболее полные разрезы над-офиолитовой терригенной серии, которая в разных местах в различной степени подвергалась переработке в меланж, сохранились близ внешней окраины Субпелагонской зоны на юго-восточном склоне гряды Скандербеге — в бассейне рч. Траи и в долине р. Мати (см. рис. 26, участки 34 и 35) близ электростанции Ульзы (Белостоцкий, 1963, 1968). Внизу, на поверхности размыта офиолитов наблюдаются грубообломочные, часто олистостромовые отложения, сменяющиеся кверху флишевидными граувакковыми породами; общая мощность этой толщи — приблизительно 250—300 м. Выше залегает пачка плитчатых красноватых или зеленовато-бордовых мергелистых и кремнистых известняков с прослоями кремнистых алевролитов и алевропелитов мощностью 50—100 м, литологически неотличимая от турон-сенонской карбонатной пачки в пределах пиндской серии. На этой пачке лежат мощные олистостромовые накопления с очень крупными блоками — олистолитами. Эти накопления перекрываются более или менее нормальным флишем пиндского типа. Мощность данной терригенной толщи (вместе с олистостромовым горизонтом) 500—750 м.

Стратиграфия серии еще недостаточно разработана, однако по некоторым данным намечаются весьма правдоподобные сопоставления. Поразительное сходство встреченной здесь пачки плитчатых известняков

с турон-сенонской карбонатной пачкой Пиндской зоны, по-видимому, не является случайным, и их можно коррелировать друг с другом. В этом случае нижележащая терригенная толща должна сопоставляться с «нижним флишем» Пинда (среднемелового возраста), а вышележащая — с верхним пиндским флишем, и тогда ее естественно было бы относить к верхам верхнего мела и части палеогена. Далее будут приведены некоторые подтверждения этому. Намеченная корреляция кажется особенно правдоподобной, если принять во внимание разрезы пиндской серии в наиболее восточной части зоны Пинда, где увеличивается количество продуктов размыва офиолитов, и терригенные породы приобретают граувакковый характер. В соответствии с этим мы предполагаем, что внешняя окраина Субпелагонской зоны в мелу и палеогене могла принадлежать к тому же прогибу с преобладанием терригенной седиментации, к которому относилась и Пиндская зона*.

Рассмотрим подробнее специфические черты строения надофиолитовой серии (рис. 74). В ее олистостромовых горизонтах в виде обломков, глыб и крупных блоков представлены главным образом породы офиолитовой ассоциации — габбро, радиолариты, диабазы, спилиты, гипербазиты, троктолиты, пироксениты и т. п., различные известняки как триасового, так и мелового облика, реже (в верхней толще) фрагменты слоев самих терригенных отложений. Очень интересен по своему строению олистолитовый горизонт в низах верхней толщи. В разрезе близ Ульзы в нем содержатся плитообразные блоки диабазов до 25—30 м мощностью и до 150—200 м длиной (если не более) а в бассейне Траи — эллипсоидальные или шаровидные олистолиты обломочных известняков до 100—200 м диаметром. Олистолиты образуют цепочку утесов, которая протягивается вдоль северо-восточного подножия хребта Скандербега. В известняках заключены угловатые обломки габбро, диабазов, кремнистых пород, реже перидотитов. Похоже на то, что известняки отлагались у самой границы флишевого прогиба — на окраине кордильеры, которая прослеживается вдоль осевой части Субпелагонской зоны, где с середины нижнего мела (с баррема — апта) до сенона господствовала неритовая карбонатная седиментация. Обрушения, породившие олистостромовый горизонт, могли захватить окраину карбонатной кордильеры, оторвав от нее крупные блоки известняков, а может быть они сдирались переползавшими через нее Корабским аллохтоном.

Между разрезами отложений Траи и Ульзы существуют заметные различия. В бассейне Траи базальный горизонт нижней толщи сложен мелкогалечными конгломератами и гравелитами без признаков олистостромовой седиментации (по этому горизонту, залегающему на спилитовых пиллоу-лавах, толща испытала тектонический срыв параллельно слоистости), а между нижней и верхней терригенными толщами хорошо сохранилась карбонатная пачка. В разрезе близ Ульзы нижняя толща представлена преимущественно олистостромовыми отложениями (они залегают на серпентинизированных перидотитах, прорванных штоком габбро). Верхняя часть толщи сложена грубообломочными турбидитами с крупной ритмической слоистостью (в низах ритмов — гравелиты и конглобрекчии, в верхах — отмученные песчано-глинистые материалы). Непосредственно на них лежит верхний олистостромовый

* Если здесь существовали еще какие-либо зоны, впоследствии перекрытые офиолитовым шарьяжем, речь должна идти о целой системе флишевых прогибов, аккумуляровавших продукты размыва офиолитов.

горизонт (см. рис. 74). Отсутствие здесь промежуточной карбонатной пачки можно объяснить выпаживающим воздействием олистострома.

Структуры надофиолитового комплекса настолько хаотичны (рис. 75), а заключенные в нем отторженцы скал так крупны и беспорядочно

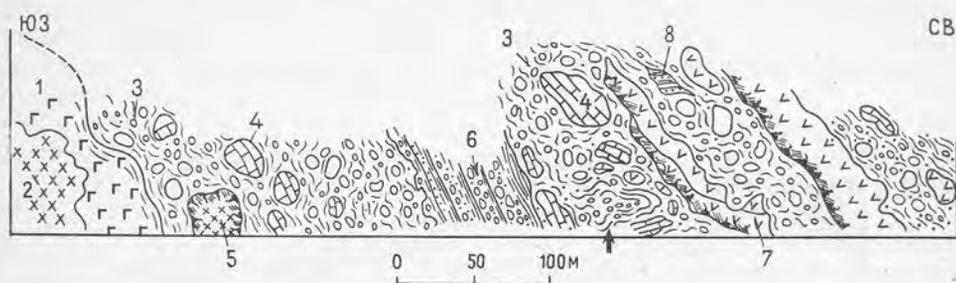


Рис. 74. Седиментационный хаотический комплекс, залегающий на гипербазитах в долине р. Мати близ Ульзы.

1 — серпентинизированные перидотиты, расланцованные у контакта с вышележащей серией; 2 — габбро, рвущие перидотиты; 3 — несортированные грубообломочные отложения олистострома; 4 — глыбы известняков; 5 — отторженцы габбро; 6 — горизонт грубых турбидитов с крупной ритмической слоистостью (в верхних частях ритмов песчано-глинистый материал), турбидиты залегают на поверхности размыва нижнего олистостромового горизонта; 7 — пластинчатые олистоциты диабазов; 8 — фрагменты слоев терригенного флиша. Стрелкой показан участок, изображенный на следующем рисунке

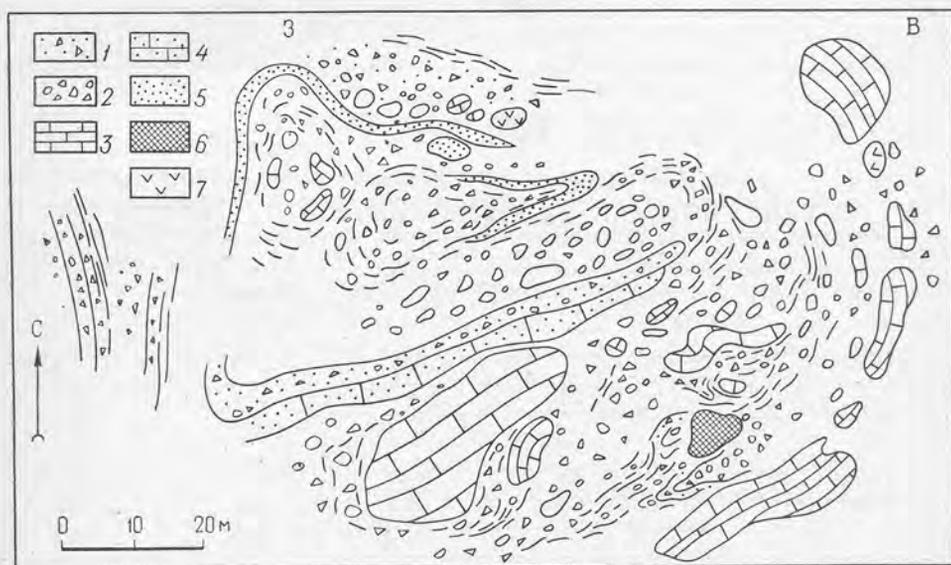


Рис. 75. Текстура пород верхнего олистостромового горизонта на правом берегу р. Мати близ Ульзы. Местоположение участка показано на предыдущем рисунке.

1 — полимиктовые гравелиты и брекчии; 2 — глыбовые конгломераты с песчано-аргиллитовым цементом; 3 — известняки; 4 — известковистые песчаники и гравелиты; 5 — полимиктовые песчаники; 6 — пироксенит, 7 — спилитовая пиллоу-лава

сгружены, что можно было бы усомниться в его осадочном происхождении, тем более, что лоскуты Корабского аллохтона, который выпаживал свое подложие, несомненно, перемещались над этим комплексом через всю Субпелагонскую зону, поскольку встречаются западнее Ульзы (участок Шкопета и др.). Однако горизонты с нормальной слоистостью

отложений заставляют отбросить всякие сомнения в первичноосадочном генезисе хаотических нагромождений данного типа, хотя они подвергались позже тектонической переработке.

Реальность существования над офиолитами седиментационных хаотических комплексов, которые играли роль первоосновы для меланжа сложного происхождения, подтверждается наблюдениями во многих других районах внутренних Динарид. То здесь, то там встречаются более или менее значительные части разреза описанной серии или ее аналогов.

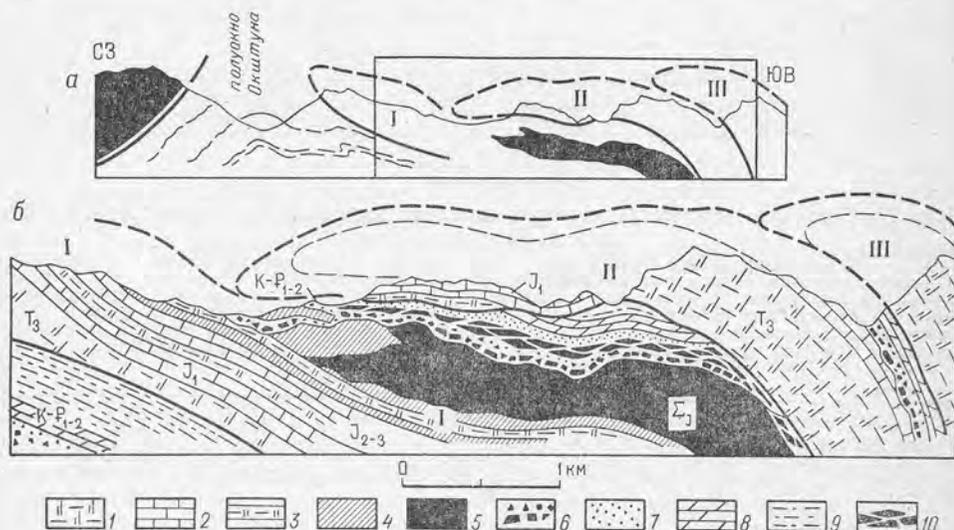


Рис. 76. Покровы Кленовской группы (I, II, III).

a — положение покровов в структуре района (в рамке — участок, изображенный на нижнем разрезе). *б* — взаимоотношения пород на участке западнее с. Кленьи.

1 — массивные известняки и доломиты; 2 — плитчатые известняки; 3 — кремнистые породы (радиоляриты, яшмоиды); 4 — диабазы, спилиты; 5 — гипербазиты; 6 — глыбовые конгломераты, конглобрекчии, олистостромы преимущественно офиолитового состава; 7 — песчанники, гравелиты, грубоэризмичный флиш; 8 — мергели, мергелистые известняки; 9 — терригенные флишеидные отложения; 10 — серпентинитовый меланж

Многочисленные фрагменты этого разреза представлены в районе сел Кленьи и Люника на юго-восточном обрамлении поперечного полуокна Окштуна — «коридора Шенгерги» (см. рис. 19 и рис. 26, участок 5). Надофиолитовая серия, преимущественно хаотического строения, здесь заключена между отдельными тектоническими покровами, под воздействием которых была меланжирована (рис. 76). Ее присутствие в данном районе представляет особый интерес, потому что все покровы Кленовской группы, в том числе и самый нижний, принадлежат Корабскому аллохтону, т. е. перемещены сюда с внешней окраины Пелагонид. В нижнем из них над толщей триасовых известняков присутствуют офиолиты сравнительно небольшой мощности (подушечные спилитовые лавы в переслаивании с радиоляритами и кремнистыми известняками; диабазы; гипербазиты). Они, вероятно, быстро выклинивались к востоку, поскольку их нет в вышележащих покровах, шарьированных из более восточных участков Корабской зоны.

Надофиолитовая серия, связанная с Кленовской группой тектонических покровов, отлагалась в более восточном «флишевом трого», чем серия Ульзы и Траи,— трого, который был расположен восточнее «кар-

бонатной кордильеры», на стыке Субпелагонской и Корабской зон. Отложения, по-видимому, этого же прогиба, главным образом верхняя толща надофиолитовой серии, широко представлены в тектоническом полуокне Дебара — Пешкопия, где возраст некоторых пород доказан палеонтологически (нуммулиты эоцена в верхах верхней толщи и сенонские фораминиферы в подстилающих ее известняках). Вероятно, та же серия вошла в состав меланжа под тектоническими покровами триасовых известняков в районе Селишты.

К наиболее примечательным особенностям хаотических комплексов Кленьи и Люника относятся следующие:

— обилие офиолитовых материалов в виде обломков и блоков разной величины, в число которых входит крупный, почти не сдвинутый с места плитообразный отторженец диабазов над диабазовой толщей нижнего покрова Кленьской группы;

— мощные плоские субгоризонтальные тела затертых серпентинитов в средней части зоны меланжа между двумя нижними покровами (с максимальным развитием там, где покровы сближены); присутствие тектонически внедрившихся серпентинитовых материалов также между другими единицами покровного сооружения;

— встречающиеся то здесь, то там следы первоначально-осадочного происхождения хаотических комплексов, содержащих офиолитовые материалы (следы окатанности, слоистые текстуры);

— присутствие карбонатной пачки, разделяющей верхнюю и нижнюю терригенные толщи надофиолитовой серии; это пачка кремнистых и мергелистых известняков, аналогичных по внешнему облику турон-сенонским известнякам пиндской серии; там, где известняков нет, граница терригенных толщ соответствует горизонту турбидитов с градационной слоистостью (выше отмечается очень мощный олистостром с крупными блоками).

Таким образом, обнаруживается явное сходство разрезов надофиолитовых серий данного района и района Траи — Ульзы, хотя почти нет сомнений, что эти серии формировались в разных прогибах. Полученные данные подтверждают реальность сопоставления описанных отложений с послеюрскими отложениями Пинда. Наряду с этим наблюдения в районе Кленьи и Люника наглядно иллюстрируют значительную тектоническую переработку седиментационных хаотических комплексов в меланж сложного генезиса. На отдельных участках степень такой переработки очень велика, и конечный ее продукт сходен с меланжем, который описан под покровами Селишты.

На основании приведенных примеров мы можем довольно определенно судить о природе существенно офиолитового меланжа данного типа.

Одним из основных критериев первичноосадочного происхождения хаотического комплекса, послужившего первоосновой для такого меланжа, является наличие отдельных горизонтов с ясно выраженной слоистостью (часто груборитмической градационной). О том, что меланж образован не прямо из зеленокаменных пород, а из осадочной толщи, содержащей продукты их размыва, свидетельствует также присутствие некоторого количества окатанных материалов (этот признак имеет существенное значение в тех случаях, когда после тектонической переработки не сохранилось следов слоистой текстуры отложений). С другой стороны, явным признаком того, что этот комплекс не остался в своем первоначальном виде, а испытал завершающее тектоническое меланжирование, служит присутствие затертых серпентинитов. Равномерно про-

мешанная аргиллито-серпентинитовая основная масса или пленки и шлейфы серпентинитов в хаотическом комплексе позволяют отличить меланж этого типа от огромных по объему олистостромов с очень крупными включениями. Кроме того, убедиться в тектонической переработке комплекса помогают и некоторые другие данные, в первую очередь анализ общей структурной обстановки (наличие аллохтона, который перемещался над зоной хаотического строения; близость подошвы этого аллохтона; присутствие отщепов, почти не потерявших с ним связи, и т. п.).

Такой же меланж сложного генезиса широко развит на офиолитах, по-видимому, и в югославском секторе Динарид. В частности в Златиборской зоне, по данным М. Д. Димитриевича, на обширных площадях наблюдаются хаотические комплексы из офиолитовых и терригенных материалов с крупными известняковыми блоками. Отмечается тесная связь этих комплексов с тектоническими покровами триасовых известняков, под которыми они нередко залегают (останцы Пештер-Гилёво, Ядовник и др.). Перемещение покровов с северо-востока на юго-запад сопровождалось повторным раздроблением и перемешиванием пород.

Можно сказать, что принятая нами схема взаимосвязи рассмотренных явлений — транспортировки тектонических покровов, образования олистостромов и формирования меланжа — удовлетворительно согласуется с описанными фактами.

Одна из первых фаз движения покровов Динарской складчатой системы — в середине мела — могла способствовать обрушениям материалов во флишевые трогги внутренних Динарид. В состав материалов, естественно, должны были входить и породы офиолитового цоколя и надвигавшиеся с востока известняки.

Более поздняя и более энергичная фаза приблизительно в конце маастрихта и дании сопровождалась особенно крупными обрушениями материалов того же состава. Местами она, очевидно, привела к перекрытию зеленокаменных пород триасовыми известняками, так как блоки последних в это время захоронялись далеко на западе — в Пиндской зоне. При этом необходимо допустить, что на разных участках Корабский аллохтон играл неодинаковую роль; вероятнее всего он продвигался в виде отдельных лоскутов. Например, Дебарский трог в конце мела не мог быть перекрыт шарьяжем, поскольку осадконакопление здесь продолжалось вплоть до середины эоцена. О том, что в конце мела и палеогене Субпелагонская зона не была сплошь покрыта Корабским аллохтоном, свидетельствуют также данные по ряду других районов, где накапливались отложения соответствующего возраста (район Корчи; участок Червенака к западу от Охридского озера и т. д. — см. рис. 26).

В одну из более поздних фаз — возможно, на рубеже эоцена и олигоцена — Корабский аллохтон во множестве пунктов достиг западной границы Субпелагонской зоны и совместно с сорванными пластинами меловых известняков частично перекрыл Пиндскую зону. Вслед за этим (в конце палеогена — начале неогена) он был «затерт» в надвиговых структурах на фронтальном крае Субпелагонского шарьяжа и между отдельными чешуями пиндских покровов, а местами и в лобовой части всего покровного комплекса (район Леши — Милоти).

Изложенные представления нельзя считать полностью доказанными в отношении датировки ранних фаз перемещения шарьяжей и времени формирования меланжа, ввиду недостаточной разработанности страти-

графии хаотических комплексов зеленокаменных зон Динарид. Многие авторы, например, М. Д. Димитриевич, М. Н. Димитриевич (Dimitrijević а. Dimitrijević, 1973, 1976); Б. Чирич, А. Вранай и другие считают, что меланж (тектонический, подводноползневой или сложного генезиса) образовался здесь одновременно с самой офиолитовой серией, что синхронно с офиолитами накапливался флиш и т. п. Отсюда — утверждения о юрском (дотитонском) возрасте меланжа, о широком развитии юрского флиша (Чирич, 1967), о существенно конгломератовой вулканогенно-осадочной серии юры (Vranaij, Kote, 1965). Подобная точка зрения на вопрос о возрасте меланжа или грубообломочных пород, сопровождающих офиолиты, отражена и в ряде обобщающих работ по тектонике Средиземноморья (Maxwell, 1970; Книппер, 1975). Наблюдения в албанском секторе Динарид дают основания не соглашаться с этой точкой зрения. Как бы ни были в отдельных, частных случаях запутаны геологические взаимоотношения, в целом не приходится сомневаться, что хаотические образования в зеленокаменных зонах представляют явление вторичное по отношению к офиолитам.

В последние годы стало широко применяться понятие о «сдирании чешуй» перед главным фронтом шарьяжей в связи с крупными поддвигами одних плит литосферы под другие. Об этом часто говорят в связи с концентрацией новой глобальной тектоники, хотя само выражение «соскабливание чешуи» (écaillage) употреблялось и ранее, например, группой французских тектонистов — Л. Гланжо и его последователями — при описании гравитационного переноса крупных экзотических блоков и других материалов при формировании тектонических покровов. О том, как геологически проявляется это соскабливание в Динаридах, можно судить по характеру строения существенно офиолитового меланжа Субпелагонской зоны и по наличию (в маастрихте — дании) горизонта олистолитов в Пиндской зоне, которая во время ранних движений внутридинарских шарьяжей, вероятно, была углубляющимся предфронтальным прогибом. «Инструментом», который непосредственно сдирал материалы с поверхности офиолитового шарьяжа и подталкивал их в углубляющуюся предфронтальную депрессию, был — если не всегда, то во многих случаях — Корабский аллохтон, отделившийся от внешней части Пелагонид. Это, конечно, не исключает и возможности соскабливания осадков более внешней (Пиндской) зоны «режущим краем» офиолитового шарьяжа.

Позднее, в свою очередь, перед Пиндским шарьяжем громоздились содранные и обвалившиеся материалы, которые также образовали меланж сложного генезиса, но без существенного участия офиолитов — за счет осадочных пород Пиндской и Гавровской зон. В состав этого меланжа вошли, в частности, хаотические материалы олистостромовых горизонтов на границе эоцена и олигоцена, а тектоническое меланжирование завершилось в начале неогена (в предгельветскую фазу).

ОЛИСТОСТРОМЫ И ОЛИСТОЛИТЫ

Как было подчеркнуто выше, олистолито-олистостромовые горизонты в областях покровной тектоники часто формируются в прогибах впереди движущихся шарьяжей, которые впоследствии могут их перекрывать и перерабатывать в меланж, но иногда образуются за счет местных материалов, обнаруживая более сложные связи с покровами.

Примерами олистостромов и олистолитов первого типа служат только что описанные надофиолитовые хаотические комплексы зеленокаменных зон внутренних Динарид, переработанные в меланж сложного генезиса. Сюда же относятся олистолиты триасовых известняков в верхах сенона (маастрихте?) района Леши—Милоти в Пиндской зоне, под лоскутами тектонического покрова, сложенного теми же известняками (см. рис. 35).

Олистолигово-олистостромовые комплексы второго типа обычно не испытывают тектонической переработки. Поэтому данные об их строении ясны и информативны, несмотря на сложность их причинно-следственных связей с шарьяжами.

Прекрасные примеры олистостромов и олистолитов этого типа описаны нами в Гавровской и Ионической зонах внешних Динарид, где они имеют вполне определенное стратиграфическое положение в виде горизонтов, выдерживающихся на больших площадях (Белостоцкий, 1964). Наиболее интересный олистолито-олистостромовый горизонт отвечает границе эоценовой и олигоценовой флишевых толщ и прослеживается по простиранию структур на 120—150 км в пределах Албании и северо-западной Греции.

Этот седиментационный хаотический комплекс обладает следующими особенностями. Прежде всего, он отлагался за чрезвычайно короткий, но весьма насыщенный событиями отрезок времени, в течение которого произошли большие изменения тектонической обстановки (рис. 77). Когда он начал формироваться, Ионическая и Гавровская зоны представляли единый, нерасчлененный флишевый прогиб, в глубь которого с северо-востока на юго-запад на расстояние 40—50 км (до оси прогиба) продвинулся олистостром с офиолитовым материалом. Но такая обстановка очень быстро сменилась совершенно иной, когда внутри прогиба начался усиленный рост отдельных антиклинальных поднятий с разрушением их гребней. С этих гребней в соседние синклинали, заполненные морскими водами, ополз и обвалился не только аллохтонный материал офиолитового олистострома и нижележащей флишевой толщи верхнего эоцена, но и огромные блоки известняков нижней части палеогена и верхов мела. Общая мощность отложений, обрушенных с гребней антиклиналей в синклинальные прогибы, достигает, по крайней мере, 1500 м, из них 500—800 м приходится на известняки. Между тем продолжительность движений была ничтожно малой с точки зрения геохронологической шкалы, так как микрофауна, которая содержится в слоях, подстилающих и покрывающих горизонт подводнооползневых материалов, представлена практически одним и тем же комплексом фораминифер самых верхов эоцена или самых низов олигоцена (Обуэн, 1965).

В начале этой фазы, когда образовался олистостром с офиолитовым материалом, во внутренних зонах Динарид происходили наиболее интенсивные шарьяжные перемещения. Тектонические покровы офиолитов, двигавшиеся из зоны Мирдиты, должны были в это время хотя бы местами полностью перекрыть Пиндскую зону, чтобы их фронтальные части достигли флишевого прогиба Гавровской и Ионической зон. Погрузившись в воды прогиба, покровы давали обильный материал для порождаемого ими олистострома (см. рис. 77). О том, насколько этот материал был в действительности обилен, свидетельствуют наблюдения в районе Гирокастра (см. рис. 26, участок 36), где нагромождения глыб и валунов гипербазитов, габбро, диабазов и радиоларитов, с перетертыми

при последующих подвижках серпентинитами, напоминают вулканогенно-осадочную толщу. По внешнему облику каменный материал олистострома сходен с накоплениями крупноглыбового коллювия у подножия скал и крутых склонов, несмотря на то что испытал перенос на многие десятки километров*.

В дальнейшем, в течение той же тектонической фазы олистострома питались местным материалом, который сносился с гребней начавших

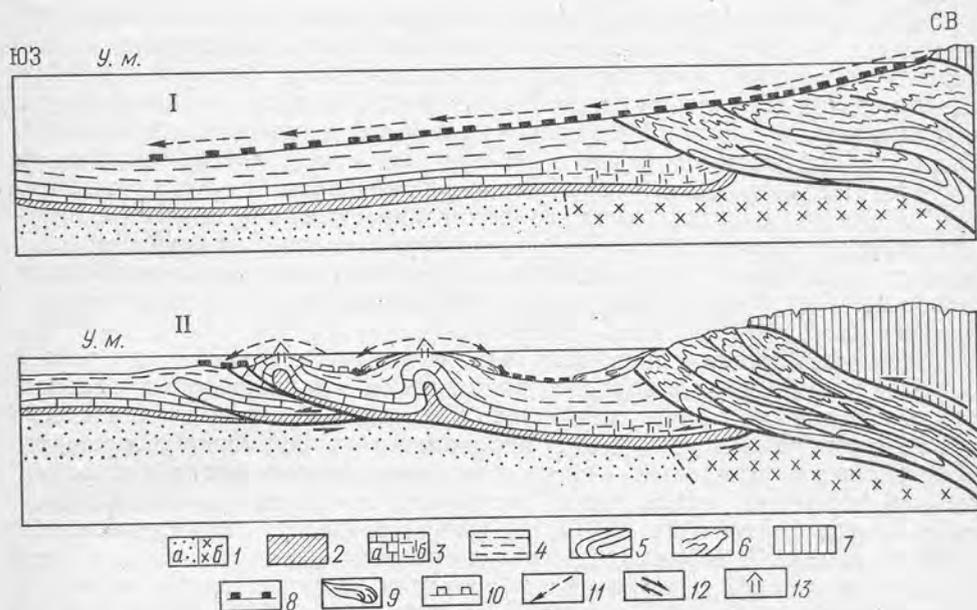


Рис. 77. Перестройка структур и изменение характера олистостромовой седиментации в Эллинидах в течение тектонической фазы на рубеже эоцена и олигоцена.

I — начало фазы; II — конец фазы.

1—4 — Внешние зоны: 1 — домезозойский комплекс пород, а — Ионической зоны; б — Гавровской зоны; 2 — горизонт эвапоритов; 3 — карбонатная серия, а — Ионической зоны (относительно глубоководные фации), б — Гавровской зоны (неритовые фации); 4 — верхнеэоценовый флиш; 5—6 — Пиндская зона: 5 — дофлишевая серия карбонатно-кремнистых отложений (грисас — верхний мел), 6 — флиш верхних горизонтов мела (маастрихт — даний) и низов палеогена (до середины эоцена); 7 — Субпелагонская зона (офиолиты юры); 8 — олистолиты зеленокаменных пород; 9 — подводнооползневые массы; 10 — олистолиты известняков мела и эоцена; 11 — направление гравитационного сползания материала; 12 — поддвигово-надвиговые перемещения; 13 — поднятие гребней антиклиналей перед концом фазы.

расти антиклинальных поднятий внутри Гавровской и Ионической зон (см. рис. 79, II). Материалы обрушения лобовых частей офиолитового шарьяжа теперь уже не доходили сюда из «перишарьяжной области» в связи с расчленением прежде единого флишевого прогиба на частные антиклинальные поднятия и синклиналиные трог (проливы). Ряд данных позволяет полагать, что само формирование быстро растущих антиклиналей здесь могло происходить в результате срыва и

* Современное расстояние от фронта офиолитового шарьяжа до участка выходов зеленокаменного олистострома близ Гирокастро достигает 40—50 км. Учитывая величину сжатия Гавровской зоны и восточной части Ионической после того, как образовался этот олистостром, а также дополнительного сжатия Пиндской зоны, можно оценить величину продвижения офиолитового материала в виде каменно-грязевого потока приблизительно в 70 км (вкrest простирания прогиба).

коробления чехла внешних зон под напором активных шарьяжей внутренних. Площадь параавтохтонных покровов или участков срыва карбонатных толщ мезозоя и палеогена совпадает с ареалом развития рассматриваемых олистостромов местного происхождения. Здесь же под карбонатной серией присутствует мощный гипсово-ангидритовый горизонт, благодаря чему она могла дисгармонически мяться и смещаться в обстановке продолжающейся флишевой седиментации в частных синклиналильных прогибах. Сама кратковременность и необычная интенсивность этой фазы говорят о ее аномальном характере, тем более что находятся в резком противоречии с тектонической инертностью, характерной для внешнединарской миогеосинклиналиной области в течение всего мезозоя и первой половины палеогена. Все это позволяет думать, что внезапно и своеобразно проявившаяся тектоническая «активность» части данной области (причем именно той части, которая прилегает к фронту крупных шарьяжей внутренних зон) является лишь отраженной. Можно полагать, что внутрдинарские шарьяжи толкали обширную карбонатную пластину по эвапоритовой смазке, пластинка коробилась и стряхивала с поднимающихся гребней олистолитовые чешуи, одновременно превращаясь в параавтохтонный покров с характерными чертами складчатости срыва (см. рис. 36).

Так, максимальное продвижение аллохтонных шарьяжей внутренних зон Динарид привело в пределах внешних зон к зарождению параавтохтонных покровов, причем последние в самой начальной стадии своего образования значительно деформировались, одновременно покрываясь собственными обломками — продуктами грандиозных подводных оползней. В конечном итоге здесь отдельные протяженные антиклинали в 7—8 км шириной и до 30—50 км длиной оказались обрамленными на своих крыльях и периклинальных окончаниях целой олистостромовой толщей или зоной, состоящей из трех или четырех подводнооползневых горизонтов, общей мощностью от 300—400 до 700—800 м и более (включая разделяющие их пачки флиша с нормальной слоистостью). Мощность каждого из таких горизонтов, т. е. каждого самостоятельного олистострома, обычно колеблется в пределах от 100 до 250—300 м.

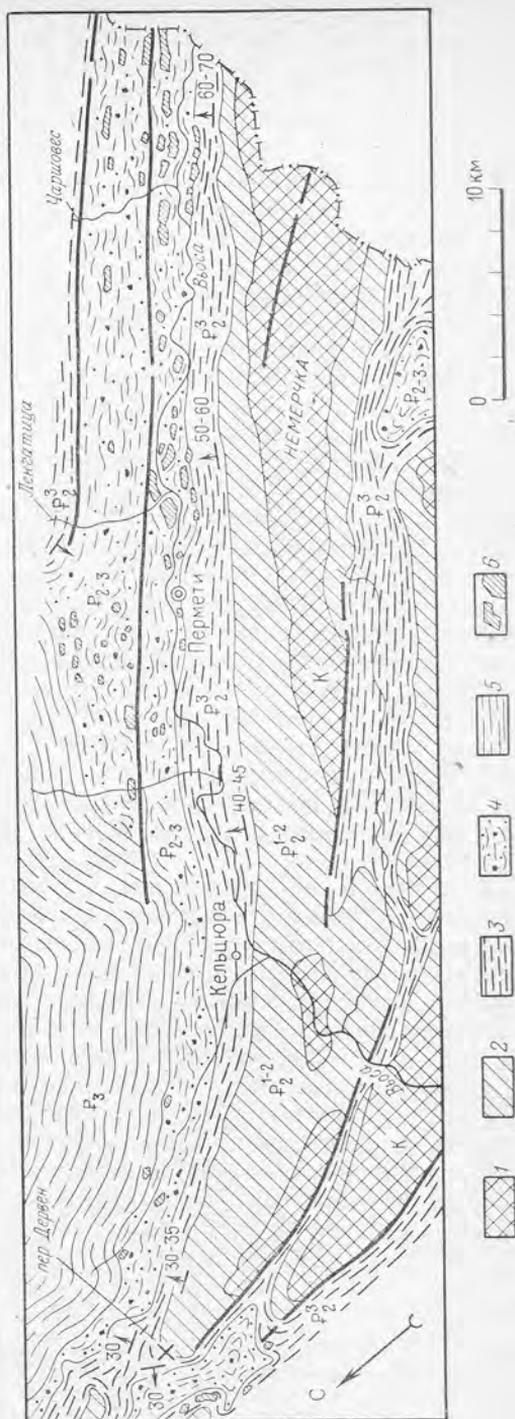
Яркие примеры хаотических структур этой мощной серии олистостромов наблюдаются на северо-восточном крыле крупной антиклинали гор Немерчка в среднем течении р. Вьосы и далее к северо-западу (рис. 78). Как и в случаях тектонического меланжа, общая структурная картина здесь напоминает тесто, в которое попал мусор (рис. 79). В этом «тесте» перемешаны породы разных фаций и разных физических свойств, от илоподобных глинистых осадков до относительно хорошо диагенетизированных флишевых песчаников и конгломератов, не считая глыб и блоков более древних пород — известняков мела и эоцена, офиолитов и т. д. Первичная слоистость отложений, подвергшихся беспорядочному оползанию и перемешиванию, почти всюду уничтожена и заменена вторичными текстурами течения (рис. 80). Слои неразрушенных флишевых пород встречаются лишь в виде обрывков и фрагментов, ориентировка которых обычно подчинена общей хаотической структуре оползневой массы, которая обтекает отдельные глыбы и крупные блоки (олистолиты). Все текстурные признаки свидетельствуют о том, что движение материалов здесь, как и в тектоническом меланже, было сложным, беспорядочным, а общая геологическая обстановка позволяет говорить, что крупные глыбы и гигантские блоки переносились в своеобразной «взвеси» на большое расстояние. Например, в районе албано-

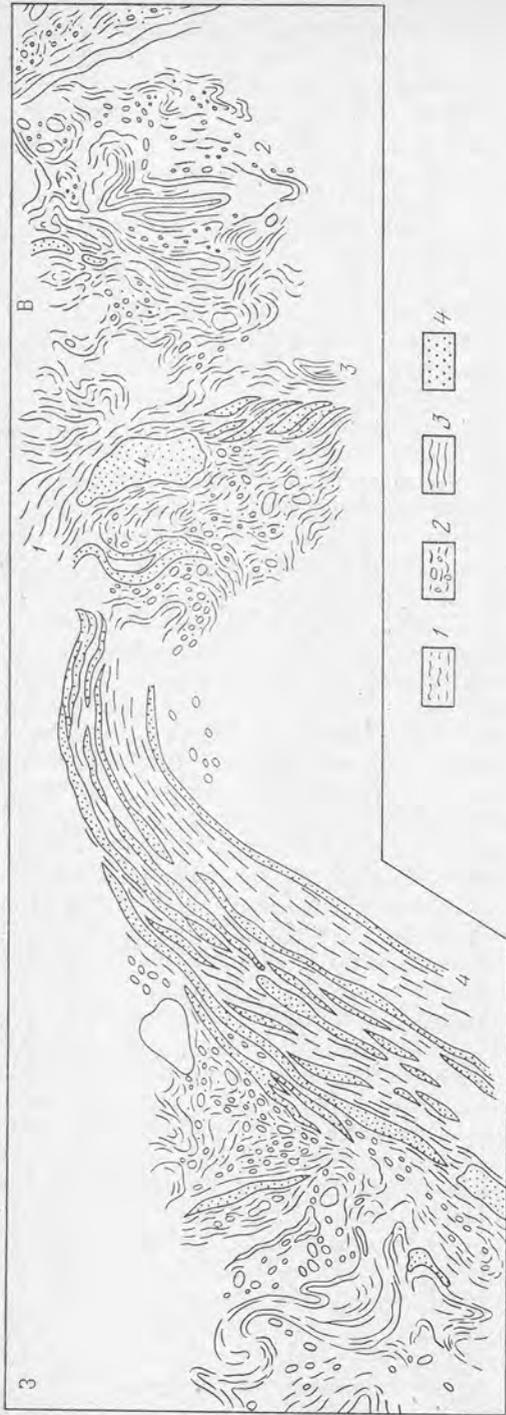
греческой границы, где высота антиклинального поднятия Немерчки является максимальной, расстояние переноса могло достигать 10—15 км, если не больше.

При всей хаотичности структур и в их ориентировке, и во внутреннем распределении материалов намечаются некоторые закономерно повторяющиеся особенности. Валуну и гальки тяготеют к участкам максимального разрушения и перемешивания отложений с превращением их в тиллитовидные «валунно-галечные аргиллиты» (см. дис. 79). На таких участках наблюдаются самые прихотливые структуры завихрения, иногда спиральные, иногда со следами выдавливания вещества в разнообразных направлениях, с обтеканием всевозможных препятствий. Местами, где сохранилась первичная слоистость флишевых пород, вовлеченных в подводно-оползневые перемещения, слои флиша образуют довольно крупные плоские лежащие складки языковидной формы толщиной от нескольких до 20—25 м, шириной — от нескольких десятков до 200—300 м, при длине, очевидно, в 2—3 раза большей. Они обращены замками в направлении движения олистодрома (в сторону синклиналиного прогиба, в который оползли материалы).

Рис. 78. Схема геологического строения антиклинальной гряды Немерчка и долины р. Вьосы. По С. Зуберу, с изменениями.

1 — известняки мела; 2 — известняки нижнего и среднего эоцена; 3 — флиш верхнего эоцена; 4 — переходная толща верхнего эоцена — нижнего олигоцена (аргиллиты с песчаниками и конгломератами, грубый флиш, оползневые массы с горизонтами клиппов); 5 — олигоценый флиш; 6 — клиппы известняков мела и эоцена





Среди крупных глыб и блоков, захваченных олистостромом, отмечаются отторженцы относительно хорошо сцементированных оползневых матерьялов совершенно такого же характера, как и вмещающие (рис. 81). Это — продукты предшествующих оползней, связанных с той же конседиментационной тектонической фазой. Размеры таких глыб иногда достигают десятков метров в поперечнике.

Олисториты в описанной толще подводнооползневых накоплений Динарид представлены в большом изобилии. Их количество и размеры возрастают вместе с мощностью олистостромов в районе максимального воздымания оси антиклинального поднятия Немерчки. Сложены они известняками верхнего мела и первой половины палеогена, включая средний эоцен. Эти экзотические утесы или плоские отторженцы более древних пород, образующие порой почти непрерывные «горизонты», среди более молодых отложений, представляют собой одно из интереснейших явлений в структурной геологии.

На участках, где олисториты сравнительно невелики (до нескольких десятков метров в поперечнике и по простиранию), они характеризуются по преимуществу овальной или почти овальной формой и напоминают раскidanые в морене валуны (рис. 82, а). Кроме них встречаются и небольшие плоские блоки, скользящие плашмя, которые подверглись истиранию снизу. Их нижняя поверхность бывает зазубрена, а известняки около нее отличаются сильной раздробленностью. По мере возрастания величины блоков и их относительного значения в строении олистостромо-олисторитового комплекса главную роль среди них приобретают плоские. Очень крупные олисториты всегда имеют плитообразную форму. При этом они располагаются в один ряд (отвечающий горизонту) и находятся так близко друг к другу, что на первый взгляд производят впечатление единой моноклинально залегающей известняковой толщи. Мощность этих плоских олисторитов, вырезанных по слоистости известняков, иногда достигает 100 м и более, а длина и ширина — 1000 м, обычно же она составляет 400—500 м.

На современной земной поверхности олисториты, как правило, образуют скалистые гребни, которые вытянуты в одну линию — один на продолжении другого. Впечатление о единой моноклинально залегающей толще создается в значительной мере за счет большого совпадения в элементах залегания выше- и нижележащих толщ, подошвы и кровли плоских блоков и пластов известняков внутри них. В действительности, как уже говорилось, известняки этой воображаемой «толщи» в районе Немерчки относятся к верхнему мелу или низам палеогена, а вмещающие их флишевые отложения принадлежат к верхнему эоцену и олигоцену. Впрочем, соответствие в залегании различных пород выдерживается не всегда. Некоторые олисториты как бы несколько повернуты к общему простиранию толщ, другие разбиты на более мелкие угловатые куски, а часть блоков имеет характер крупных фрагментов лежащих складок, потерявших связь со своими «корнями» (см. рис. 82, б).

Рис. 79. Строение олистострома на границе верхнего эоцена и олигоцена на северо-восточном крыле антиклинали Немерчки в 3,5 км к юго-востоку от перевала Дервен. Зарисовка двух близрасположенных участков.

1 — разрушенные аргиллиты с вторичными текстурами течения; 2 — галечные и валунино-галечные аргиллиты (в гальках и валунах — известняки, песчаники, габбро, диабазы, радиоляриты, перидотиты и пр.); фрагменты слоев: 3 — аргиллиты, 4 — песчаники; стрелки — направление движения материала

В последнем случае хорошо сохранившиеся замки складок обращены в сторону движения подводнооползневых масс. Иногда здесь встречаются овалы экзотические глыбы диаметром в десятки метров, которые

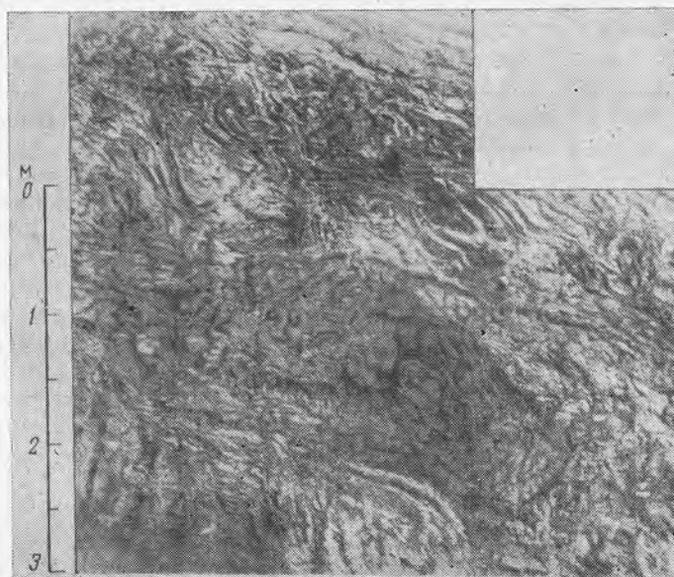


Рис. 80. Текстуры течения подводнооползневой массы, представленной разрушенными аргиллитами, местами смешанными с псаммитовым и псефитовым материалом, на границе эоцена и олигоцена, близ перевала Дервен.

Фото А. И. Куварзина.

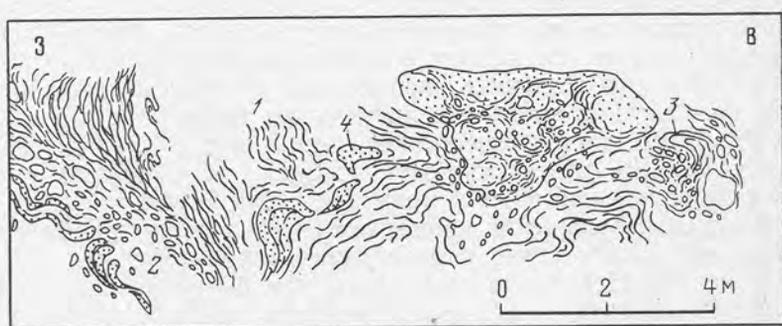


Рис. 81. Фрагмент ранее образованного олистострома в олистостромовом горизонте на границе эоцена и олигоцена близ перевала Дервен.

Условн. обозн. см. рис. 79

служат своего рода спутниками крупных плоских клиппов-олистолитов. Они так располагаются вокруг последних, как будто откалывались от них в процессе движения и подвергались окатке, свободно вращаясь в оползневой массе, тогда как материнский плоский клипп был способен только скользить плашмя.

Образование описанных олистолитов как следствие роста антиклинального поднятия могло начаться с гравитационного послойного скольжения в толще меловых и эоценовых известняков, после чего известня-

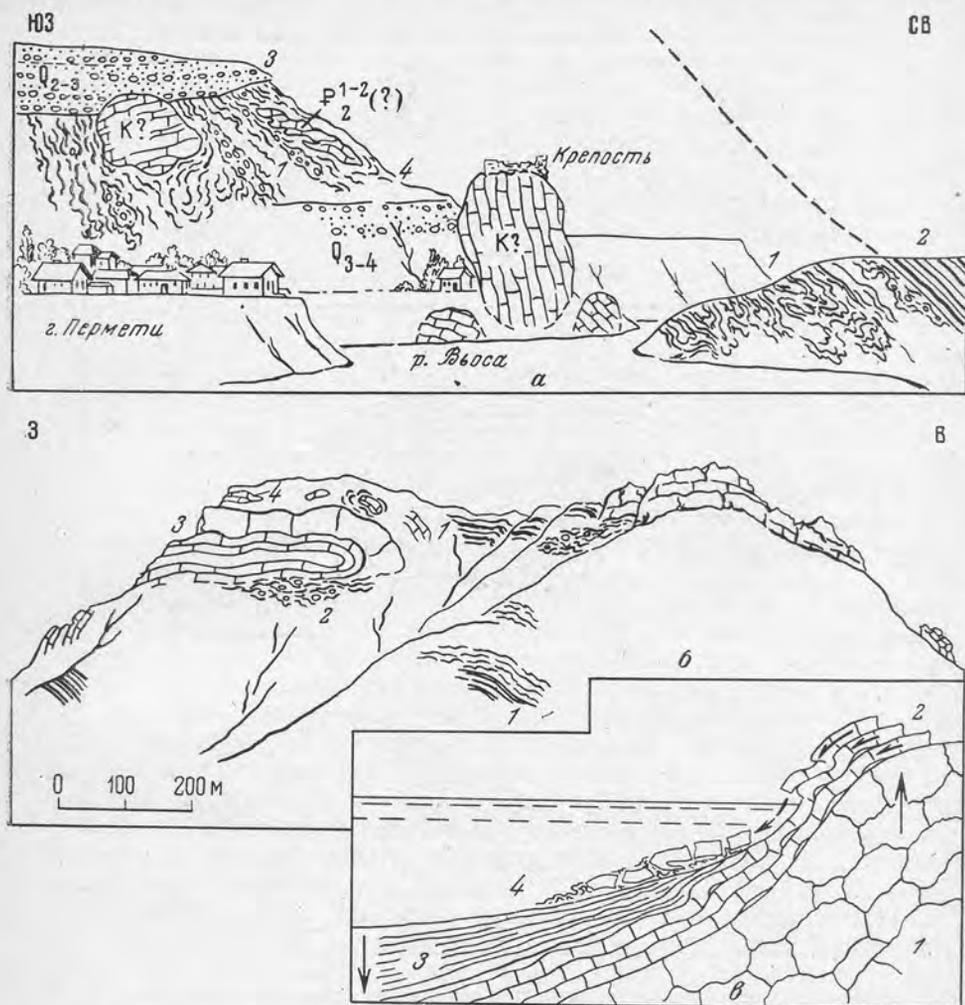


Рис. 82. Олистолиты известняка мела и эоцена на границе верхнеэоценового и олигоценового флиша на северо-восточном крыле антиклинали Немерчки в Динаридах и схема их образования:

а — выходы горизонта с олистолитами у г. Пермети: (1 — породы оползневого горизонта, 2 — олигоценый флиш, 3 — отложения верхней (третьей) террасы р. Вьосы, 4 — отложения средней (второй) террасы р. Вьосы); *б* — олистолиты на правом берегу р. Вьосы у устья р. Чаршовес (1 — флиш, 2 — породы оползневых масс — деформированные аргиллиты с гальками, валунами и фрагментами слоев, 3 — клиши меловых известняков, 4 — сопутствующие глыбы тех же известняков); *в* — схема образования олистолитов: 1 — породы ядра поднятия, не участвующие в структурах гравитационного скольжения, 2 — скользящие слои известняков, дающие начало олистолитам, 3 — флиш, 4 — горизонт с «экзотическими блоками». Вертикальные стрелки — направление тектонических движений; полустрелки — направление гравитационных скольжений перед отрывом блоков; прерывистая стрелка — обрушение и оползневое перемещение

ковые плиты, «отклеившиеся» от подстилающих слоев, обрушились в синклинальные прогибы вместе с полужидкими массами дикого флиша, очевидно, при участии сильнейших землетрясений (см. рис. 82, *в*).

Проявления гравитационного постседиментационного скольжения слоя по слою довольно часто наблюдаются в толще плитчатых палеогеновых известняков, а также во флише в албанском секторе Динариды, где и были описаны нами (Bjellostockii, 1960; Белостоцкий, 1964). Благодаря

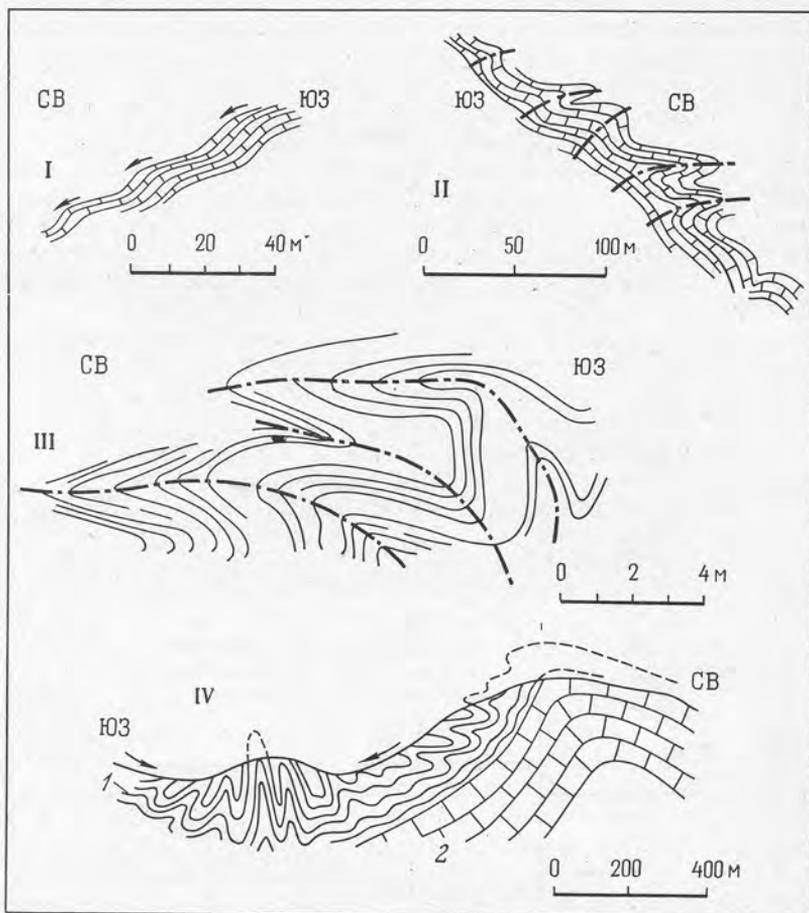


Рис. 83. Складчатость постседиментационного гравитационного скольжения слоя по слою в албанском секторе Динариды (Белостоцкий, 1964).

I — волнистость пластов — зачаточная гравитационная складчатость в тонкоплитчатых эоценовых известняках на северо-восточном крыле Мали-Джерской антиклинали; II — складки в тех же известняках на горах Курвелеш (характерно увеличение интенсивности дислокаций от нижележащих слоев к вышележащим); III — мелкие складки во флише верхнего эоцена на северо-восточном склоне гряды Круя-Даити восточнее г. Круи; IV — закономерная опрокинутость мелких гравитационных складок и их сгущивание в осевой зоне крупной синклинали. Верхнеэоценовый флиш (1) между Бератской и Реховской антиклиналями; в известняках мела и эоцена (2) гравитационные складки отсутствуют

тому; что каждый вышележащий слой, скользя по нижележащему, продвинулся дальше в сторону синклинали, — образованные этим способом пликативные дислокации становятся вверх по разрезу все более резко выраженными и опрокидываются в направлении скольжения. От небольших волнистых изгибов нижних слоев прослеживается переход к типичным лежащим складкам в верхних слоях (рис. 83). Такого же рода складки можно встретить и в других регио-

нах во всех случаях, когда на том или ином участке создаются условия для скольжения слоя по слою. Классические примеры таких складок давно уже известны из работ Дж. Гаррисона и Н. Фалькона (Harrison, Falcon, 1934).

Кажется весьма правдоподобным, что в конце эоцена — начале олигоцена на быстро растущих антиклинальных поднятиях типа Немерчки отслоение верхних горизонтов карбонатной серии происходило именно под действием гравитационного скольжения, которое могло сопровождаться образованием относительно небольших лежачих складок, вергентных к смежной крупной синклинали. Когда под влиянием сильнейших сейсмических толчков происходили массовые обрушения материков, в известняках уже должны были существовать целые пакеты «отклеившихся» пластов, а местами и каскады лежачих складок, нависших над флишевыми депрессиями. Этим можно объяснить нахождение фрагментов таких складок в виде плоских олистолитов в составе хаотического комплекса.

Приведенные данные позволяют считать описанный горизонт олистостромов и олистолитов одним из классических примеров явлений этого рода не только с точки зрения морфолого-кинематической характеристики структур, но и в отношении познания динамики процессов (доказательство одновременности завершающей фазы формирования аллохтонных шарьяжей и начальной фазы развития параавтохтона; выяснение конседиментационного характера движения покровов внешних зон и т. д.).

Следующий выделенный нами комплекс отложений с интенсивной олистостромовой седиментацией во внешних Динаридах принадлежит к нижнему миоцену, т. е. соответствует времени, когда происходили заключительные перемещения тектонических покровов, главным образом, на внешней окраине покровного сооружения. Напомним, что во внешнединарской миогеосинклинали в это время накапливались толщи, близкие к нормальному флишу, но с чертами перехода к молассам.

В верхах аквитана, выше мергелистых глин, на которых залегают грубообломочные отложения, местами присутствуют крупные олистолиты эоценовых известняков. Это — плоские экзотические блоки или плиты длиной до 250—300 м или более. В виде цепочки вытянутых скалон прослеживаются по простиранию вмещающих отложений на расстоянии около 5 км в бассейне р. Шкумби к югу от г. Эльбасана (район Лыджи — Эльбасан; см. рис. 26, участок 40). Олистолиты этого горизонта могли сюда сноситься с Тервольской (участок 41) или Марракутской антиклинали (участок 42), где представлены ближайшие коренные выходы эоценовых известняков. В любом случае расстояние их переноса должно было составлять не менее 12—15 км.

Необычные условия осадконакопления еще отчетливей выражены в бурдигале. В пределах этого яруса олистостромовая седиментация, по крайней мере в отдельных районах внешних Динарид, являлась преобладающей. Создается впечатление, что при накоплении осадков здесь «все ползло». Едва успевшие аккумулироваться отложения вовлекались в общее оползневое перемещение и перемешивались с подстилающими. Осадки прибрежных фаций, в том числе валунники и галечники литорали с наросшими на них водорослями, сползали в глубокие участки синклинальных прогибов, захватываясь оплывинами водонасыщенных песков и глин. В обнажениях обычно наблюдается хаотическая смесь всех этих пород. Фрагменты разорванных пластов, сло-

женные одной определенной породой, — известковистым песчаником, мергелистым известняком, аргиллитом или конгломератом, — нередко располагаются на продолжении друг друга, создавая миниатюрное подобие горизонтов олистолитов среди глинистой или мергелисто-глинистой основной массы с беспорядочно-вихревой текстурой. Некоторые обрывки пластов причудливо смяты. Часто встречаются полосы разрушенного ракушняка, растертого в мелкий детрит при образовании текстур течения. Иногда отложения описанного типа залегают в виде пачек до 10—12 м мощностью, которые разделены пластами аргиллитов или мергелистых глин, сохранивших нормальную слоистость.

Характерно, что в формировании бурдигальского олистостромового комплекса участвуют как местные (адриатико-ионические) материалы, так и породы пиндской серии. Последняя в начале миоцена, по-видимому, продолжала нагромождаться в виде гряды тектонических чешуй и полуразрушенных масс перед фронтом офиолитовых шарьяжей, причем эта гряда быстро разрушалась, поставляя обильные продукты размыва и гравитационного переноса в бассейн седиментации внешних Динарид*.

Во многих пластах конгломератов, «растращенных» подводными оползнями, преобладают гальки и валуны известковистых песчаников и алевролитов, типичных для флишевых толщ. Наряду с этим встречаются обломки турон-сенонских известняков пиндской серии. Местами наблюдаются горизонты подводнооползневых тиллитоидов, где не менее 50% галек принадлежит зеленокаменным породам — гипербазитам, габбро и диабазам.

В 10 км южнее Тираны на левобережье р. Эрзена у пос. Петреля (см. рис. 26, участок 43) в бурдигальских олистостромовых отложениях заключен горизонт олистолитов литотамниевых известняков бурдигала. Эти известняки накапливались на поверхности валунных конгломератов, остатки которых местами сохранялись в подошве известняковых блоков. В большинстве своем блоки невелики по размерам — до 2—3 м в длину и ширину и около 0,5 м толщиной. Исключение составляет эффектный экзотический утес с развалинами средневековой крепости на западной окраине поселка (рис. 84). Это замкнутое тело в виде короткой утолщенной линзы, несколько вытянутое по простиранию вмещающей толщи, длиной примерно 200—250 м и мощностью до 100 м. В подошве известняков, в составе того же блока сохранился фрагмент конгломератовой толщи до 25—30 м мощностью. Очевидно, данный блок литотамниевых известняков, как и небольшие олистолиты того же горизонта, во время седиментации представлял собой биогерм, формировавшийся на глубине не более 20—30 м от поверхности моря, где могут обитать литотамнии. Затем он соскользнул вместе с окружающими его рыхлыми осадками по наклонному дну (оползающей глинистой подстилке) в сторону одного из более глубоких участков бассейна.

Нечто подобное отмечается американскими геологами в нижнепалеозойских отложениях района Квебек Сити между Ньюфаундлендом и Нью-Йорком, где рифовые массивы подверглись конседиментационному гравитационному оползанию вместе с подводнооползневой массой рых-

* Можно думать, что в это время в албанском секторе Динарид в связи с глубинным поддвиговым процессом оформлялась предфронтальная полоса погружений впереди Круйской и Макараешской моноклинальных надвиговых гряд (Тирато-Ишминская депрессия), — борозда, где особенно интенсивно протекала олистостромовая седиментация.

лых осадков, переместившись из мелководной в глубоководную область моря, (North, 1964).

Так, завершающие фазы формирования шарьяжей Динарид ознаменовались олистостромовой седиментацией во внешнединарской миогеосинклинали. К концу раннемиоценовой, предгельветской фазы относятся и перемещения небольших покровных пластин известняков на юго-западном склоне гряды Круя — Даити.

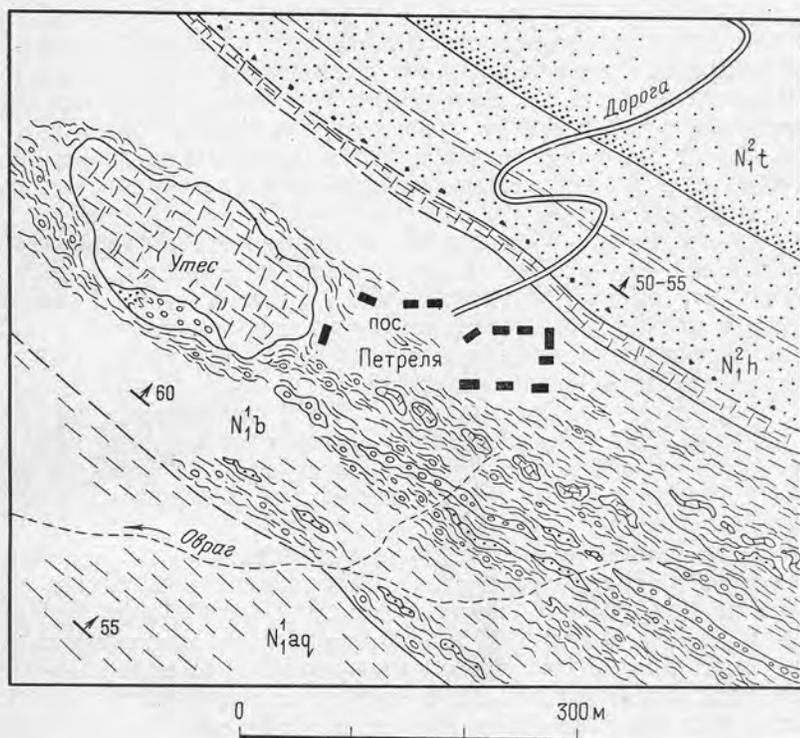


Рис. 84. Схема строения участка крепости Петреля.

N_1^{aq} — аргиллиты аквитана; N_1^b — бурдигальские аргиллиты со смятой слоистостью, с фрагментами пластов конгломератов, песчаников, мергелей, литотамниевых известняков и крупным известняковым блоком (смещенным биогермом); N_1^h — гельветские песчаники с прослоями аргиллитов и пластом литотамниевых известняков в основании; N_1^t — песчаники тортонского яруса

Замечательный олистолито-олистостромовый комплекс приблизительно этого же возраста был изучен нами во внутренних Динаридах — в Субпелагонской зоне (Белостоцкий, 1964). Хотя основные движения шарьяжей зеленокаменных зон закончились раньше, и уже в верхнем эоцене — олигоцене на поверхности крупных покровов здесь начали накапливаться молассы (которые можно рассматривать как неоавтохтон), — более или менее значительные перераспределения масс продолжались до раннего миоцена. Эти перераспределения были неизбежны при общей «нестабильности» складчатой системы, когда перед фронтом покровного сооружения внутренних Динарид, вероятно, совершались глубинные поддвиговые перемещения. В частности, этими перераспределениями массы было вызвано и само формирование своеобразной «зафронтальной депрессии» — цепочки внутренних впадин позади фрон-

та офиолитовых шарьяжей Субпелагонской зоны («Мезоэллинская борозда», по терминологии французских авторов). Возникнув местами еще в верхнем эоцене, она продолжала развиваться до середины миоцена. К предгельветской фазе или к самому началу гельвета было приурочено усиленное углубление впадин при одновременном росте обрамляющих поднятий.

На северо-восточной окраине впадины Шкумби в районе Пишкаша в миоценовых молассах заключены погребенные клиппы меловых известняков (см. рис. 19, участок 9 и рис. 26, участок 14). С северо-востока над впадиной возвышается Шибеникский гипербазитовый массив, а на древней поверхности его размыва трансгрессивно залегают толща меловых известняков с корой выветривания в основании. Именно эти известняки и представлены в олистолитах. Они в больших объемах отслаивались от основания и сползали в миоценовый прогиб в процессе его углубления и заполнения молассами — в конце бурдигальского или начале гельветского века.

Одна из основных особенностей олистолитов этого района — их тесная взаимосвязь внутри отдельных горизонтов (рис. 85). Здесь очень ясно видно, что каждая самостоятельная группа отторженцев, иногда достигающая нескольких километров по простиранию, представляет собой распавшуюся на части единую пластину. Промежутки, разделяющие блоки известняков, напоминают широкие трещины. Контуры смежных частей соседних блоков во многих случаях удивительно согласуются друг с другом, — выступы одного из них соответствуют углублениям другого. По всей вероятности, распад сползшей во впадину мощной пластины известняков на отдельные части происходил в процессе скольжения.

Всего здесь выделяется три горизонта олистолитов. В нижнем из них представлены наиболее крупные отторженцы известняков мощностью нередко более 100 м (местами до 250—300 м), а длиной обычно 500—600 м, иногда около 1000 м. Во втором горизонте средний размер известняковых олистолитов несколько меньше; наблюдается некоторая округленность отдельных блоков; встречаются разрозненные глыбы железистых пород коры выветривания (т. е. пород, залегающих в основании известняковой толщи на гипербазитах). В третьем горизонте олистолиты встречаются лишь спорадически и иногда сложены внизу железистыми породами, а сверху известняками. Преобладающими отложениями горизонта являются конглобрекчии (гравитационные брекчии склонов), образованные за счет железистых пород с немногочисленными глыбами гипербазитов. В среднем и нижнем горизонтах преобладают обычные в этих случаях тиллитовидные породы — хаотическая смесь валунного, галечного, песчаного и глинисто-мергелистого материала молассовой толщи (рис. 86). В основании нижнего горизонта залегает мощный пласт мергелей с морской фауной верхнего бурдигала или нижнего гельвета.

Состав пород погребенных блоков и сопровождающих их глыбовых материалов ясно свидетельствует о том, что в каждом вышележащем горизонте олистолитов представлены более древние породы, т. е. более нижние части осадочной серии, за счет обрушения которой они образовались. Иными словами, сначала сползали и захоронялись более молодые (верхние) пачки слоев, затем более древние и в заключение — породы самой подошвы серии (рис. 87). Таким образом, возрастная последовательность пород, слагающих олистолиты, от горизонта к го-

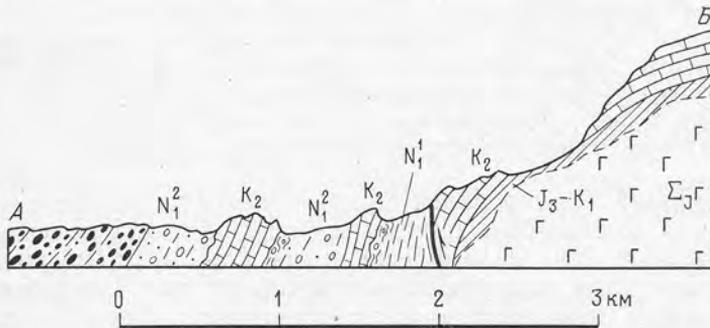
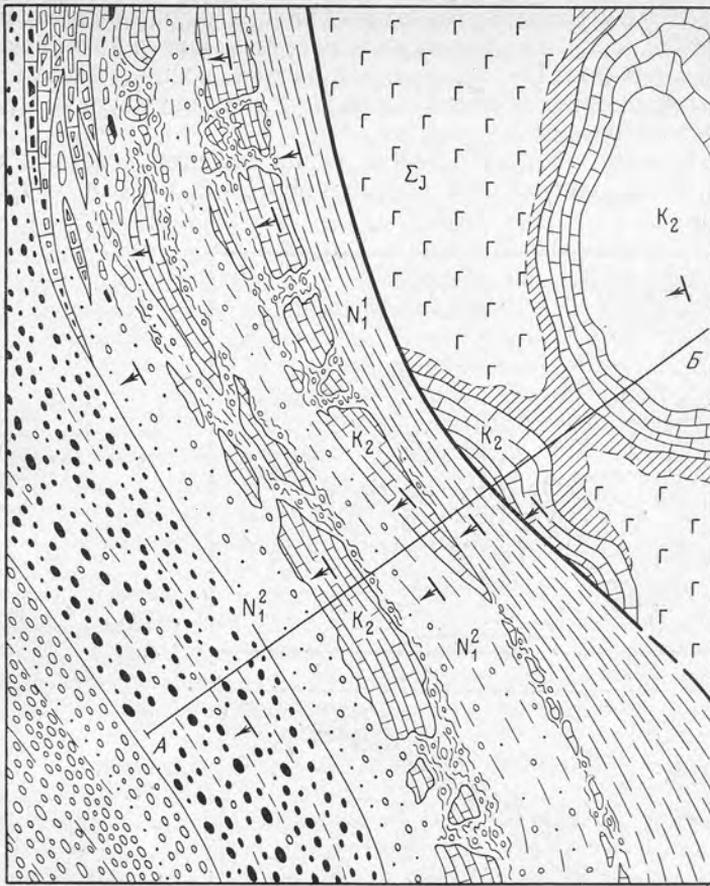


Рис. 85. Схема строения участка Пишкаша и Скроска и геологический разрез по линии А—Б.

Σ_J — гипербазиты Шебеникского массива; J_3-K_1 — железистая кора выветривания гипербазитов; K_2 — верхнемеловые известняки; N_1^1 — бурдигальские (возможно, частично нижнегелветские) мергели и аргиллиты; N_2^2 — среднемиоценовые молассы (внизу преимущественно песчаники с конгломератами и олистолито-олисторомовыми горизонтами, выше — темные конгломераты с обломками и валунами железистых пород, вверху — преимущественно известняково-конгломераты с валунами гранитов)

ризонту оказывается обратной по отношению к первоначальной. Внутри блоков, наоборот, сохраняется нормальная стратиграфическая последовательность слоев и нигде не наблюдается каких-либо признаков перевернутого залегания. Подобные соотношения, возникающие при образовании гравитационных покровов, давно уже были описаны М. Люжоном как явления дивертикулляции.

Замечательна большая разница углов падения верхнего и нижнего горизонтов олистолитов: она составляет $15-20^\circ$. Если допустить, что

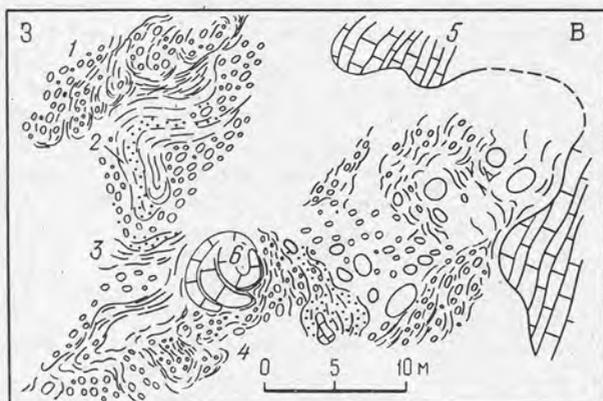


Рис. 86. Деталь строения подводнооползневой массы северо-восточнее с. Скроски.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — продукты перемешивания («валунно-галечные аргиллиты»); 5 — меловые известняки стенки клиппа; 6 — те же известняки в скрученном фрагменте

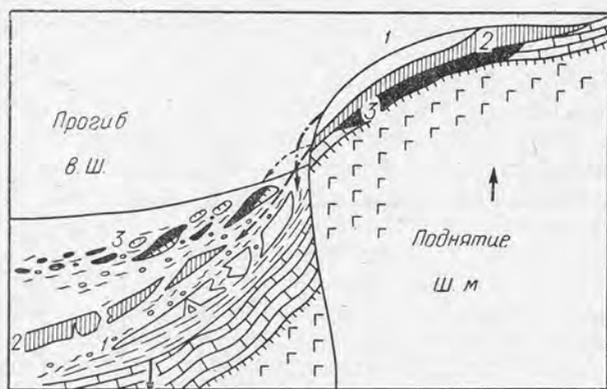


Рис. 87. Последовательность формирования олистолитов в районе Пышкаша.

1—3 — чешуи меловых известняков на поднятии и соответствующие им горизонты олистолитов. Ш. м. — Шибеницкий массив, в. Ш. — впадина Шкумби.

верхний горизонт формировался на поверхности дна с уклоном порядка 5° , то нижний должен был к этому времени обладать падением в $20-25^\circ$, а базальные слои падали еще круче ($25-30^\circ$). Появление таких значительных углов падения за ничтожно короткий отрезок времени служит прямым выражением фазы энергичной конседиментационной складчатости. Возникшие в подобных случаях стратиграфические отношения можно назвать «криптодискордантными» (плоскости напластования с различными углами падения сочленяются друг с другом в узкой полосе, отвечающей береговой линии бассейна; поверхность несогласия отсутствует, а различия в углах падения слоев могут быть значительными).

Под воздействием конседиментационной фазы складчатости молассовый прогиб Шкумби еще в самом начале своего заполнения осадками

быстро и контрастно углублялся, и наклон слоев на его крае резко увеличивался. Неудивительно, что при таком характере тектонических движений, неизбежно сопровождавшихся сейсмическими толчками, могли происходить значительные обрушения и сползания пород. Правда, если очень большие известняковые пластины в несколько километров длиной, распавшиеся в процессе скольжения на отдельные блоки — олистолиты, отрывались как единое целое, — механизм их отрыва вряд ли можно признать полностью ясным. Не исключено, что какую-то роль, как мы уже говорили, сыграли движения Корабского аллохтона, однако в предгельветское или раннегельветское время он сам мог испытывать лишь повторные, вероятно, небольшие подвижки. В связи с этим можно предположить, что меловые известняки были разбиты на отдельные чешуи субгоризонтальными сколовыми трещинами под воздействием Корабского аллохтона не в рассматриваемое время, а значительно раньше — в одну из фаз интенсивного шарьяжеобразования и лишь после такого предварительного отслоения, при возникновении значительных уклонов и катастрофических землетрясениях, эти чешуи в конце бурдигала или начале гельвета сползали в прогиб.

НЕСКОЛЬКО ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ ЗАМЕЧАНИЙ

Из приведенных материалов видно, насколько велико геологическое значение хаотических комплексов, которые так или иначе связаны с шарьяжами. Они представляют неотъемлемую особенность областей покровной тектоники, независимо от способов своего формирования. Эти явления — характерные спутники шарьяжей, причем можно думать, что их связь с последними не является односторонней. Если в подошве покровных пластин образуется тектонический меланж, то его присутствие способствует шарьяжированию.

Важно понять большое своеобразие процессов, в результате которых возникает меланж, когда «некомпетентные» породы обнаруживают необычную подвижность, как следствие обстановки интенсивного сжатия: внедряются в более «компетентные», производят в них гидроразрыв и всем своим поведением способствуют общему перемешиванию материалов. Несмотря на принципиальное различие геологических обстановок, существует определенная общность механизмов течения, разрушения и взаимного проникновения горных пород или осадков при формировании тектонических «тиллитоидов» и олистостромов, о чем свидетельствует поразительное сходство их текстур. При формировании олистостромов роль высокоподвижной основной массы играют водонасыщенные существенно глинистые осадки, обладающие тиксотропией; при тектоническом меланжировании в земной коре функции текущей основы переходят к «некомпетентным» породам, которые при значительном стрессе, возможно, становятся носителями относительно высокого всестороннего давления, подобно жидкостям. Здесь происходит как бы инъекция одного материала в другой. Интересно, что сходными текстурами обладают и некоторые разновидности мигматитов, особенно так называемые «дикие мигматиты»: (Bertelsen et al., 1962).

Изучение соотношений между шарьяжами, тектоническим «месивом» и седиментационными хаотическими комплексами подтверждает общую концепцию, высказанную в начале этой главы (формирование меланжа в подошве тектонических покровов, предфронтальные обрушения, иногда с последующим меланжированием материалов материнским покровом;

закономерная связь олистолито-олистостромовых горизонтов с фазами энергичного продвижения шарьяжей).

Приведенные данные позволяют судить о времени основных перемещений тектонических покровов Динарид, по крайней мере, начиная с мелового периода.

Первые движения внутридинарских шарьяжей отмеченные, по нашим данным, предфронтальными обрушениями, относятся, по-видимому, к середине мела, а следующая, более резко выраженная фаза движений того же типа — к самому концу мелового времени (мастрихту — данию), не считая более ранних движений, намечаемых некоторыми исследователями. Продукты обрушений широко представлены в Субпелагонской зоне, где они тектонически переработаны в меланж сложного генезиса. В более благоприятных условиях они сохранились в Пиндской зоне в виде олистолитов триасовых известняков в верхах сенона и отчасти в дании, причем олистолитовый горизонт перекрыт, но не разрушен лоскутами Корабского аллохтона, т. е. теми же известняками триаса, доставленными сюда позднее (район Леши — Милоти).

Есть некоторые основания полагать о наличии еще одной фазы движений, существенной для развития внутридинарских шарьяжей, — в конце среднего — начале верхнего эоцена, когда во внутренних Динаридах появились первые признаки молассовой седиментации, а во внешних началось образование флиша. Крупные хаотические комплексы данного возраста не обнаружены, но во многих местах в верхах пиндской серии встречаются следы обрушения и переотложения карбонатных пород — возможные признаки подвижек покровов, сложенных известняками (глыбы рудистовых и мегалодонтовых известняков в горизонтах плитчатых мелкообломочных карбонатных осадков; смешанные рудисто-нуммулитовые известняки в оползневых слоях и т. п.). С этой фазой связано завершение процессов седиментации в Пиндской зоне и, вероятно, начало образования тектонических покровов на ее территории.

Один из решающих импульсов шарьирования соответствует рубежу эоцена и олигоцена, когда тектонические покровы внутренних зон, перекрыв друг друга, нагромождались у тылового края внешних Динарид и вызвали здесь отслоение мезозойско-палеогенового чехла, что сопровождалось зарождением параавтохтонных покровов и олистостромовой седиментацией. Наиболее молодые горизонты олистостромов — в раннем миоцене (во второй половине аквитана и, особенно, в бурдигале) являются свидетелями завершающих тангенциальных подвижек, которые привели к окончательному размещению тектонических покровов и стабилизации всего покровного сооружения Динарид. Раннемиоценовые движения совпадают с тем этапом развития геосинклинали, когда во внешних зонах заканчивалось накопление флиша, а во внутренних происходила смена ранних моласс поздними. Интересно, что олистостромовая седиментация в конце эоцена — начале олигоцена и в раннемиоценовое время проявлялась непосредственно на поверхности формирующихся параавтохтонных покровов, причем последние развивались и перемещались под водами флишевого бассейна и деформировались при самом своем зарождении.

В начале настоящей работы мы упоминали о том, к каким серьезным ошибкам может приводить непонимание специфических структурных особенностей тех областей, где развиты шарьяжи. Это касается и описанных здесь явлений. Встречая протяженную гряду утесов более древних известняков среди более молодых отложений флиша, ее легко

принять за узкую антиклиналь или ограниченную тектоническим разрывом моноклиналиную структуру, если не будет установлено, что эта гряда состоит из отдельных блоков — олистолитов, захороненных во флишевой толще. Такого рода ошибки были допущены при изучении албанского сектора Динарид, где горизонты олистолитов на рубеже эоцена и олигоцена и в аквитане были выделены в качестве нефтеперспективных «антиклинальных структур». На геологической карте Греции масштаба 1:500 000, изданной под редакцией проф. К. Ренца (Renz, 1955), допущена ошибка почти такого же рода. Цепочки олистолитов, которые протягиваются по простиранию флишевых толщ с северо-восточной стороны антиклинали Немерчки, показаны как непрерывные моноклиналиные гряды известняковой толщи, подстилающей верхнеэоценовый флиш. Между тем, как видно из описанных примеров, существуют четкие критерии, позволяющие диагностировать олистолиты при полевых наблюдениях (Белостоцкий, 1964).

ВЫВОДЫ И ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПОКРОВНОЙ ТЕКТОНИКИ

СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОКРОВНОГО СООРУЖЕНИЯ

Динариды в целом, за исключением их самой внешней окраины — автохтонной зоны краевых складок, могут рассматриваться как единое крупное покровное сооружение.

Выше было отмечено, что, несмотря на большие амплитуды шарьяжей, современное расположение структурных зон в значительной мере отвечает их первоначальной последовательности. Почти все они перемещены в виде комплексов тектонических покровов по порядку их расположения часто остается прежним, хотя нередко наблюдается и их «перетасовка». В ряде случаев (к сожалению, не всегда) истинные взаимоотношения зон удается выяснить благодаря тому, что степень перекрытия каждой из них шарьяжами соседней меняется от места к месту и на отдельных участках бывает не очень велика. Зона, которая в одном секторе полностью перекрыта более внутренними элементами складчатой системы, может далее по простирацию появиться между выходами тех структурно-фациальных единиц, с которыми сопрягалась на геосинклинальном этапе.

Несомненно, важная роль в Динаридах, особенно в Эллинидах, принадлежит таким участкам, где шарьяжи с огромной амплитудой перемещения привели к полному перекрытию более внешних зон, иногда сразу двух, — более внутренними. Площади таких участков местами весьма велики, а последовательность расположения структурных единиц в их пределах явно не соответствует исходной. Сказанное можно проиллюстрировать примерами перекрытия Парнасской зоны субпелагонскими и пелагонскими шарьяжами в фессалийском секторе Эллинид, Пиндской и, возможно, Промежуточной (?) зон — Субпелагонской (Мирдитой) в албанском секторе, а также Гаврово-Триполисской единицы — Пиндской зоной на юге Греции.

Последний пример, пожалуй не менее интересен, чем то, что мы знаем о тектоническом окне Олимпа. Со времени работ М. Блюменталя, доказавшего перебрасывание покровов Пинда через Триполисскую зону, можно было считать Центральный и Южный Пелопоннес обширным тектоническим полуокном. По некоторым современным данным, тот же Пиндский аллохтон встречается на северном и южном берегах Крита, где он переброшен через продолжение Гаврово-Триполисской зоны (через «Пелопоннес-Критский массив»). Больше того, на юге Крита (мыс Литинон) доказывается существование аллохтонных пород Субпелагонского шарьяжа, переброшенного через Пиндский (Voupeau, 1972; Aubouin, 1974). Если эти данные верны, то в пелопоннес-критском секторе Эллинид может быть представлено уникальное по своим размерам тектоническое окно, куда входит половина Пелопоннеса, почти весь Крит и разделяющая их акватория. Его длина составляет 500 км или более (восточного замыкания не видно), а ширина местами достигает 70—80 км. С этим окном, в случае его действительного существования, не идет в сравнение даже знаменитое окно Высокого Тауэрна в Альпах.

площадью 35×120 км. Окно это является не простым, а двойным или тройным. Как упомянуто выше, в Южном Пелопоннесе, на Крите и во всей внешней Эгейской островной дуге ныне доказывается аллохтонность залегания Гаврово-Триполисской зоны на Ионической, метаморфизованные породы которой выходят на поверхность в нескольких небольших тектонических окнах.

Общий характер структуры крупного покровного сооружения можно выразить при помощи цифрового ряда*. Обозначим нормальную (консидиментационную) последовательность зон Эллинид цифрами: 1 — Ионическая, 2 — Гавровская, 3 — Пиндская, 4 — Парнасская (4а — «Промежуточная»), 5 — Субпелагонская, 6 — Пелагонская, 7 — Вардарская. В поперечном разрезе сооружения через Южный Пелопоннес получим следующий порядок современного расположения зон (с юго-запада на северо-восток): 1—3—2—3—4—5. В разрезе через Крит (с юга на север) наблюдаемая последовательность тектонических единиц выразится следующим рядом цифр: 5—3—2—1—2—3. Для фессалийского сектора соответственно получаем цифровой ряд: 1—2—3—4—5—6—4—(6?)—7. Возможно цифра 7 здесь должна следовать непосредственно за цифрой 4, так как восточное обрамление окна Олимпа может принадлежать западной окраине Вардарской зоны. Если же в окне Олимпа представлена Гавровская зона, то цифровой ряд приобретает более необычный вид: 1—2—3—4—5—6—2—7.

Для албанского сектора типичен довольно простой ряд: 1—2—3—5—6—7 или 1—2—5—6—7; зона 4а, а местами и 3 скрыта под зоной 5. Однако в отдельных частных разрезах, которые свойственны локальным участкам, отмечаются значительные отклонения от типового ряда, например: 1—2—3—5—3—5—6 (разрез через Девольский массив); 1—2—3—2—3—5—6 (через антиклиналь Моглицы); 1—2—3—5—2—5—6 (через район Виткучи); 1—2—3—6—5—6—4а (?)—6 (через район Мали ме Гропа близ Тираны и Дебарскую котловину); 2—6—3—6—5—6 (через устье Мати). Первая шестерка в последнем цифровом ряду означает клиппы триасовых известняков Корабской зоны, т. е. окраины Пелагонид, у фронта пиндских покровов.

Следует иметь в виду, что величина площадей, где обнаруживается ненормальная последовательность расположения зон, зависит не только от действительной структурной картины, но и от положения поверхности эрозионного среза по отношению к подошве главных комплексов тектонических покровов. Может быть, именно по этой причине так долго подвергалось сомнению существование шарьяжей во внешних зонах Северных Динарид, где ложе крупных покровных комплексов довольно часто располагается на значительной глубине. Некоторые из относительно внешних зон — по крайней мере Высокий Карст — в северодинарическом секторе могут представлять аллохтонные комплексы с такой же крупной амплитудой шарьяжей, как внутренние зоны в Эллинидах (видимость нормального спокойного залегания толщ здесь отчасти связана с широким распространением мощных монотонных карбонатных серий).

* Здесь и далее (на тектонических профилях и схемах-диаграммах) при рассмотрении общей структуры покровного сооружения принимается упрощенный вариант палеотектонической зональности, без выделения Беотийского прогиба в Эллинидах. В северной части Эллинид между Пиндским и Субпелагонским прогибами условно намечена лишь одна промежуточная зона. Хотя, как отмечалось выше, таких зон может быть две или три, их выделение остается пока проблематичным.

Когда шарьяжи переброшены друг через друга, перекрытый покровный комплекс местами может быть впоследствии надвинут на перекрывающий. Это своего рода «структурная инверсия шарьяжей», которая порождает значительные противоречия в их взаимоотношениях и затрудняет расшифровку структур. Очевидно, подобный случай представлен в албанском секторе Динарид на юго-восточном обрамлении тектонического окна Цукали и к югу от него. Покров Комани—Фиерза, как уже отмечалось, расположен непосредственно у этого окна впереди субпелагонских офиолитовых шарьяжей; в то же время его узкое южное продолжение зажато среди офиолитов в пучке надвиговых чешуй. Фронт Субпелагонского покровного комплекса здесь находится западнее (на внешней границе Гомсического лерцолитового массива). Если структурная зона, к которой принадлежат породы этого покрова, действительно была впереди Субпелагонской, то его противоречивое положение в современной структуре поддается объяснению лишь при одном условии. Для этого нужно допустить, что в районе южнее окна Цукали офиолитовый шарьяж был сначала переброшен через впереди лежащую зону, а затем при повторных перемещениях его фронтальная часть была отсечена новыми сколовыми поверхностями и на нее надвинулись более тыловые участки этого шарьяжа и перекрытые им породы.

К таким случаям повторных тектонических перекрытий относятся передовые чешуи триасовых известняков Корабского аллохтона во фронте Субпелагонского покровного комплекса, через который несколько ранее они были переброшены. Наиболее значительные из них отмечаются в западной части бассейна Фанди (в районе Рубика), на юго-восточной оконечности гряды Скандербега севернее Мали ме Гропа, в районах к северо-востоку от Эльбасана, к юго-востоку от Девольского массива и т. д.*. Подобные взаимоотношения покровных комплексов наблюдаются и за пределами Динарид, например, в Альпах (см. рис. 9). Характерно, что такого рода повторные дислокации, как правило, имеют место близ фронта крупных аллохтонных шарьяжей, на участках их торможения, где их передовые чешуи отсекаются от главной пластины покровного комплекса, к которому они принадлежат, и где под них затянуты породы более внешних зон. В частности, в Восточных Альпах под аллохтонными покровами далеко позади их фронта залегают молассы южной части Предальпийского прогиба в виде серии параавтохтонных чешуй (Ehner, 1966; Tollmann, 1961, 1969; Gwinner, 1971).

Думается, что для «структурной инверсии шарьяжей» особенно благоприятна такая обстановка, когда фронтальная часть аллохтонного покровного комплекса, перемещаясь через более внешнюю зону, спускается в предфронтальную депрессию. При повторном сжатии эта опущенная фронтальная часть шарьяжа легко может быть перекрыта породами, которые находятся в ее тылах, в том числе и породами подложия. Особенно естественно это предположить при поддвиговом механизме покровообразования — тем более, что этот механизм может способствовать и самому возникновению предфронтальной депрессии.

Конечная структура комплекса шарьяжей бывает еще более осложнена позднейшими складчатыми и разрывными дислокациями (пост-

* Возможно, некоторая часть триасовых известняков, представленных перед фронтом офиолитового шарьяжа, оторвана от основания перекрытой им впереди лежащей зоны (типа Дурмиторской) или от фундамента самой Субпелагонской структурно-фацциальной единицы.

шарьяжной блоковой тектоникой). Это создает дополнительные трудности в расшифровке строения покровных сооружений.

Чтобы выяснить общий характер строения геосинклинальной складчатой системы, где присутствуют шарьяжи, нужно ответить на вопрос о степени удаленности и обособленности шарьяжей от их корней. Иными словами, необходимо, во-первых, в принципе решить, как далеко от выходов той или иной зоны может находиться ее подземная часть (или основание, от которого оторван соответствующий комплекс покровов), а во-вторых, определить сохранилась ли прямая связь между покрывами и их корнями. Если мы выясним эти вопросы для большинства зон в различных поперечных сечениях складчатой системы, то и общий ее характер, как покровного сооружения, будет довольно ясен. Основным фактическим материалом при этом могут служить данные о присутствии более внешних зон под шарьяжами более внутренних (данные бурения или результаты изучения тектонических окон), а самым доступным методом, позволяющим получить правдоподобные ответы на поставленные вопросы, является метод простого построения геологических разрезов — или тектонических профилей — на достаточно большую глубину (рис. 88).

Поясним, как, на наш взгляд, следует подходить к построению таких профилей. Для решения этой задачи берется ширина какой-либо зоны, представленной на поверхности в виде комплекса шарьяжей; путем мысленного распрямления определяется примерная первоначальная ширина той же зоны до образования покровов; полученная с учетом такой поправки величина принимается за ширину фундамента соответствующей зоны. Последовательно откладывая зоны на профиле одну за другой — от внешних, автохтонных (где чехол лежит на своем первичном фундаменте), к внутренним, аллохтонным (где такого соответствия в положении чехла и фундамента уже нет), неизбежно получаем ту структурную картину, которая изображена на рис. 88. Выделяется два уровня с принципиально различным строением: верхний уровень, или «супраструктура», где почти все зоны сильно сужены, так как превращены в комплексы шарьяжей, и нижний уровень, или «инфраструктура», с фундаментом тех же зон, который в большинстве случаев мог сохранить близкую к первоначальной ширину или сузился умеренно. Из такого построения следует, что более внешние зоны в инфраструктуре должны быть продвинуты под более внутренние зоны, представленные вблизи поверхности комплексами покровов (на уровне супраструктуры). Это постулируемое нами положение может вызывать наибольшие сомнения. Однако его реальность то здесь, то там подтверждается данными глубокого бурения и существованием таких тектонических окон, как окно Олимпа в Динаридах или окно Высокого Тауэрна в Восточных Альпах. Но если глубинные части многих структурно-формационных зон продвинулись далеко к тылам сооружения, перекрываясь шарьяжами более внешних, то инфраструктура хотя бы некоторых внутренних единиц неизбежно должна подвергаться сильнейшему боковому сжатию (раздавливанию). Так здесь вырисовываются специфические корневые зоны, отвечающие глубинным частям тех участков, откуда произошли главные аллохтонные комплексы.

Если бы мы предположили, что глубинные части структурно-формационных единиц сжаты равномерно и сузились настолько же, насколько уменьшилась ширина тех же единиц на поверхности, то нельзя было бы объяснить присутствие внешнединарских комплексов пород

вблизи тылов сооружения, как это наблюдается в тектоническом окне Олимпа. Во всяком случае, при той геологической обстановке, которая существует в Динаридах, единственным решением проблемы простран-

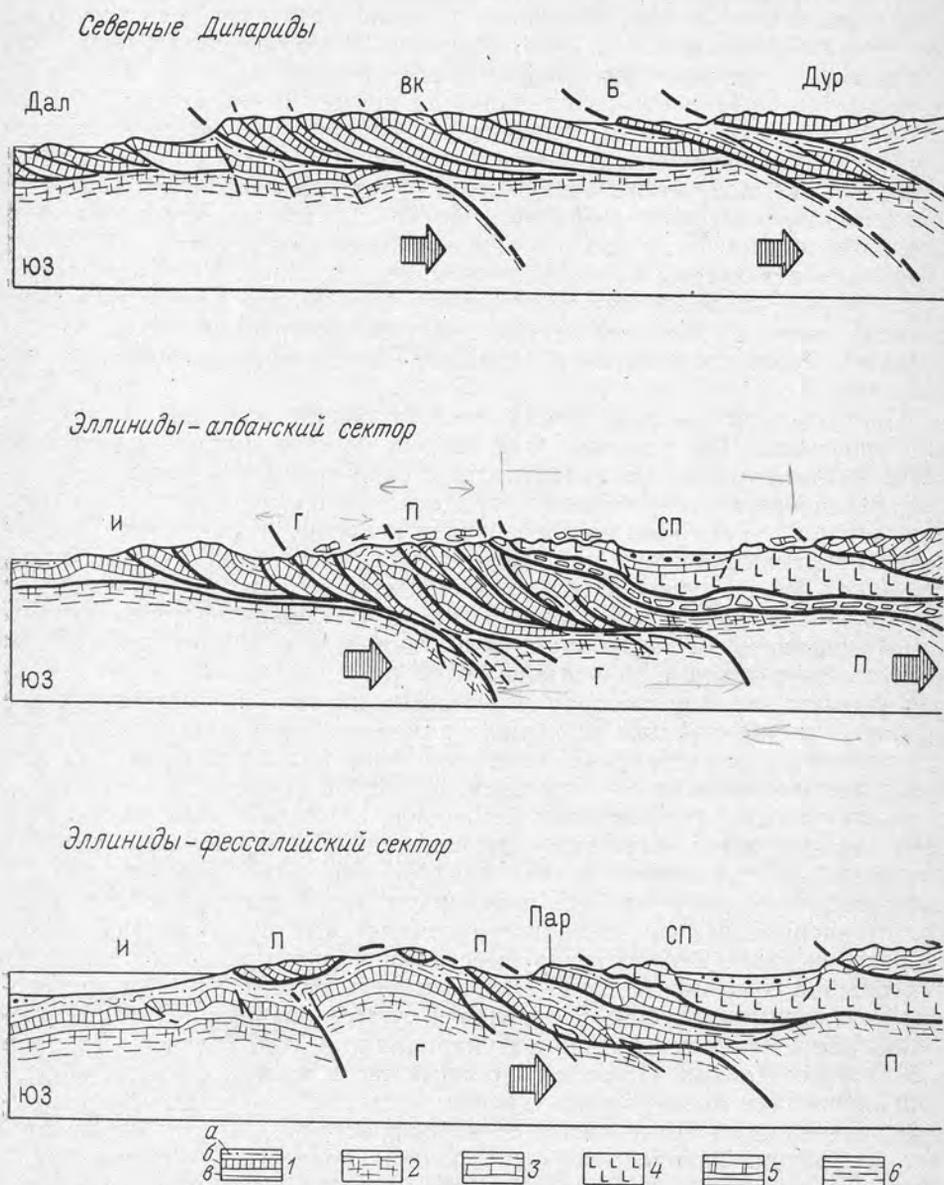
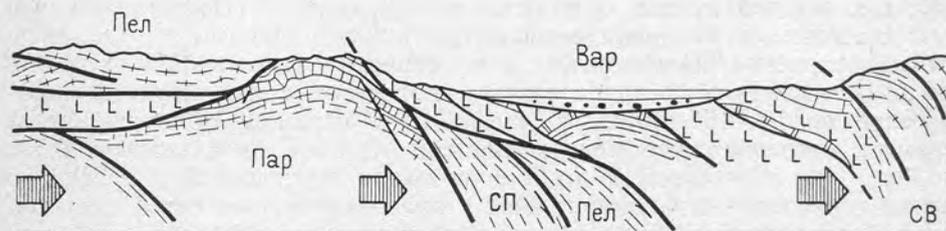
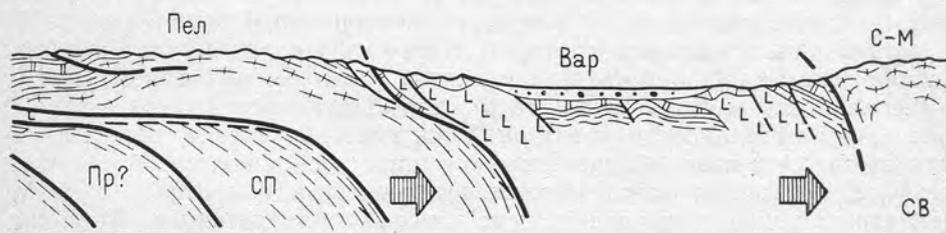
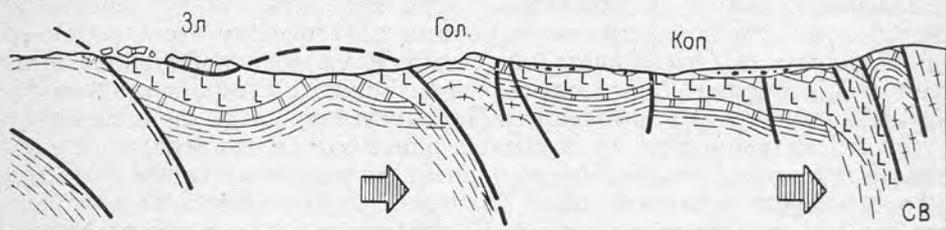


Рис. 88. Разрезы, показывающие вероятное общее строение Динарского покровного сооружения.

1 — палеоген и мезозой внешних зон и Пиндской зоны: а — флиш, б — карбонатная серия от среднего — верхнего триаса до верхов мела, местами до среднего эоцена, в — терригенные, иногда эвапоритовые отложения низов триаса или пермо-триаса; 2 — палеозой внешних зон; 3 — 7 — комплексы пород внутренних зон: 3 — надофиолитовые отложения (известняки мела, меловой и палеогеновый флиш), 4 — офиолиты, 5 — подофиолитовый мезозой, 6 — палеозой, 7 — докембрийское кристаллическое основание; 8 — клиппы (Ультранидские чешуи и их аналоги; стрелка —

ства, как нам кажется, является то, которое отражено на прилагаемых гипотетических профилях.

Строя такой разрез через фессалийский сектор Эллинид, мы исходим из того, что в тектоническом окне Олимпа представлена Парнасская зона. В этом случае полученный профиль позволяет убедиться, что Субпелагонская зона здесь оказалась отделенной от корней (см. рис. 88). Комплекс ее покровов представлен далеко на юго-западе, а



направление перемещения); 9 — границы покровных комплексов и структурно-формационных зон; 10 — корневые зоны (полустрелками выделены участки наиболее интенсивного глубинного поддвига); 11 — покров меланжа с блоками докембрийских пород, в том числе с гигантскими блоками палеозойских гранитов; 12 — молассы внутренних впадин

Зоны: Дал — Далматинская, ВК — Высокого Карста, Б — Боснийская, Дур — Дурмиторская, Зл — Златиборская, Гол — Голитская, Коп — Копанская, И — Ионическая, Г — Гавровская, П — Пиндская, Пар — Парнасская, Пр? — гипотетическая Промежуточная, СП — Субпелагонская (Мирдита), Пел — Пелагонская, Вар — Вардарская, С-М — Сербско-Македонский срединный массив

корни должны находиться позади окна, далее к северо-востоку, — возможно, под фронтальным участком Вардарской зоны, от которой они отделены породами Пелагонид. Корни Пелагонид в этом случае должны располагаться где-то еще дальше на северо-востоке — под осевой или даже тыловой частью Вардарской зоны при условии, что последние уходят на глубину под окраину Сербско-Македонского массива. Даже если считать, что Пелагонская зона в районе Олимпа не потеряла связи с корнями (а для этого нужно признать, что тектоническое окно со всех сторон обрамлено породами пелагонского комплекса), то и в этом случае Пелагониды оказываются сплюсненной шарьяжной пластиной, особенно вблизи своих тылов. Если же северо-восточное обрамление окна относить к фронту Вардарской зоны, то придется признать, что сплющивание пелагонской пластины (в вертикальном направлении) здесь привело к ее полному «пережиму». Таким образом, не только Субпелагонский, но и Пелагонский покровный комплекс может быть оторван от своих корней. Парнасский аллохтон, который представлен в более южной части того же фессалийского сектора впереди фронта субпелагонских покровов, скорее всего, также потерял связь со своим цоколем. Это тем более вероятно, что и осадочная серия впереди лежащей Пиндской зоны обычно бывает оттеснена далеко в сторону от того места, где должен располагаться ее фундамент.

Очень важно то обстоятельство, что все структурно-фациальные зоны, которые расположены впереди (юго-западнее) Субпелагонской, не претерпели существенного горизонтального сжатия на глубине под тектоническими покровами. Иначе нельзя было бы объяснить, почему в фессалийском секторе в тыловой части Пелагонской зоны под ней присутствует Парнасский автохтон. Речь идет об участке, который находится по существу вблизи тылового шва всей складчатой системы Динарид, поскольку между тектоническим окном Олимпа и Сербско-Македонским массивом расположена полоса шириной лишь в 70—75 км. Между тем, в этой полосе должны уместиться глубинные части (корни) большинства внутрдинаридных зон — Субпелагонской, Пелагонской и Вардарской. Суммарная современная ширина этих зон на земной поверхности около 200 км. Их первоначальная ширина (на геосинклинальном этапе) была, по крайней мере, вдвое больше, о чем свидетельствуют многочисленные надвиги и частные тектонические покровы в пределах каждой из них, а также на их границах. (Напоминаем, что здесь наблюдаются случаи перекрытия докембрийскими кристаллическими породами — палеозойских и мезозойских отложений или палеозойскими толщами — осадков мела и палеогена с амплитудами перемещения от 10—15 до 30—40 км). Таким образом, обнаруживается огромное несоответствие между шириной этих зон на поверхности и в глубине. Оно указывает на то, что их корни были сжаты в несколько раз (в горизонтальном направлении) по сравнению со своей первоначальной величиной. Между этими и более внешними зонами существует обратная зависимость по степени тангенциального сжатия их глубинной структуры: чем меньше сжаты одни, тем больше сжаты другие.

Приведенные данные подтверждают правильность классического представления о корневых зонах шарьяжей как участках сильнейшего тангенциального раздавливания и расплющивания глубинных частей структур. Именно в результате этих явлений вышележащий нераздавленный комплекс пород вынужден располагаться на более внешней части складчатой системы в виде сорванного покрова. Типичен резко не-

равномерный, избирательный характер бокового раздавливания, захватывающего лишь отдельные элементы покровного сооружения. Известным примером зоны корней, хорошо доступной для изучения, служит раздавленная «синклиналь» Урзерен между Аарским и Готардским массивами, откуда произошли Гельветские покровы Восточной Швейцарии (Amstutz, 1965; Gwinner, 1971).

Кроме неравномерного тангенциального сжатия цоколя можно предполагать и «заглатывание» корней в зонах рубцов или крупных тектонических швов типа зон Беньофа. Представления об этих двух механизмах могут рассматриваться и как альтернативные и как дополняющие друг друга. К их обсуждению мы еще вернемся, поскольку нам в дальнейшем предстоит выяснить вопрос о механизмах формирования покровного сооружения.

В албанском секторе Эллинид отношения зон на уровне корней — или «глубинные отношения» — могут быть в принципе такими же, как и в фессалийском секторе, если под шарьяжами существует гипотетическая Промежуточная зона достаточной ширины (см. рис. 88). Если же ее нет, то шарьяж Пелагонид является не таким крупноамплитудным, а субпелагонские покровы менее удалены от своих корней. Первый из двух вариантов более вероятен, так как аргументы в пользу существования Промежуточной зоны нам кажутся довольно убедительными. Покров Комани — Фиерза может интерпретироваться как след существования этой «пропущенной» структурно-фациальной единицы (ее крупная покровная чешуя или не потерявшая связи с корнями тонкая пластина). Блоки гранитов можно считать признаком выпавания ее домезозойского этажа Субпелагонским офиолитовым шарьяжем. Если в поперечном полукне Окштуна представлен чехол Пиндской или Промежуточной зоны, то появляется еще один факт, свидетельствующий о полном отрыве Субпелагонского покровного комплекса от его корней в пределах албанского сектора.

В Северных Динаридах нет таких уникальных тектонических окон, как в Эллинидах (хотя нельзя отрицать большого значения окна Цукали на стыке Северный Динарид с Эллинидами для оценки масштабов шарьяжа Высокого Карста). Однако здесь имеется своя фактическая база для тектонических построений на достаточную глубину (Miljus, Sigupek, 1974). Большое количество глубоких буровых скважин во внешних зонах, а также данные различных геофизических исследований, которые используются при построении разрезов, позволяют говорить о большой амплитуде перемещения покровного комплекса Высокого Карста. Даже для частных покровов внутри этой зоны устанавливается амплитуда в десятки километров (Sikosek, Medwenitsch, 1965; Chogowicz, 1970). Почти так же велики размеры смещения параавтохтонных чешуй перед его фронтом (Roksandić, Čanović, 1971; Miljus, 1971). Если учесть ширину всех частных покровов и чешуй, в которых повторяется разрез толщ одного и того же возраста, и попытаться определить первоначальную ширину зоны Высокого Карста, то она окажется примерно в 2,5—3 раза больше современной. Современная ширина составляет в среднем 75 км, — первоначальная могла быть около 200 км. Это означает, что глубинная часть зоны должна была испытать значительное тангенциальное сжатие. В противном случае ее фундамент продолжался бы на северо-восток вплоть до тылов Копаоникской зоны. Если ее корни находятся, например, под Дурмиторской зоной и отчасти под Златиборской, то глубинная часть более внешней Далматинской

единицы может продолжаться приблизительно до тех участков, которым на поверхности отвечает фронт Дурмитора.

Разумеется, приведенные соображения имеют сугубо ориентировочный характер и требуют проверки при дальнейших исследованиях. Тем не менее, представляется вполне реальным вывод о значительном тангенциальном сжатии, которым подверглись корни покровов Высокого Карста. Недаром фронт этой зоны так отчетливо выражен на современной поверхности. Как подчеркивалось выше, это такой же крупный тектонический шов, как внешняя граница Субпелагонского офиолитового шарьяжа в Эллинидах.

Пока имеется немного данных, чтобы судить о сильном сжатии более внутренних зон в Северных Динаридах. Можно думать, что сжатие здесь приближалось по своей интенсивности к тому, которое присуще трем внутренним зонам Эллинид — Субпелагонской, Пелагонской и Вардарской. Однако следы проявления тангенциальных сжимающих усилий впоследствии были в значительной мере замаскированы процессами растяжения и утончения земной коры в связи с образованием Венгерских впадин. Особенно это могло сказаться в Копаоникской зоне.

Амплитуда перемещения Дурмиторского шарьяжа, очевидно, довольно велика. Характерно, что этот шарьяж испытал «подбрасывание» по отношению к более внутреннему — Златиборскому, вероятно, в результате «отжимания» под воздействием тяжелых офиолитовых масс. Возможно, одновременно здесь проявлялся и механизм «выдавленного клина», поскольку тыловая граница Дурмитора падает к северо-востоку круче фронтальной. Такой же механизм выдавленного клина в обстановке общего сжатия мог реализоваться и в Голийской зоне, которая несколько приподнята над Копаоникской и характеризуется приповерхностными покровами, шарьированными на златиборские офиолиты.

Изучение глубинных и близповерхностных отношений структурно-фациальных зон, выявление связей тектонических покровов с их корнями и выделение участков сильнейшего раздавливания последних (т. е. выделение собственно корневых зон главных аллохтонных комплексов) — в максимальной степени позволяют приблизиться к познанию действительного строения геосинклиальной складчатой системы, как единого покровного сооружения. Те данные и выводы, которые приведены в этой главе, могут быть предложены в качестве синтеза покровной структуры Динарид, как мы ее представляем (рис. 89).

При обсуждении затронутых вопросов наметился вывод, который, как нам кажется, представляет определенный общетеоретический интерес. Выяснение глубинных отношений структурно-фациальных единиц позволяет различать аллохтонные комплексы двух типов: 1) главные — те комплексы, формирование которых обусловлено раздавливанием их собственных корней (пример: Субпелагонская зона в фессалийском секторе Эллинид); 2) побочные — комплексы, которые на поверхности обладают всеми признаками аллохтонности, т. е. принадлежат к иной структурно-фациальной единице, чем породы подложия, но не имеют собственных корневых зон, испытавших сильное раздавливание; их формирование является косвенным результатом процессов, вызывающих образование главного аллохтонного комплекса (например, покровы впереди субпелагонского «тарана»). Поскольку структуры второго типа образуются в результате бокового отеснения

толщ в сторону от того участка, где находится их цоколь,— для этих структур может быть предложено также название оттесненные покровы.

Пиндские покровы в Эллинидах можно считать в основном оттесненными, поскольку здесь не проявилось значительного сжатия инфраструктуры всех зон, располагавшихся впереди Субпелагонской. Однако некоторое умеренное сжатие тыловой части фундамента Пиндской структурно-фациальной единицы представляется вероятным. Соответ-

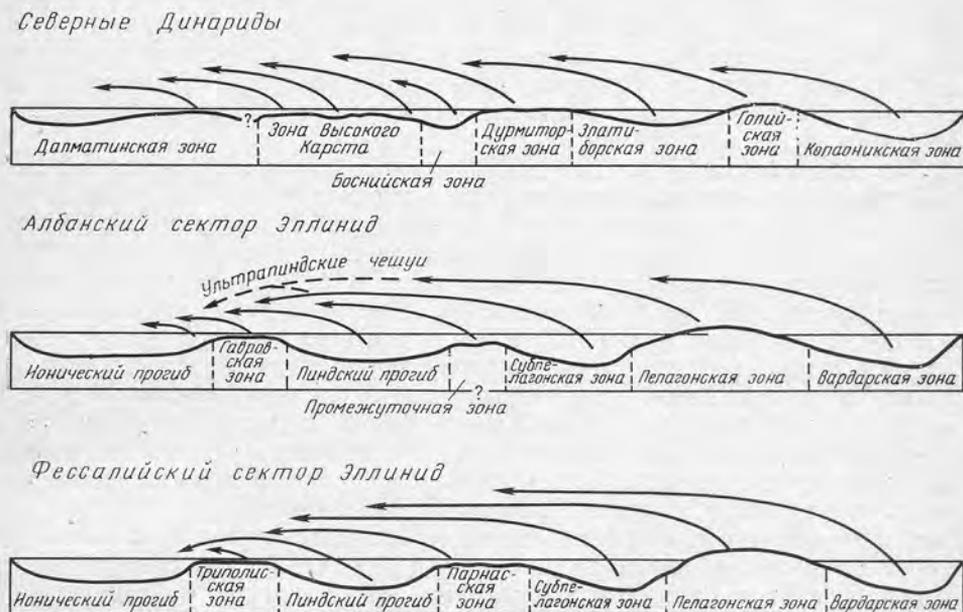


Рис. 89. Схема-диаграмма строения различных секторов Динарского покровного сооружения. Стрелки — направление и относительная величина перемещения важнейших покровных комплексов.

ственно в Северных Динаридах зона умеренного глубинного сжатия может располагаться позади Далматинской единицы.

Если в покровном сооружении геосинклинальное выполнение одной палеотектонической зоны впоследствии оказывается над фундаментом другой, более внешней (а частью и над породами ее чехла), то каждая зона по существу перерождается, и конечная структура области не будет представлять собой ряда нормальных синклиналиев и антиклиналиев, из которых первые соответствовали бы частным геосинклинальным трогам, а вторые геоантиклинальным поднятиям. Это в полной мере относится и к покровному сооружению Динарид. Так, например, его Пелагонская зона в фессалийском секторе является просто более или менее мощной сколовой пластиной, не говоря о Субпелагонской, Парнасской и Пиндской — типичных покровных комплексах. Некоторое подобие антиклинория, хотя и наполовину «подрезанного под корень», могло сохраниться в Пелагонидах только в албанском секторе, и то лишь при обязательном условии, что между Субпелагонской и Пиндской зонами здесь нет такой широкой промежуточной единицы, как

Парнасская. Даже большой синклиниорий внешних Эллинид не похож на классические. Его северо-восточная половина характеризуется общим срывом мезозойско-палеогеновой серии с основания, с переходом сорванных пластин в параавтохтонные покровы. Кроме того, он возник на месте разных зон: отчасти на месте длительно существовавшего Ионического прогиба, а отчасти за счет Гавровской зоны с геоантиклинальными чертами, которые проявились на ранней (дошлишевой) стадии тектонической эволюции. В пелопоннес-критском секторе Эллинид нет никаких намеков даже и на этот несовершенный «синклиниорий». Здесь наблюдается единая антиформная структура, в формировании которой участвуют самые различные зоны от Ионической до офиолитовой, вероятно Субпелагонской, причем Ионическая зона представляет относительный автохтон, а остальные (Гаврово-Триполисская, Пиндская, частично обнаженная Парнасская и почти скрытая под морскими водами офиолитовая) — аллохтонны.

Перестройка палеотектонических единиц, начиная с середины геосинклиналичного цикла, одновременно с переходом к терригенной граувакковой или — еще более явно — к флишевой седиментации, вызывалась зарождением тектонических покровов и неизбежно должна была сопровождаться перераспределением масс. В отдельных случаях такое перераспределение могло быть связано с воздействием нагромождения шарьяжей на блоки земной коры, края которых подверглись перекрытию. Не исключено, что зоны, ранее характеризовавшиеся геоантиклинальными тенденциями, в некоторых из этих случаев вдавливались, как клавиши, под нагрузкой фронтальной части крупнейших покровов и превращались в наиболее интенсивно опускающиеся участки флишевых прогибов, переполненные олистостромовыми материалами. Примером этого, по-видимому, служит Гавровская зона в абланском секторе Эллинид. Возможно, главной причиной такого погружения был более общий механизм глубинного поддвига (субдукции). Во внутренних частях Динарид к числу вероятных «клавиш», опускавшихся под нагрузкой шарьяжей, возможно, относится проблематическая Промежуточная зона (или зоны, образующие переходную область) перед внешним краем субпелагонского покровного комплекса.

Итак, на примере Динарид видно, что с середины геосинклиналичного цикла формирование складчато-покровных сооружений протекает в своеобразной кинематической обстановке, когда крупные горизонтальные перемещения не позволяют реализоваться определенной тенденции развития структурно-фациальных зон, свойственной их первоначальной природе. Мы имеем в виду тенденцию к образованию синклинориев на месте частных геосинклиналичных трогов и антиклинориев на месте геоантиклиналей — тенденцию, которая подтверждается наблюдениями во многих областях складчатости. Конечные структуры зон прогибов и поднятий здесь, как правило, хорошо увязываются с их геологическими формациями, данными о мощностях и фациях отложений, о характере магматизма и т. п. Это позволяет придавать терминам синклинорий и антиклинорий не только морфологический, но и генетический, историко-геологический смысл, как это и было до сих пор принято в советской геологической литературе. Если придерживаться такой точки зрения, то геосинклиналичные прогибы могут рассматриваться как потенциальные синклинории, а геоантиклинальные поднятия — как потенциальные антиклинории. Когда в процессе структурообразования возникают шарьяжи, потенциальные тенденции тех и других зон остаются не

реализованными или реализуются не полностью. При этом возможны различные варианты соотношений между шириной структурно-фациальных (палеотектонических) зон и амплитудой шарьяжей.

Если ширина зоны больше амплитуды шарьяжа, то можно говорить о более или менее неправильном, асимметричном синклинии или антиклинии, строение которого осложнено покровной тектоникой. Если амплитуда перемещения покровов больше, чем ширина зоны, то говорить о существовании синклинии или антиклинии вряд ли следует. Отложения, выполнявшие частный геосинклинальный прогиб, в этих случаях оказываются вытесненными и перемещенными далеко в сторону от того места, где должен был бы возникнуть синклиний. Аналогичным образом и породы геоантиклинального поднятия, транспортируясь на большое расстояние в сторону от места первоначального залегания, создают любые (более или менее случайные) сочетания структур покровного типа вместо антиклинии. Пакеты шарьяжей, в строении которых участвуют породы тех и других зон, могут характеризоваться новообразованными синформными и антиформными структурами.

В тех областях складчатости, где данные структурно-фациального анализа позволяют достаточно уверенно говорить о законченном формировании антиклиний на месте геоантиклинальных поднятий и синклиний на месте геосинклинальных трогов, — вряд ли остается место для крупных шарьяжей. Реальное существование таких областей свидетельствует о том, что покровная тектоника не является обязательной для всех геосинклинальных складчатых систем. По крайней мере, так можно думать при современном уровне их геологической изученности.

ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНОГО СООРУЖЕНИЯ

Достаточно полное представление о процессе формирования покровного сооружения Динарид можно получить, сведя воедино данные об отдельных тектонических событиях и их последовательности. Напомним, что признаки наиболее ранней — предберриасской структурообразующей фазы отмечаются Ж. Обуэном (Aubouin, 1974) в зеленокаменных зонах внутренних Динарид. По его данным, сформированный в это время офиолитовый палеошарьяж стратиграфически перекрывается берриасскими терригенными отложениями серии Маглай. По мнению Ж. Мерсье, надвиговые чешуи и тектонические покровы в Вардарской зоне Эллинид были полностью сформированы к концу мела (Mergier, 1967). По нашим данным (Белостоцкий, 1963, 1968), к меловому времени относятся признаки начавшегося формирования шарьяжей в Пелагонской и Субпелагонской зонах. В середине мела (в предсеноманскую фазу), а также в самом конце мела и начале палеогена (?) на поверхности субпелагонских офиолитов образовались мощные олистостромовые горизонты, в строении которых существенная роль принадлежит крупным блокам триасовых известняков, шарьированных из района западной окраины Пелагонид; в значительном количестве присутствуют и блоки пород офиолитовой ассоциации. Однако горизонтальные перемещения максимальной амплитуды в этих зонах происходили в более поздние фазы. Тектоническим покровом западной окраины Пелагонид в горах Кораба перекрыты отложения среднего эоцена. В Субпелагонской зоне олистостромово-олистолимитовые горизонты, отлагавшиеся в мелу впереди Корабского аллохтона, перекрываются отдельными продвинувшимися далее пластинами тех же аллохтонных кораб-

ских известняков или чешуями офиолитового шарьяжа. Наблюдения во фронтальной части последнего позволяют говорить о том, что он испытал крупные перемещения на рубеже эоцена и олигоцена.

Фаза шарьярования, затронувшая Пелагонскую и Субпелагонскую зоны в конце мела — начале палеогена, по нашим наблюдениям, отчетливо фиксируется транспортировкой и захоронением олистолитов в более внешней Пиндской зоне, которая представляла собой в то время флишевый прогиб, только что переживший глубокое опускание (не компенсированное осадконакоплением). В этом прогибе в верхах пачки кремнисто-карбонатных пород и в вышележащем флише захоронялись олистолиты триасовых известняков того же Корабского аллохтона, иногда с небольшим количеством зеленокаменных пород Субпелагонской зоны. Позднее, когда Пиндская зона сама испытала перемещение в виде шарьяжа на внешние Динариды, горизонты с олистолитами были тектонически перекрыты породившим их Корабским аллохтоном (Белостоцкий, 1963).

Весьма вероятно, что образование шарьяжей в Пиндской зоне могло начаться на рубеже среднего и верхнего эоцена, когда там, по-видимому, прекратилось осадконакопление, причем в это же время во внешних зонах карбонатная седиментация сменилась флишевой.

Особенно примечательным этапом в развитии покровного сооружения Динарид была фаза на рубеже эоцена и олигоцена, проявления которой нами подробно описаны выше. Именно в это время особенно четко оформился Пиндский покровный комплекс, в значительной мере перекрытый Субпелагонским, причем произошло общее сжатие внутренних зон; одновременно начался отрыв осадочного чехла в северо-восточной части внешних зон с образованием параавтохтонных покровов. Эти процессы сопровождалась формированием мощного олистостромо-олистолитового горизонта во внешнединарском флишевом прогибе. К этому прогибу от ранее существовавшего Пиндского перешла роль перишарьяжной депрессии. Здесь устанавливается четкая корреляция ряда явлений, приуроченных к очень короткому отрезку времени: в самом начале фазы — разнос зеленокаменного олистострома по обширной площади верхнеэоценового флишевого прогиба Гавровской и Ионической зон; затем дисгармоническое смятие мезозойско-палеогеновой серии внешних Динарид перед фронтом шарьяжей внутренних зон (с отрывом и скольжением этой серии по горизонту эвапоритов); одновременно с этим — аккумуляция олистостромов и олистолитов на поверхности зарождающегося параавтохтонного покрова за счет его собственных пород, как результат деформации покровной пластины. Из наблюдаемых соотношений следует, что образование параавтохтона в Динаридах начинается тогда, когда кончается формироваться аллохтон. Эта связь, несомненно, является закономерной. Движение параавтохтона происходит конседиментационно (приподняты над уровнем моря только гребни антиклиналей), а деформация покровной пластины начинается при самом ее зарождении.

Еще одна, заключительная фаза движений покровов, которая привела к их окончательному размещению, датируется как послеолигоценовая или соответствует интервалу: самый конец олигоцена и ранний миоцен. Ее возраст устанавливается по тектоническому перекрытию олигоценовых отложений параавтохтона внутрдинарскими шарьяжами, а также на основании того факта, что фронтальные части некоторых параавтохтонных покровов спускаются в виде погребенных чешуй

(осадочных клиппов) по поверхности олигоценых пород в молассовые прогибы, образованные в предгельветское время (участок Даити). Кроме того, для внешних Динарид типично чрезвычайно широкое развитие олистостромов в пределах аквитанского и бурдигальского ярусов.

При попытке коррелировать описанные фазы шарьярования с другими геологическими процессами в Динаридах обнаруживаются интересные связи (рис. 90). Процесс образования шарьяжей начинается во внутренних зонах одновременно с началом в них флишевой седиментации или несколько раньше, так как флиш или флишоидные образования трансгрессивно ложатся на некоторые субгоризонтальные чешуи самой ранней генерации. В это время вместе с заложением флишевых прогибов происходит и воздымание геантиклинальных кордильер. Можно думать, что это совпадает с развитием глубинного процесса наращивания гранитно-метаморфического слоя; его проявлением на относительно небольших глубинах служат признаки общего эпизонального метаморфизма. Эти процессы регистрируются чуть позже самых ранних фаз сжатия внутренних зон и, возможно, являются их косвенным следствием. В Динаридах данной стадии развития покровного сооружения соответствуют главным образом фазы в середине мела и в конце мела — начале палеогена. Возраст метаморфизма во внутренних зо-

Накопление моласс	Внешние зоны			
	Внутренние зоны			
Накопление флиша	Внешние зоны			
	Внутренние зоны			
Андезитовый вулканизм	Внешние зоны			
	Внутренние зоны и срединные массивы			
Гранитообразование и региональный метаморфизм	Внешние зоны			
	Внутренние зоны и срединные массивы			
Фазы формирования шарьяжей	Внешние зоны			
	Внутренние зоны			
Стадии развития покровного сооружения		Ранняя	Средняя	Поздняя

Рис. 90. Стадии развития покровного сооружения и некоторые процессы, синхронные шарьяжеобразованию.

нах датируется как конец мела (Mergier, 1967). Никаких признаков растяжения земной коры в это время не регистрируется. Общее сжатие может сопровождаться региональным поддвигом (субдукцией), направленным со стороны внешнего обрамления к тылам геосинклинали (рис. 91, а, б) *.

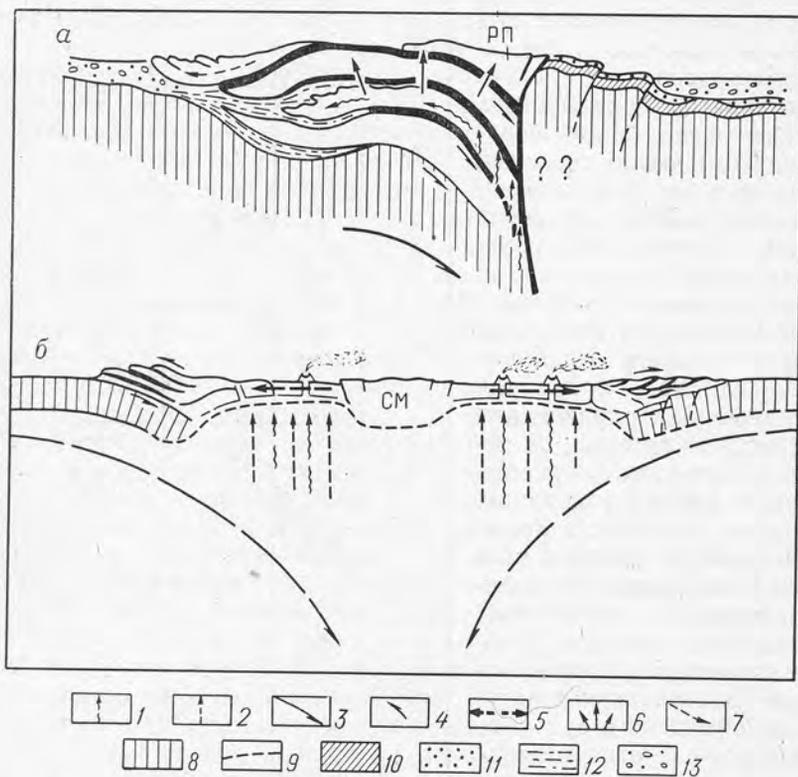


Рис. 91. Влияние крупных глубинных поддвигов на формирование покровных сооружений:

а — поддвиговый механизм в чистом виде; б — сочетание поддвига с растяжением в тылу сооружения и надвиговым перемещением материала к периферии.
 1 — подъем вещества; 2 — тепловой поток; 3 — поддвиги; 4 — надвиги; 5 — растяжение земной коры; 6 — восходящие движения земной коры (рост поднятия на месте покровного сооружения); 7 — гравитационное скольжение шарьяжей; 8 — жесткие блоки коры; 9 — раздел Мохо; 10—11 — толщи, формировавшиеся одновременно с покровным сооружением; 12 — флиш; 13 — молассы;
 РП — рубцовый покров; СМ — срединный массив

Максимальная интенсивность структурообразующего процесса с наибольшим перемещением шарьяжей относится ко времени, когда

* Термин субдукция применяется нами в том общем смысле, как его употребляют альпийские геологи (Amstutz, 1965; Trümpf, 1975; Трюмпи, 1976) для обозначения достаточно крупного глубинного поддвига независимо от того, охватывает ли он целиком литосферу или только какую-то ее часть, например происходит внутри земной коры (коровая субдукция), вдоль границы коры и мантии и т. п. В концепции новой глобальной тектоники этому слову придается существенно иной, специфический смысл: под ним подразумевается подвиг целой океанической плиты литосферы под континент или островную дугу вдоль зоны Беньофа. В случае подвига континентальной плиты под океан, как известно, применяется термин обдукция.

флиш отлагается во внешних зонах, а во внутренних зонах происходит уже накопление моласс и начинается андезитовый вулканизм. В процесс шарьирования вовлекаются внешние части внутренних зон и тыловая окраина внешних, т. е. значительная часть всей геосинклинальной системы. В Динаридах этой стадии отвечает фаза шарьирования на рубеже эоцена и олигоцена. Можно полагать, что на процесс развития покровного сооружения в это время влияет как глубинный поддвиг со стороны внешних зон, так и встречный надвиг со стороны внутренних. Если в тылах системы в это время происходит расширение земной коры, с чем связаны и вулканизм и само возникновение здесь молассовых впадин, то мы вправе полагать, что данная обстановка может вызвать надвиговое перемещение материала от внутренних участков системы к ее внешним частям. Это надвиг к периферии, обусловленный раздвигом в тылах (см. рис. 91, б). В геологической истории Динариды мы не находим никаких признаков того, что подобный раздвигово-надвиговый механизм действовал бы здесь ранее. По-видимому, он дает о себе знать впервые лишь на средней стадии развития покровного сооружения. Возможно, в это время суммируется действие обоих механизмов — продолжающегося поддвига со стороны «рамы» под геосинклинальную систему и встречного надвига из внутренних зон геосинклинали, чем и может быть обусловлена максимальная интенсивность образования шарьяжей.

На поздней стадии развития в тылах системы еще продолжается андезитовый вулканизм, а участки молассовой седиментации перемещаются во внешние зоны. Проявляющаяся в это время заключительная фаза шарьирования (конец олигоцена — ранний миоцен в Динаридах) характеризуется умеренными перемещениями, которые могут вызываться отчасти теми же общими механизмами, которые действовали ранее, а отчасти гравитационным перераспределением материалов.

Вместе с фронтом главных аллохтонных шарьяжей от внутренних частей геосинклинали к ее периферии мигрирует и зона предфронтальных опусканий — окраинный субокеанический прогиб, быстро заполняющийся флишем с обильными олистостромами. В конце мела — начале палеогена в Динаридах такой «перешарьяжной депрессией» был Пиндский прогиб, а на рубеже эоцена и олигоцена — флишевый прогиб внешнединарских зон. Возможно, само образование депрессий подобного рода связано с действием механизма субдукции под геосинклиналь.

Описанный ход формирования покровного сооружения приводит, в частности, и к тому перерождению палеотектонических зон, которое препятствует образованию нормальных антиклинорий и синклинорий (на месте геантиклиналей и частных геосинклинальных трогов соответственно). С точки зрения разломной тектоники сущность этого явления заключается в том, что граничные разломы, разделяющие зоны в обстановке горизонтального перемещения материалов, приобретают вблизи поверхности субгоризонтальное положение. В результате оказываются нарушенными и стратиграфическая последовательность и морфология структур, которые могли бы здесь образоваться при отсутствии больших горизонтальных передвижений. Это перерождение, как показывают приведенные данные, начинается еще в ходе геосинклинального процесса — вместе с первыми подвижками шарьяжей.

ЗНАЧЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПОДДВИГОВ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ

Итак, глубинные части большинства структурно-фациальных зон Динарид смещены далеко к тылам складчатой системы по отношению к выходам соответствующих пород на земную поверхность. Такие соотношения между поверхностными и глубинными участками структур совершенно естественны для областей интенсивного развития шарьяжей. Чтобы беспристрастно решить, явились ли они результатом «активного надвига» внутренних зон на внешние или, наоборот, глубинного поддвига» извне к тылам системы, — необходимо оценить возможную степень расширения внутренних зон вблизи поверхности и решить: что более правдоподобно — «удлинение чехла» (вкрест простирания) или же сокращение «фундамента»?

В данном случае под активным надвигом подразумевается процесс, который связан с общим «выдавливанием» или подъемом вещества внутренних зон из глубоких недр или же с растяжением в тылу складчатой системы, в результате чего вблизи поверхности вещество начинает перемещаться в горизонтальном направлении от тыловых участков к периферии, толкая впереди себя «чехол» внешних зон. Таким образом, этот процесс, имеющий глубинное происхождение, должен найти отражение на уровне «супраструктуры», где наблюдаются частные надвиги и тектонические покровы.

Синхронные покровообразованию эндогенные явления во внутренних Динаридах и Сербско-Македонском массиве, как дальнем тылу Динарской системы, могут быть сведены в три группы:

1) внедрение гранитоидов во второй половине мезозоя (вероятно, в мелу или на рубеже юры и мела);

2) некоторый, очень незначительный метаморфизм в середине мела и на рубеже мела с палеогеном;

3) андезитовый вулканизм в позднем палеогене и, главным образом, в раннем миоцене, сопровождающийся внедрением комагматичных гипабиссальных гранодиоритов.

Интенсивность и масштабы проявления перечисленных процессов или не очень большие или совсем незначительные, по крайней мере на современном эрозионном срезе. Следы альпийского регионального метаморфизма здесь едва заметны; это метаморфизм эпизоны в начальной стадии его развития. Выходам гранитоидов мезозойского или неустановленного возраста в Вардарской зоне и в Пелагонидах принадлежит менее сотой доли площади. Значительно большую роль играют продукты андезитового вулканизма. Площади их распространения в Вардаро-Копаоникской зоне и прилегающей части Сербско-Македонского массива составляют примерно 1/8—1/10 общей территории соответствующих районов. Площадь выходов гранитов, гранодиоритов и тоналитов того же возраста приблизительно в 10 раз меньше.

Знаменателен относительно больший размах проявления андезитового вулканизма по сравнению с другими эндогенными процессами в середине и конце альпийского цикла (не считая тектонических движений). Времени, к которому были приурочены извержения андезитов, соответствует наиболее отчетливо выраженная фаза продвижения тектонических покровов. В это время породы различных внутренних зон, перекрыв друг друга, были шарьированы на внешние, и в последних сформировались параавтохтонные покровы. Если, как считают некото-

рые исследователи, андезитовый вулканизм начался еще в эоцене, то речь должна идти о том, что время его развития отвечает двум фазам продвижения шарьяжей: 1) — на рубеже эоцена и олигоцена и 2) — в самом конце палеогена и раннем миоцене. Напомним, что это — фаза самых крупных и резких (по темпу) структурных перестроек, какие только наблюдаются во фронте аллохтонных шарьяжей и впереди них.

Важность этапа андезито-гранодиоритового магматизма в развитии геосинклинальных систем и островных дуг неоднократно подчеркивалась многими исследователями. Если геосинклинальный процесс в целом направлен к формированию земной коры континентального типа, то вынос андезитового вещества из мантии приобретает особое значение. Недаром обращают внимание на то, что средний состав континентальной коры очень близок среднему составу андезитов.

Таким образом, среди всех рассмотренных эндогенных явлений, которые имели место во внутренних Динаридах с мела до раннего миоцена, наибольшего внимания заслуживает андезитовый вулканизм. Однако его влиянием никак нельзя объяснить огромную разницу в ширине одних и тех же зон — Субпелагонской и Пелагонской на двух различных уровнях — у поверхности и на уровне инфраструктуры. Этот вулканизм проявился в более тыловой части области, лишь немного затронув северо-восточную окраину Пелагонид. Возможно, он сопровождался умеренным расширением Вардаро-Копаноикской зоны. Более внешние структурные единицы вследствие этого могли подвергнуться некоторому сжатию, но никакого увеличения их ширины в это время быть не могло. Кроме того, сжатие здесь (как и в самой Вардаро-Копаноикской зоне) происходило и ранее — в «ларамийскую» и отчасти «австрийскую» фазы (если пренебречь еще более ранними движениями на рубеже юры и мела), задолго до начала андезитового вулканизма.

Что касается других процессов — альпийского регионального метаморфизма и гранитоидного плутонизма, то их влияние на общую структуру Динарид как покровного сооружения кажется еще менее значительным. Правда, вряд ли в настоящее время существуют методы, которые позволили бы по наблюдаемым проявлениям подобных процессов точно рассчитать увеличение объема земной коры данного региона. Это тем более трудно, что слабый эпизональный метаморфизм с глубиной может сменяться мезо- и катазональным. Точно так же можно предполагать и изменение масштабов гранитоидного магматизма на глубинах, не вскрытых эрозией. Но, несмотря на все эти допущения и оговорки, почти не подлежит сомнению, что во всей шарьированной пластине Пелагонид, даже на уровне ее подошвы, во время перемещения покровов не было общей мобилизации вещества, которая привела бы к его пластическому течению. Древние гнейсово-сланцевые толщи и гранито-гнейсы фундамента вместе с прорывающими их более поздними гранитоидами ведут себя как жесткий материал, который испытывает скальвание при шарьяжеобразовании, что хорошо видно, в частности, в районе Олимпа. Тектонических покровов пеннинского типа здесь не существует.

Если общую конечную структуру Динарид как покровного сооружения нельзя в полной мере объяснить активным надвигом внутренних зон на внешние и теми процессами, которыми он мог быть обусловлен, то неизбежен противоположный вывод. Необходимо обратиться к механизму глубинного поддвига. Это не означает, что рассмотренные про-

цессы должны сбрасываться со счета. Они, безусловно, входят в число положительных факторов покровообразования, поскольку выражают высокую мобильность и тектоно-магматическую активность внутренних зон. Однако только с привлечением поддвигового механизма могут быть поняты те необычайные структурные отношения, при которых корни некоторых внутренних зон оказались предельно сжатыми.

Возможно, между активным надвигом и встречным поддвигом существует причинная взаимозависимость, или оба они являются выражением какого-то более общего процесса. С этим процессом может быть связан и андезитовый вулканизм, с которым так хорошо синхронизируются самые важные и крупноамплитудные перемещения шарьяжей.

К выводу о большом значении поддвигов при формировании шарьяжей склоняются многие исследователи (Kraus, 1968, а, б; Grümpel, 1975; Amstutz, 1965; Руженцев, 1971; Ажгирей, 1977; Белостоцкий, 1977). Действие этого механизма как фактора покровообразования в той или иной степени признавалось и в прошлом сторонниками различных теорий тектогенеза. Например, еще при самом зарождении теории подкоровых конвекционных течений, в 1906 г. он постулировался О. Амферером, а затем А. Риттманом, Р. Венинг-Мейнезом и их последователями. Сочетание поддвига с надвигом подразумевалось в мобилистической концепции Э. Аргана (Argand, 1911; Арган, 1935). В более ограниченных масштабах тот же механизм находил применение и в построениях тех ученых, которые придерживались теории контракции,—Альб. Гейма, Л. Кобера и др. Неограниченные перспективы для его использования открывает современный мобилизм, признающий конвекционные течения в мантии в очень большом объеме.

Одним из самых убедительных подтверждений реальности этого механизма за пределами Динариды может служить анализ структур западной части Восточных Альп (рис. 92). Представленные здесь покровы Сильвретты, Штубайско-Эцгальских и Энгадинских Альп, которые сложены главным образом породами докембрийского фундамента, переработанного палеозойской складчатостью, в альпийское время реагировали на тектонические напряжения как жесткие пластины, отделенные друг от друга плоскостями скола. Самые верхние пластины — «рубцовые покровы», по Э. Краусу, — задержались на месте у главного рубца Альпийского сооружения, к югу от которого (в фундаменте Южных Альп) представлен практически тот же комплекс пород. Это сходство комплексов пород по обе стороны рубцовой зоны заслуживает особого внимания. Многими исследователями отмечалась большая близость фаций мезозойских (прежде всего, триасовых) отложений верхних покровов Северных Известняковых Альп с фациями одновозрастных толщ Южных Альп, что указывает на отрыв упомянутых покровов от их основания где-то вблизи зоны рубца. Теперь мы видим, что и породы фундамента, входящие в Альпийское покровное сооружение, которые остались близ рубца или над ним, обнаруживают определенное родство по отношению к породам фундамента Южных Альп. То же самое можно сказать и о верхнепалеозойской серии. Итак, верхние покровы здесь практически почти не сместились. Залегające ниже покровы несколько продвинулись (на 20—25 км) к юго-юго-востоку и погрузились своими южными краями в зону рубца, что хорошо видно по расположению отдельных полос орто- и парагнейсов, гранито-гнейсов и т. д. Наблюдаемые соотношения могли возникнуть только в резуль-

тате поддвига. Поскольку древний кристаллический комплекс (Верхнеили Восточноальпийский) подстилается Нижне-Восточноальпийским, куда входят палеозойские и мезозойские породы, а тот в свою очередь подстилается Пеннинским (тектонические окна Энгадина и Высокого Тауэрна суммарная амплитуда поддвига Пеннид здесь может достигать 200 км.

Замечательная особенность этого района заключается в том, что наименее смещенные «рубцовые покровы» являются одновременно и наиболее аллохтонными по отношению к подстилающим комплексам. По всей вероятности, общее направление поддвигового перемещения в рубцовые зоны Альп со стороны Центрально-Европейского кратона было юго-юго-восточным. Упираясь в северный выступ Южно-Альпийского (Итало-Динарского) блока, овальная Штубайско-Эцтальская сколовая пластина задержалась у самой вершины угла, образующего линиями Джудикария и Пустерия. Здесь наиболее отчетливо выражена крупноамплитудная покровная тектоника Восточных Альп, тогда как в более восточной части области, вдалеке от этого выступа она выражена гораздо слабее (см. рис. 7).

Данные по Западным Альпам также не противоречат выводу о важнейшей роли глубинного поддвига. Даже строение нижнепеннинских покровов Симплоне-Тессинского района с их мобилизованными гранито-гнейсовыми «ядрами», которые испытали пластическое течение от тыла к фронту, кажется трудно объяснимым без встречного движения («заглатывания») осадочной оболочки в виде глубоко погруженных клиньев (см. рис. 6). Если в качестве частного механизма, объясняющего такие структуры в локальных масштабах, можно было бы допустить явление «подсоса» вещества под движущийся кверху гранито-гнейсовый материал, то подобное объяснение не соответствует реальной общей геодинамической обстановке формирования Альпийского сооружения в целом. Как в Восточно-Альпийской области Штубайско-Эцтальский рубцовый шарьяж оказался прижатым с северо-северо-запада к встречному выступу Южно-Альпийского блока, так и в Западных Альпах против второго обращенного в эту же сторону выступа (резкого поворота Инсубрийской линии) возникло нагромождение Нижнепеннинских покровов — Тессинская «кульминация» (см. рис. 2). Существование в первом случае типичных сколовых пластин жесткого фундамента, а во втором — пластически выжатых тел мобилизованного глубинного материала, вероятно, выражает разную реакцию земной коры на условия сжатия в Западных и Восточных Альпах. Кроме того, следует иметь в виду, что, по мнению ряда исследователей, при формировании Пеннинских покровов Западных Альп определенную роль наряду с зонами реоморфизма играли и поверхности скола (Tromsdorf, Wenk, 1965; Amstutz, 1965; Ellenberger, 1965, и др.).

О том же геодинамическом механизме глубинного поддвига свидетельствует обстановка в рубцовой зоне Гельветид. Если зона Урзерен была местом, откуда произошли такие покровы, как Веррукано (Гларнский) и Друзбергский, первоначально связанный с Тавечским блоком фундамента, и если ныне этот блок оказался прижатым вплотную к Аарскому массиву, то при амплитуде шарьяжей 30—40 км участок фундамента минимум в 30 км шириной должен был каким-то образом исчезнуть, на что не раз обращали внимание исследователи Альп (Grütnru, 1969; Лаубшер, 1976). Очевидно, этот участок испытал глубинный подвиг под Готтардский массив.

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16



Не противоречит ли вывод о глубинном поддвиге со стороны платформенной рамы под геосинклиналь тому факту, что сам процесс продвигается в обратном направлении? Не должна ли при данной геодинамической обстановке в первую очередь мяться внешняя часть области? Для правильного ответа на поставленный вопрос нужно помнить о том, где расположена наиболее мобильная зона и как она должна реагировать на сжатие геосинклинальной области, чем бы оно не вызывалось. Если максимально подвижна самая внутренняя часть системы (а это так и есть в действительности), то именно здесь и проявятся ранние фазы тектонических движений в форме латерального сокращения глубинной структуры, в результате чего на поверхности образуются шарьяжи. Естественно ожидать, что в следующую фазу аналогичные события произойдут в более внешней зоне, поскольку внутренняя уже значительно сжата. Так, шаг за шагом процесс шарьирования может мигрировать ко все более внешним частям формирующегося сооружения, даже в том случае, если сжатие вызвано поддвиговыми перемещениями со стороны «рам».

Подчеркивая большое значение поддвигового механизма при шарьяжеобразовании, мы должны пересмотреть многие привычные представления. Например, когда мы говорим о движении шарьяжей в определенную сторону, — к периферии геосинклинальной системы, следует помнить, что речь идет лишь об их относительном перемещении. Когда говорится о фронте шарьяжа, это может соответствовать «тылу поддвиг» или, точнее, тыловой границе того участка, под который ушла поддвиговая плита. С точки зрения относительного перемещения это все-таки фронт шарьяжа.

Если исходить из представления о крупных региональных поддвигах или субдукции литосферных плит, то, может быть, преодоление сил сцепления у земной поверхности нельзя считать решающим условием для продвижения шарьяжей. В случае субдукции для «свободы продвижения» в первую очередь требуется возможность «заглатывания» поддвигающихся плит. Конечно, силы сцепления в «тылу поддвиг», или во фронте шарьяжей, требуют преодоления. Но при данной постановке вопроса видна второстепенность этих явлений (по их масштабам) и основная задача заключается в объяснении того, что должно происходить с блоками, подверженными субдукции, чтобы могло реализоваться их движение вниз и к тылам складчатого или покровного сооружения. Это представляет сложную проблему, решение которой кажется необходимым с точки зрения общих теорий и в свете данных по изучению

Рис. 92. Схема строения западной части Восточных Альп. Составлена на основе обзорной геологической карты Австрии (Geol. Übersichtskarte Rep. Österreich, 1966).

Центральная зона Восточных Альп: 1 — неметаморфизованная осадочная серия, отвечающая мезозою или части мезозоя (местами возможно верхам палеозоя); 2 — филлитовая серия нижнего палеозоя (возможно, отчасти верхнего докембрия); 3—5 — верхнедокембрийский кристаллический комплекс: 3 — слюдяные сланцы, 4 — парагнейсы, 5 — ортогнейсы (главным образом, гранито-гнейсы); 6 — зона Северных Известняковых Альп (а) и Граувакковая зона (б); 7 — Нижне-Восточноальпийская зона; 8 — Пенниды; 9 — Рейнско-Дунайская флишевая зона; 10 — Гельветиды; 11—12 — Южные Альпы; 11 — палеозойские породы (главным образом, пермские вулканиты), 12 — мезозойские отложения; комплекс основания Южных Альп аналогичен докембрийскому кристаллическому комплексу Центральной зоны Восточных Альп (знаки 3 и 4).

13 — третичные граниты, гранодиориты, монцититы, адамеллиты рубцовой зоны; 14 — молассы Предальпийского прогиба; 15 — границы крупнейших тектонических покровов; 16 — главные тектонические швы.

Отдельные плоские блоки (покровы): С — Сильвретта, ЭА — Энгадинские Альпы, Ш—ЭА — Штуйбайско-Эцтальские Альпы

тектонических покровов. Вместе с тем процессы, происходящие во фронте шарьяжа, более доступны для непосредственного наблюдения, чем то, о чем здесь говорится. Их реальная физическая природа может быть достоверно выяснена. Этим и определяется важность их изучения для разработки общей теории шарьяжей.

Если связывать региональные поддвиги с конвекцией в мантии, как это принято в концепции новой глобальной тектоники,— субдуктивное поглощение литосферной плиты, которая уходит под зону Бенюфа, не может быть бесконечным. В зоне столкновения континентальных блоков друг с другом (например, в Альпах или, в особенности, в Гималаях) движение литосферных плит сначала должно быть сильно затруднено, а затем может полностью приостановиться. Однако мощные конвекционные токи от этого не перестанут действовать, если они в самом деле существовали. В таких случаях материал астеносферы с его пониженной вязкостью должен «проскальзывать» под замедляющими свое движение плитами (обычно они, как предполагается, дрейфуют на его поверхности с той же скоростью, с которой движется он сам). Это «проскальзывание» затруднено трением в основании литосферы, в результате чего внутри нее могут возникнуть огромные сколовые напряжения. Чем больше величина и скорость проскальзывания астеносферного слоя, чем больше трение на его контакте с литосферными плитами,— тем значительнее будут напряжения в пределах этих плит, тем больше в них будет крупных субгоризонтальных сколов, и в конечном итоге тем больше нагромоздятся здесь друг на друга мощные пластины тектонических покровов.

Так, в самом общем виде можно представить вероятную связь между движениями целых литосферных плит и более частными региональными поддвигами, которые непосредственно влияют на процессы шарьяжеобразования. Естественно, само представление о движении целых литосферных плит и конвективном течении астеносферного материала является лишь предположением.

* ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ ЛИТОСФЕРЫ И «ОВАЛЫ РАСШИРЕНИЯ»

В свете рассматриваемых данных вывод о механизме глубинного поддвига кажется неизбежным. Однако существуют и определенные ограничения в его применении.

Поддвиг не может быть направлен со всех сторон под складчатую систему, если она образует в плане круто изогнутую дугу (с малым радиусом кривизны), как, например, западная часть Западных Альп, Восточные и Южные Карпаты, складчатая дуга Калабро-Сицилийского региона, Гибралтарская дуга и т. д. На это ранее уже обращали внимание многие ученые, в том числе Г. Штилле. Для объяснения поддвига под крутые вершины дуг пришлось бы допустить существование слишком большого количества мелких плит или блоков литосферы, которые были бы разделены промежутками, заполненными пластичным материалом. Иначе эти блоки, соприкасаясь своими краями, не могли бы продвигаться по радиальным направлениям под вершину дуги, как к центру своего рода воронки поглощения. Следы такого центростремительного сдвигания блоков с разных сторон к вершинам дуг нигде не известны. Даже если поддвиг с разных сторон под вершины дуг был бы

возможен за счет некоторой пластичности материала литосферы, то и в этом случае неизбежно возникли бы радиальные зоны сжатия, сходящиеся в виде лучей к центру «воронки». Эти зоны должны были бы выразиться в соответствующих дислокациях чехла. Ничего подобного в действительности не отмечается.

Следовательно, пытаясь связать формирование складчатых или покровных сооружений с действием общего поддвигового механизма, мы обязаны в своих построениях оперировать достаточно крупными блоками, каждый из которых должен двигаться в одном направлении. Так, для всей области альпид Тетиса можно предполагать некоторое сближение Африкано-Аравийского и Индостанского блоков с Евразией, чем бы оно не вызывалось (влиянием мировой системы океанических рифтов; изменением ротационного режима Земли под воздействием приливного трения; уменьшением объема земного шара или еще какой-нибудь причиной). В пределах Европы и прилегающих регионов Средиземноморья можно наметить дифференцированное горизонтальное перемещение Западно-Европейского блока под Альпы и Западные Карпаты к юго-юго-востоку (о чем сказано выше), Мизийского блока («Валахской шпоры», по Г. Штилле) — на запад, под участок соединения Карпат и Балканид, наконец, Африканской платформы — на север, под Телль-Риф, Атлас и южный край Калабры-Сицилийской дуги (см. рис. 1). В известной мере подвижным в альпийское время был и древний шов, отделяющий Восточно-Европейскую платформу от Западно-Европейского блока — так называемая линия Торнквиста, вдоль которой расположены Датско-Польский авлакоген и его юго-восточное продолжение вплоть до Добруджи и Придобруджинской депрессии. Примечательно, что фронтальный край северо-восточного сектора Карпат и граница Предкарпатского прогиба с Восточно-Европейской платформой образуют отрезок той же прямой линии или находятся рядом и параллельно с ней. Еще одна параллельная зона дислокаций — вал Помпецкого, расположенный на территории Западно-Европейского блока, также четко выделяется в современной структуре. Однако, если Восточно-Европейская платформа и «обжимала» окраины Карпат и прилегающих к ней блоков, то во всяком случае нельзя говорить о таком крупном субдуктивном процессе, при котором под Карпатской дугой был бы поглощен некий участок океана. Подобное предположение противоречит всей сумме известных геологических фактов по смежным территориям.

Что касается Мизийского блока, то он имеет достаточно отчетливые разломные ограничения с северной, южной и западной сторон (можно предполагать еще одно такое же ограничение с востока — в Черноморской впадине), что дает ему возможность перемещаться в широтном направлении. Африкано-Аравийский блок мог двигаться к северу целиком или с разделением на глыбы второго порядка. О возможном перемещении некоторых относительно небольших блоков внутри подвижного пояса альпид Средиземноморья будет сказано ниже.

Предположение о характере и направлениях горизонтальных движений литосферы в области Средиземноморья, Альп и Карпат согласуется с представлениями многих авторов и соответствует определенной группе фактов. Однако намеченная крупная мозаика блоков с присутствующими им направлениями перемещения не объясняет в полной мере очертаний складчатых дуг. При этом недостаточно полной оказывается и картина пространственного распределения и направления глубинных

поддвигов. Наблюдаемый в действительности план расположения структур, вероятно, мог бы возникнуть, если бы встречные горизонтальные движения крупных блоков дополнялись приповерхностным перетеканием материала из внутренних зон к периферии в вершинах самых крупных дуг, а также существованием отдельных «овалов расширения» рифтового типа в области междугорий — в тылу дуговых складчатых систем.

Влияние первого из этих двух предполагаемых факторов особенно правдоподобно в вершине Гибралтарской дуги и во франко-итальянских Западных Альпах. Если глыба Иберийского полуострова, как часть Западно-Европейского блока, двигалась навстречу Африканской платформе, то это могло вызвать крупные поддвиги с севера под Бетскую Кордильеру и с юга — под Телль-Риф. Но в вершине дуги, в районе Гибралтара находятся шарьяжи западной вергенции, которые могли явиться результатом выдавливания материалов из осевой части дивергентного сооружения. Логично допустить, что такое выдавливание материалов к вершине дуги было тем более интенсивным, чем больше сближались Европейский и Африканский кратоны или, иными словами, чем сильнее действовали встречные глубинные поддвиги с севера и юга (т. е. с боковых сторон по отношению к дуге).

Очень сходный план структур наблюдается в юго-западной части Западных Альп, между южным концом Юрских гор и Генуэзским заливом (см. рис. 1). Если Западно-Европейский блок двигался под Альпы к юго-юго-востоку, а навстречу ему в результате глубинной переработки материала выжимались шарьяжи Симплона и Тессина, то западнее массива Монблан покровы перемещались под прямым углом к этому главному направлению. Их движение было ориентировано в среднем на запад-юго-запад (с отклонением на южном фланге до юго-юго-западного направления).

В самой вершине дуги, между массивами Пельву и Аржантера и юго-восточнее последней аллохтонные покровы Пеннид шарьированы далеко на юго-запад по поверхности Гельветид. Кроме пород Бриансонской и Суббриансонской зон здесь присутствует флиш с гельминтоидами, переброшенный из наиболее внутренней части сооружения, испытавшей сильнейшее сдавливание. Гельветская (Дофинейская) зона в этом месте, наоборот, полностью автохтонна и достигает значительной ширины в противоположность тому, что наблюдается на северной окраине Альп. Максимальной ширины здесь достигают и внешние кристаллические массивы — Аржантера и особенно Пельву (последний совершенно изометричен), тогда как все массивы, простирающиеся на северо-восток или восток-северо-восток, от Белльдона до Аарского и Готтардского, узки и длинны. К запад-юго-западу от максимального расширения Гельветской зоны тянутся впадины типа молассовых прогибов: бассейн Валансоль и впадина низовьев Роны. Они вытянуты перпендикулярно к структурам Альп в вершине дуги. Близкое к широтному простираение имеют и так называемые цепи Прованса, образованные в результате дислокаций платформенного чехла в эпоху альпийской складчатости. Здесь же в мелу существовала субширотная Воконтская впадина платформенного типа (Жинью, 1952; Debelmas, Lemoine, 1970).

Таким образом, весь план расположения структур самой западной части Альп и прилегающего региона свидетельствует о проявлениях тангенциального сжатия (которое, возможно, чередовалось с фазами расширения) в направлении юго-юго-восток — северо-северо-запад.

Оформлению крутого, но плавного изгиба структур, как и в случае с Гибралтарской дугой, могло способствовать приповерхностное перетекание материала из внутренних зон к периферии области. Фланговому «обжиманию» дуги Западных Альп и оформлению ее резкого заворота на юге, вероятно, способствовали дифференцированные перемещения Корсико-Сардинского и Итало-Динарского (Апулийско-Карнийского) жестких блоков, о чем мы будем говорить далее.

Особого внимания заслуживают своеобразные «овалы расширения», или участки «ареального спрединга»*, в тылу дуговидных складчатых систем и островных дуг. Речь идет об участках типа Тирренской и Балеарско-Альборанской впадин в Средиземноморье или вообще о субокеанических (малых океанических) котловинах внутренних и окраинных морей. К структурам этого же типа, по-видимому, относятся и некоторые межгорные впадины, например, Паннонская, несмотря на то, что в настоящее время она находится на суше.

Как известно, для впадин данного типа характерны следующие особенности:

1) пространственное положение в тылу дугообразно изогнутых складчатых систем или островных дуг;

2) отчетливые следы растяжения, которые обнаруживаются различными методами — как по структурно-геологическим и топографическим признакам, так и по ориентировке напряжений в очагах землетрясений;

3) мощный орогенный вулканизм на окраинах;

4) повышенный тепловой поток;

5) положительные изостатические гравитационные аномалии;

6) утонченная, по сравнению с континентальной, земная кора, однако, как правило, не являющаяся по своим геофизическим параметрам типично океанической, что позволяет думать о каких-то процессах переработки первоначально существовавшей здесь литосферы.

Сказанное целиком относится к впадинам данного типа в пределах Средиземноморья. Балеарско-Альборанская впадина отделяет складчатую систему Телль-Рифа и Атласа на юге от системы Бетской Кордильеры и ее продолжения в виде гряды Балеарских островов на севере, а с западной стороны обрамляется Гибралтарской дугой. Тирренская впадина отделяет Апеннинский полуостров от блока Корсики и Сардинии с шарьированным на него альпийским геосинклинальным комплексом (который представлен на восточном берегу Северной Корсики) и обрамляется на юго-востоке Калабро-Сицилийской дугой. Аналогичным образом Паннонская впадина отделяет обширную дугу Западных, Восточных и Южных Карпат (до их соединения с Балканами) от Динарид. Еще одна, вероятно, самая молодая и энергично развивающаяся впадина, которую можно по ряду признаков сравнить с перечисленными, расположена в Эгейском море. Она отделяет Критско-Родосскую островную дугу (соединение Эллинид с Тавридами) от Балканид, накладываясь на погруженные участки срединных и внутренних массивов, а также на эвгеосинклинальные зоны альпийского возраста. Во всех случаях вергентность складчато-покровных сооружений направлена «центробежно» от этих впадин.

* Термин «ареальный спрединг» в применении к рассматриваемым явлениям введен В. В. Козловым и Е. Д. Сулиди-Кондратьевым (1976).

Признаки растяжения устанавливаются не только на суше в межгорных впадинах, но и в соответствующих морских бассейнах. Здесь известна целая мозаика горстов и грабенов, которые ограничены наклонными сбросами. По наземным наблюдениям это хорошо видно в Паннонской впадине, а по данным морских исследований (батиметрическим съемкам и геофизическому профилированию с применением МОВ) обнаружено и на отдельных участках морского дна, например, в Альборанском море (Giermann et al., 1968; Glangeaud et al., 1970; Корсаков, 1972, и др.). В последнем случае обнаруживается связь подводных вулканических построек с сеткой разломов, разделяющих блоки. Рельеф, обусловленный дифференцированными перемещениями блоков, в значительной мере погребен под плиоценовыми и четвертичными отложениями общей мощностью до 1500—1700 м. Однако процесс растяжения продолжается и ныне, о чем свидетельствуют данные по ориентировке напряжений в очагах землетрясений как в Альборанской впадине, так и на периферии Тирренской (Широкова, 1967; Ritsema, 1969).

Особо характерны признаки растяжения по краям впадин, на их стыке с внутренними зонами обрамляющих складчатых сооружений (Закарпатская грабенообразная впадина, Савский и Дравский грабены; мульды опускания по краям Тирренского моря; грабен к югу от Альборанского подводного хребта и т. д.). К этим же участкам приурочены наиболее значительные проявления орогенного вулканизма — олигоценового и миоценового в тылу Западных Карпат, а также в системах Тель-Рифа и Бетской Кордильеры, плиоцен-четвертичного в тылу Восточных Карпат, на территории побережья Апеннин и в Сицилии (Милановский, Короновский, 1973). С более ранними, олигоцен-миоценовыми, проявлениями вулканизма, которые Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский относят к раннеорогенной стадии, ассоциируется и гранитоидный (главным образом, гранодиоритовый) плутонизм. Преобладающей геологической ситуацией, при которой развиваются мощные магматические процессы орогенного этапа, эти авторы считают обстановку междугорья от срединных массивов, типа Родопского, до межгорных (сухпутных) и субокеанических морских впадин. Если центральные участки впадин характеризуются субокеанической корой, почти без гранитного слоя, в них представлены подводные базальтовые вулканы. Лишь на самой периферии этих бассейнов, где присутствует типично континентальная кора, сформированная в процессе развития обрамляющего складчатого сооружения (которое частично охвачено тыловыми погружениями), появляются более разнообразные вулканы, от липаритов до базальтов, и гранитоидные интрузии.

Очень многие исследователи придают особое значение вопросу о повышенном тепловом потоке в пределах окраинных морей, или «малых океанов». При этом указывается, что в окраинных морях — между континентами и цепями островов — представлены области с достаточно высоким энергетическим уровнем и что источник тепла, вызывающий термическую аномалию, здесь должен находиться на небольшой глубине — приблизительно на 100 км или несколько более (Packham, Falvey, 1971); выдвигается представление о глубинном мантийном (Oxburgh, Turcotte, 1971) или «термальном» диапире (Karig, 1971), действием которого объясняются эндогенные процессы в тылу островных дуг. Рассматриваемые участки Средиземноморья в этом отношении, очевидно, не представляют исключения. Во внутрикарпатской области величина теплового потока более чем вдвое превышает его нормальное

значение (2,47 против 1,18). Большое количество тепла выделяется и по периферии Тирренской области (Милановский, Короновский, 1973).

Мощность земной коры под Паннонской депрессией уменьшена по сравнению с окружающими континентальными территориями, в среднем до 25 км (Scheffer, 1963). В сторону Карпат мощность коры скачкообразно (с резкими перепадами по глубинным разломам) увеличивается и достигает под внешнекарпатскими зонами 50—55 км. То же самое, как уже было отмечено выше, наблюдается и к юго-западу — к внешним Динаридам (но с менее резкими перепадами). Мощность земной коры в глубоководной части Балеарско-Альборанской впадины, по видимому, менее 10 км. Даже в районе Гибралтара, где растяжению подверглась сформированная в альпийское время кора Гибралтарской дуги, ее мощность местами уменьшается до 8—9 км, возрастая в сторону Иберийского блока до 25 км и более (Clangeaud et. al., 1970). По некоторым данным, под нижним («базальтовым») слоем коры в Балеарском море находится вещество несколько пониженной плотности по сравнению с нормальной мантией; оно характеризуется скоростью сейсмических волн 7,4—7,5 км/с.

Под центральной частью Тирренского моря, также на небольшой глубине, обнаружен материал со скоростью сейсмических волн 7,2 км/с. Зона поднятия этого материала протягивается вдоль оси Тирренской впадины, вероятно, через район Генуи в зону Ивреа в Западных Альпах, где гребень поднятия зарегистрирован на глубине около 10 км от земной поверхности; скорость сейсмических волн здесь составляет 7,2—7,4 км/с. Такое поднятие материала с несколько пониженной плотностью по сравнению с нормальным веществом верхней мантии может интерпретироваться двояко. Это или своего рода диапир разуплотненной (и разогретой?) мантии или же линза вещества, образованного в результате взаимодействия и перемешивания материала мантии и коры (скорость сейсмических волн в базальтовом слое 6,4—6,7 км/с, а в самых верхах верхней мантии 8 км/с и более). Для проверки второго объяснения особый интерес представляет тот факт, что под «телом Ивреа» с указанной скоростью сейсмических волн — на глубине около 45 км от земной поверхности прослеживается граница раздела Мохо, ниже которой зарегистрирована скорость сейсмических волн 8,15 км/с (Беркхемер, Херси, 1970).

Крупные региональные изостатические гравитационные аномалии положительного знака под впадинами рассматриваемого типа, в частности, под Паннонской, Тирренской и Балеарско-Альборанской, наводят на мысль о каком-то активном антиизостатическом процессе, вызывающем подъем всех глубинных поверхностей раздела, — например, позволяют предполагать о наличии возмущений астеносферного слоя (Артемьев, 1962, 1971). Последнее, как будто бы, подтверждается результатами исследований М. Дж. Берри и Л. Кнопфа по Западному Средиземноморью (Beggy, Knopoff, 1967). В районах Южной Сардинии и Восточной Испании астеносфера, по их данным, располагается в интервале глубин от 100 до 250 км, а в Балеарском море между этими районами поднимается приблизительно на 50 км выше. Здесь ее верхняя и нижняя границы находятся соответственно на глубинах около 50 и 200 км.

Происхождение и развитие структур, о которых идет речь, далеко еще не ясны, но перечисленные особенности их позволяют судить о многом. Чтобы еще более приблизиться к пониманию их природы, напомним

ним о противолежащих по отношению к ним структурных элементах, которые расположены перед фронтом формирующихся складчато-покровных сооружений. Это или обычные континентальные платформы, или, в пределах Средиземноморья, периферические впадины, по номенклатуре Е. Е. Милановского (Милановский, 1964; Милановский Коронковский, 1973), или же плиты типично океанической коры, как это наблюдается, например, с внешней стороны островных дуг в западной части Тихого океана.

В Западном Средиземноморье выделяется периферическая впадина Лигурийско-Валенсийского бассейна. Ее окраины имеют, несомненно, континентальное происхождение. Так, в Лигурийское море была погружена южная часть эпиплатформенной складчатой зоны Прованса и восточное продолжение Пиренеев. Здесь же, по мнению некоторых исследователей, находилась обширная область размыва, откуда сносился терригенный материал олигоценового флиша Приморских Альп (Кюнел, 1964). Однако в настоящее время впадина имеет субокеанический характер. Мощность ее коры всего лишь 9—10 км, гранитный слой, очевидно отсутствует, а мощность осадков — в отличие от типично океанических бассейнов — значительна (Беркхемер, Херси, 1970).

Периферическая впадина восточной части Средиземного моря — к востоку от Сицилии — заложилась на опущенном северном участке докембрийской Африканской платформы. Этот участок испытал глубокие погружения, возможно, еще в палеозойское время (Милановский, Хаин, 1966) между Западно-Аравийской рифтовой системой и субмеридиональными разломами, обрамляющими Тунисско-Сицилийский блок. В южной части впадины находятся две глубоководные котловины — Центральная и Левантинская, где по геофизическим данным предполагается отсутствие гранитного слоя (Основные черты..., 1964). С северной стороны они окантмляются поднятием, или «центральной вало», для которого, как показывает профилирование морского дна с применением МОВ, характерно интенсивное смятие осадочной толщи (Беркхемер, Херси, 1970). Этот «вал» находится на продолжении структур Северо-Западной Сирии и южной части Кипра — блоков Бассита и Тродоса. Он может представлять собой погруженный в позднеальпийское время участок так называемой Александреттской зоны — переработанной в начале альпийского цикла северной окраины докембрийской платформы с позднебайкальским возрастом консолидации (Казьмин, 1966).

Более Северная, погруженная зона Восточного Средиземноморья, расположенная на западном продолжении Сейханского краевого прогиба Таврид и прогиба Месоария в Северном Кипре, далее переходит в типичный глубоководный Эллинский желоб. С этим желобом, который обрамляет с юга Критско-Родосскую дугу, совпадает интенсивная линейно вытянутая отрицательная изостатическая гравитационная аномалия большой протяженности (Артемьев, 1962, 1971). Менее сильные отрицательные аномалии расположены с внешней стороны Карпат, Альп, Апеннин, Бетской Кордильеры, а местами — с южной и юго-западной сторон альпид Северной Африки. Все они приурочены к крайвым прогибам.

Как известно, такое распределение изостатических гравитационных аномалий соответствует общепланетарной закономерности (Кропоткин, 1971б).

Наиболее глубокая часть Эллинского желоба находится в непосредственной близости к Критско-Родосской дуге (Беркхемер, Херси, 1970). В очагах землетрясений под этой дугой сжимающие усилия ориентированы перпендикулярно к ее простиранию, со значительным наклоном к горизонтальной плоскости (Напряженное состояние..., 1967; McKenzie, 1970).

Каким бы ни было происхождение межгорных впадин и бассейнов окраинных морей, не подлежит сомнению, что явления складко- и покровообразования в обрамляющих их системах каким-то образом взаимосвязаны с процессами, происходящими в них самих. Должен существовать какой-нибудь общий глубинный механизм, обуславливающий совместное развитие тех и других структурных элементов. В частности, оформление отчетливо дуговидных изгибов складчатых систем или гряд островов, проявление в них горизонтального сжатия, нагромождение складок и шарьяжей, вергентных в сторону от внутридуговых впадин (с одновременным утолщением сиалической коры) не могут быть случайными, когда в этих впадинах происходит центробежное растекание материала (с явлениями растяжения и утончения коры и поднятием всех глубинных поверхностей раздела). Растяжение в одних из этих элементов сопровождается сжатием в других, хотя точная возрастная корреляция явлений порой затруднительна. На существование таких не вполне еще ясных связей между «овалами расширения» в тылу складчатых систем и нагромождениями шарьяжей в самих этих системах обращали внимание многие исследователи Средиземноморья (Glangeaud, 1957, 1958, 1959; Glangeaud et al., 1970; Caire et al., 1961; Кер, 1976, Милановский, 1964; Милановский, Короновский, 1973; Maxwell, 1970, Szádeczky-Kardoss, 1975).

В работах большинства современных исследователей островных дуг образование окраинных морей освещается с позиций концепции новой глобальной тектоники (Karig, 1971; Oxburg, Turcotte, 1971; Packham, Falvey, 1971; Matsuda, Uyeda, 1971). Оно рассматривается как побочное следствие субдукции океанической плиты под островную дугу, как ограниченный спрединг в тылу «дуговых систем», косвенно обусловленный крупноамплитудным спредингом со стороны срединноокеанических хребтов. Данные о повышенном тепловом потоке, признаки растяжения земной коры и доказательства присутствия масс разуплотненной мантии на небольших глубинах под этими «малыми океаническими бассейнами» убеждают многих сторонников этой концепции в том, что происходящее здесь расширение ведет к миграции островной дуги в направлении ее выпуклости, в связи с чем формируется и сам дугообразный изгиб структур. Те авторы, которые приходят к заключению о действии глубинного мантийного диапира под окраинными морями, указывают, что он поднимается над зоной Беньофа на тех участках, где субдуктивно погружающаяся плита литосферы ушла на достаточно большую глубину (порядка 300—400 км), т. е. на участках позади вулканической дуги. Особенно полно этот механизм обосновывается в работах Д. Кэрига; значительно ранее он был предложен Е. Садечки-Кардошем (Szádeczky-Kardoss, 1966) при изучении Карпатской дуги. Таким образом, здесь намечается геодинамическая ситуация, сходная с той, которую мы предполагаем для областей покровной тектоники, где можно говорить о сочетании двух встречных движений: более глубинного — под складчато-покровную область и более поверхностного — к ее периферии.

Сказанное не означает, что в свете данных о шарьяжах обязательно должна быть принята концепция новой глобальной тектоники. С нашей точки зрения она не более чем гипотеза. Однако независимо от того, будем ли мы считать растяжение в тылах дуговых систем результатом субдукции литосферных плит или трактовать это явление как результат самостоятельного процесса,— большая роль «овалов расширения» в развитии складчато-покровных сооружений Альпийского пояса представляется очевидной.

СОВМЕСТНОЕ ДЕЙСТВИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕХАНИЗМОВ

Остается выяснить еще некоторые вопросы формирования покровных сооружений на примере альпид Средиземноморья при совместном действии общего сжатия подвижного пояса, механизма расширения в тылах складчатых дуг, а также других факторов, которые здесь проявились.

Относительное северное перемещение Африкано-Аравийского блока (вместе с плитой Восточного Средиземноморья) могло непосредственно вызывать в южной части Эллинид крупноамплитудные поддвиги, направленные на север. Общее сжатие подвижного пояса должно было аналогичным образом, хотя и в меньшей степени, влиять также на более северо-западные участки Динарид, в чем нетрудно убедиться путем простого построения параллелограмма сил. Но именно здесь могло сказаться дополнительное влияние второго фактора: на Итало-Динарскую область мог воздействовать Тирренский овал расширения, которому на северо-востоке противостоит овал Паннонской впадины.

Среди основных овалов расширения, занимающих тыловое положение по отношению к складчато-покровным сооружениям, для системы Динарид—Эллинид имеет особое значение впадина Эгейского моря. Она обладает многими чертами бассейнов рассмотренного типа (то же пространственное положение; промежуточный тип земной коры,— по крайней мере, на отдельных участках; мозаичность неотектонической структуры; новейший вулканизм на внешней периферии; положительная изостатическая гравитационная аномалия). Самым типичным участком с субокеаническим дном здесь является узкая впадина Критского моря позади Критско-Родосской дуги. Сходство последней с современными «живыми» дугами островов в западной части Тихого океана, продолжающееся функционирование сверхглубинного разлома под этой дугой, ясно выраженный глубоководный желоб с ее внешней стороны с протяженной интенсивной отрицательной аномалией силы тяжести, структурно-фациальная гетерогенность всей Эгейской области и очень резкая положительная гравитационная аномалия на ее месте (Артемьев, 1971) позволяют думать, что процесс развития субокеанического бассейна здесь начался недавно. Впадина Эгейского моря может находиться в настоящее время в стадии своего раннего и наиболее интенсивного формирования. Это особенно бросается в глаза по контрасту с северной частью того же междугорья Балканид и Эллинид, где все еще продолжает интенсивно воздыматься Родопский срединный массив*.

Определенные затруднения возникают при попытке применить подвиговый механизм к объяснению структур Апеннинского покровного

* К близким представлениям о геодинами Эгейской области в последние годы пришел целый ряд исследователей (Jacobshagen, Makrus a. oth., 1975; Вундерлих, 1976).

сооружения, развивавшегося сопряженно с Динарским. Хотя между этими сооружениями в южной части Адриатического моря, имеющего преимущественно шельфовый характер, существует относительно более глубоководная впадина (немного глубже 1000 м), и под ней отмечается несколько приподнятое положение поверхности Мохо, вряд ли формирование этой впадины оказывало решающее влияние на тектонику смежных областей. Небольшая по площади и почти изометричная по форме она может рассматриваться как зачаточная периферическая морская депрессия, заложенная в теле Апулийско-Адриатической плиты, вероятно, в новейшее время, как и грабен пролива Отранто. Следовательно, в Адриатике не было зоны такого значительного раздвижения или спрединга, который мог бы вызвать крупные поддвиговые перемещения в две противоположные стороны — и под Динариды, и под Апеннины. В этих условиях проще всего предположить, что при формировании покровного сооружения Апеннин происходило только надвиговое перемещение материала к северо-востоку. Однако это решение вовсе не так бесспорно, как кажется на первый взгляд. Если исходить из представления, что различные части подвижных поясов не являются строго фиксированными не только по вертикали, но и по горизонтали, то и удаленность зон субдукции одна от другой не должна быть какой-то абсолютно постоянной величиной. Зона субдукции в тылу Апеннин, ныне скрытая морскими водами, могла в ходе геологической истории перемещаться, приближаясь к системе Динарид. По-видимому, это и предполагается большинством исследователей, которые признают в Апеннинах субдукцию, направленную на юго-запад — в рубцовую зону, расположенную позади покровного сооружения — в проливе между Корсикой и Эльбой и в осевой части Тирренской впадины (Debelmas, 1975). Эта зона субдукции является прямым продолжением рубцовой зоны Альп, о чем свидетельствует общность некоторых комплексов пород Лигурийской и Пьемонтской зон. Следует только иметь в виду, что направления движения шарьяжей в покровных сооружениях Альп и Апеннин взаимно противоположны, а зона рубца на стыке этих сооружений испытала значительное правостороннее сдвиговое смещение (см. рис. 1).

Во второй половине палеогена и в миоцене действие субдукции (если она действительно проявлялась ранее) сменилось в Апеннинах влиянием ареального спрединга со стороны Тирренской впадины, и аллохтонные комплексы пород эвгеосинклинального происхождения, тектонически перекрывавшие многоэосинклинальную серию, «поползли» далее на северо-восток, смешиваясь с местными отложениями. Именно на этой стадии и сформировались плавные изгибы складчато-покровных дуговых систем. В то же самое время, очевидно, происходили горизонтальные перемещения отдельных довольно крупных глыб земной коры или литосферы в пределах складчатого пояса. Свидетельством этого является, в частности, сдвиг по разлому Сестри—Вольтаджино между Альпами и Апеннинскими. Другой такой же сдвиг, вероятно, вызванный латеральным перемещением Мизийской плиты, намечается в Южных Карпатах.

Некоторые авторы придают большое значение палеомагнитным данным о возможных поворотах отдельных жестких блоков в пределах пояса альпид Средиземноморья (Reutter, 1975; Де Джонг, 1976). Однако использование подобных данных требует осторожности. Во-первых, датировка возраста предполагаемого вращения блоков остается весьма

разноречивой (от перми до «позднего кайнозоя»). Во-вторых, в большинстве случаев намечаемые построения не подтверждаются прямыми геологическими данными. Лишь в немногих случаях, когда предполагается, что такие повороты совпадают по времени с важнейшими фазами структурообразования (например, с концом эоцена — началом олигоцена), подобные геодинамические реконструкции заслуживают рассмотрения (Трюмпи, 1976). В частности, следует учитывать возможное вращение двух блоков в Средиземноморской области: Корсико-Сардинского и Итало-Динарского, или Адриатического (включающего периадриатические многоэосинклинали внешних Динарид, Апеннин и Карнийских Альп). Поворот этих блоков против часовой стрелки мог бы объяснить многие черты структурных взаимоотношений на стыке Альп с более южными участками альпид. Он мог бы объяснить такие явления, как правостороннее сдвиговое перемещение по линии Сестри—Вольтаджио при резком крючкообразном изгибе южного конца Западных Альп (изгибе, ориентировка которого кажется более понятной, если предположить, что Апеннины двигались в общем к северо-востоку или к северу), и проявление максимальной аллохтонности западного сектора Восточных Альп (при уменьшении степени аллохтонности к востоку). Последнее из двух упомянутых явлений становится понятным, если предположить, что вращающийся Адриатический блок своим северным углом, ограниченными линиями Джудикария и Пустерия, близ Энгадинского и Тауэрнского окон давил на восточноальпийские комплексы, и они, образовав обширную сколовую пластину, также испытывали некоторый поворот, но уже по часовой стрелке с более значительным смещением западного конца по сравнению с восточным (Клар, 1976).

Итак, в геодинамическом плане, приходится учитывать влияние различных факторов на шарьяжеобразование: и общее сжатие подвижного пояса, с чем связаны, видимо, превалярующая роль глубинного поддвига с самого начала процесса и раздвигово-надвиговой механизм, ведущий к встречному движению материала из внутренних зон геосинклинали (см. рис. 91) и горизонтальное перемещение крупных жестких блоков континентальной коры внутри подвижного пояса, иногда с их поворотами в плане, и даже вероятную латеральную миграцию самих рубцовых зон, под которые происходит глубинный поддвиг. Учет этих факторов необходим, чтобы представить, насколько сложной при их совместном действии может оказаться общая геодинамическая обстановка формирования покровных сооружений.

При миграции рубцовых зон (или зон субдукции) понятие о поддвиге и надвиге приобретает в известной мере условный, или относительный, смысл. Впрочем, это не относится к тем случаям, когда мы можем определенно говорить о перемещении материала к периферии системы, которое вызвано расширением ее внутренних зон.

Несмотря на разнообразие действовавших факторов, ведущее значение, по всей вероятности, принадлежит первым двум: глубинному поддвигу под геосинклинали и встречному надвигу (как следствию раздвигов в ее тыловых частях), причем из этих двух факторов поддвиг может оказаться главным, поскольку он дает толчок началу покровообразования и, как правило, действует дольше. Остальные механизмы можно рассматривать как дополнительные. Во всех случаях под зарождающимися покровами происходит сжатие, хотя и очень неравномерное. Сжатие земной коры, чем бы оно ни вызывалось, является главным условием образования шарьяжей. Гравитационное скольжение, несом-

ненно, относится к последующим усложнениям покровных структур. Вместе с тем, им могут быть обусловлены очень большие горизонтальные перемещения. Это можно проиллюстрировать примером Гельветских, Ультрагельветских и Предальпийских покровов Швейцарии, движение которых продолжалось значительно позже фаз сжатия — вплоть до плиоцена, в связи с поднятием горного сооружения Альп, когда на поверхность вышли Внешние кристаллические массивы (Трюмпи, 1976). Недаром еще М. Люжон сравнивал перемещение этих покровов с плаванием на доске, движущейся перед гребнем волны*.

Движение мобилизованного, испытавшего реоморфизм гранито-гнейсового материала при формировании Нижнепеннинских покровов в Западных Альпах, вероятно, было связано не столько с общим нагнетанием вещества из недр к поверхности Земли, сколько с выжиманием пластичного материала рубцовой зоны в обстановке глубинного поддвига (под нее) и общего сжатия. Подобные процессы пластического выжимания при становлении целых покровных систем имеют ограниченное распространение. В частности, в Динаридах такие явления неизвестны.

Там, где достаточно отчетливо проявляется обстановка общего сжатия земной коры и реализуется глубинный подвиг под тыловую часть покровного сооружения, неизбежно возникает вопрос о каком-то «поглощении» материалов. Об этом свидетельствует тот факт, что в «рубцовых зонах», где должно накопиться максимальное количество субдуцируемого материала, «корни гор» или отсутствуют, или выражены слабо — слишком широки и недостаточно глубоки. Так, по оценке Г. Клосса (Closs, 1975), «корень гор» в Восточных Альпах должен достигать 80 км глубины (при поперечном сжатии коры в 2,5—3 раза); фактическая же мощность коры здесь не более 30—40 км. Это, видимо, служит выражением какого-то не известного нам процесса глубинной переработки материала. Возможно, таким процессом является эклогитизация горных пород нижней части коры, например в соответствии с недавно предложенной схемой И. А. Резанова (1975), удовлетворительно объясняющей круговорот вещества между корой и мантией Земли в ходе развития геосинклиналей. Нужно только внести в эту схему одно дополнение. Чтобы доказать неизбежность переработки корового материала на границе Мохо в эклогиты, И. А. Резанов в рассуждениях исходит из очень большой суммарной мощности осадочного слоя в геосинклиналях в результате лишь процесса конседиментационного прогибания. При формировании покровного сооружения на первый план выступают явления, вызванные горизонтальным сжатием. Здесь должно происходить особенно крупное и быстрое наращивание коры (по вертикали) в виде многослойного нагромождения шарьяжей, что

* Гравитационное скольжение Гельветских покровов признается не всеми исследователями. Так, Г. Лаубшер (1976), связывая срыв осадочного чехла в Юрских горах с движением покрова Моркль, пришел к выводу, что в понтийском веке раннего плиоцена, когда произошел этот срыв, северо-западная окраина Юрских гор была приподнята над их юго-восточной окраиной. Следовательно, перемещение осадочного чехла (по горизонту триасовых эвапоритов) в данном случае не могло быть вызвано действием силы тяжести. Оно было обусловлено, по мнению автора, напряжением тангенциального сжатия. Возникает вопрос, не могли ли здесь действовать одновременно оба механизма; и обусловленное сжатием горизонтальное перемещение мезозойско-палеогеновой серии в виде сорванной пластины, и гравитационное соскальзывание бескорневых аллохтонных масс в Предальпийскую мульду, образованную в результате изгиба этой пластины (над прогибающимся основанием).

могло бы резко стимулировать кругооборот вещества в недрах, активизировать процессы метаморфизма и сиалического магмообразования. Вероятно, сходные процессы происходили и в недрах Динарид.

Не случайно в Альпах время метаморфизма комплексов Пеннид (абсолютный возраст 20—25 млн. лет) примерно совпадает с последними крупными глубинными перемещениями аллохтона или несколько запаздывает по отношению к ним. Оно относится к рубежу олигоцена и миоцена или к раннему миоцену, тогда как шарьяжи здесь перемещались в предолигоценое время и частично в позднем олигоцене (Трюмпи, 1976). Приблизительно тот же возраст (конец олигоцена — начало миоцена) имеют гранодиоритовые плутоны, тяготеющие к рубцовой зоне Альп, — массивы Адамелло, Бергель и др. Интересно, что шарьированные поверх Пеннид комплексы Восточно-Альпийской системы не претерпели заметного повторного метаморфизма и сохранили изотопную датировку более ранних метаморфических преобразований с абсолютным возрастом 80—90 млн. лет (Oxburgh, 1966). Это соответствует отрезку времени, который следует непосредственно за главной верхнемеловой фазой покровообразования.

При обсуждении данного вопроса нужно учитывать, что процессы метаморфизма и гранитообразования, если они действительно стимулируются скупиванием материала в результате шарьирования, должны проявляться несколько позже, чем сама фаза интенсивного продвижения шарьяжей. Кроме того, при использовании данных абсолютной геохронологии нельзя забывать о том, что необходим некоторый интервал времени, чтобы разогретый материал успел остыть до определенной температуры.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ВОПРОСЫ ПOKPOBHOЙ ТЕКТОНИКИ

Ранее мы выяснили, что оптимальные геодинамические условия для шарьяжеобразования и формирования целого покровного сооружения создаются при сочетании глубинного поддвига и встречного надвига. С данным комплексным механизмом связано возникновение интенсивных сколовых напряжений во всей колонне горных пород над блоком, испытывающим субдукцию. Это и создает здесь потенциальную предрасположенность к развитию шарьяжей.

Глубинность шарьяжеобразования. Вопрос о глубине, на которой формируются шарьяжи, мало освещен в литературе. Нам уже приходилось его обсуждать (Белостоцкий, 1970). При попытке его решения, прежде всего, должны учитываться данные о мощности самих покровов. Отдельно существующий покров не мог образоваться на глубине, меньшей, чем современная глубина положения его подошвы. Учитывая последующую эрозию, приходится допустить, что эта подошва первоначально находилась глубже, чем теперь. Если же представлен целый пакет шарьяжей, то можно полагать, что при своем зарождении тот или иной покров мог развиваться сравнительно неглубоко, как и соседний, поскольку возникал в некотором удалении от его фронта. Однако при дальнейшем общем сжатии каждый более внешний покров — в случае подвигевого механизма — был затянута под смежный, более внутренний, и становился по отношению к нему нижележащим. Следовательно, к концу процесса шарьирования глубина, на которой завершилось формирование нижних членов покровного сооружения, была

значительной и, несомненно, большей, чем наблюдаемая ныне мощность пакета шарьяжей.

По хорошо документированным данным, мощность пакета покровов на определенных сравнительно небольших участках нередко составляет 5—6 км. Примерно такова мощность Девольского пакета в Динаридах. Нижнепеннинские покровы Швейцарских Альп достигают 8—9 км мощности. Не меньшую мощность имеют и Верхнепеннинские, которые перекрываются, в свою очередь, Нижне- и Верхневосточноальпийскими покровами. Конечно, было бы неправильно просто суммировать мощность всех комплексов шарьяжей данной складчатой системы, чтобы получить представление о том, на какой глубине формировались нижние из них. На участках максимального утолщения одного комплекса другой может целиком или частично выклиниваться. В частности, над «Тессинской кульминацией» Нижнепеннинских покровов все вышележащие (ныне эродированные) могли иметь меньшую мощность, чем наблюдаемая в смежных районах Альп. Тем не менее, можно не сомневаться, что действительная глубина подошвы покровного сооружения во время его образования достигала здесь, по крайней мере, 12—15 км.

На внешней окраине Восточных Альп и Западных Карпат, а также в Советских Восточных Карпатах хорошо документируется положение подошвы покровов и крупных покровных комплексов (Рейнско-Дунайской флишевой зоны, Северных Известняковых Альп, мегазоны флишевых Карпат). Оно выявляется по совокупности различных данных — по наземным наблюдениям, буровым скважинам (до 4—4,5 км глубиной), по наличию отражающих поверхностей, которые соответствуют установленным здесь границам покровов, а в глубь складчатой системы прослеживаются по результатам геофизических работ, с применением МОВ, ГСЗ и т. д. Все это позволяет достаточно уверенно судить о наличии шарьяжей на глубинах 6—8 км. Если считать, что средняя толщина удаленного денудацией «слоя» горных пород в Альпах и Карпатах не менее 2—3 км, то глубину, на которой могла находиться подошва нижних покровов в процессе их образования, следует оценивать приблизительно в 10—11 км.

Составленные по аналогичным данным разрезы внешних зон Северных Динарид (см. рис. 36) позволяют говорить о глубине нижней поверхности покровов примерно в 10—12 км (Miljus, Sirupnek, 1974). Фактически покровы могли формироваться здесь на глубинах 13—14 км. Приблизительно такой же величины может достигать глубина формирования главных аллохтонных шарьяжей Эллинид.

Для Скалистых гор Северной Америки, в частности, для их канадского сектора, намечается следующая картина: базальная поверхность представленного здесь комплекса покровов на обширной площади более внешней зоны с широким развитием мезозойских отложений расположена в пределах глубин 6—8 км; в более внутренней части пояса, где развиты преимущественно толщи нижнего палеозоя, эта поверхность опускается, по-видимому, до 10—12 км глубины (Douglas a. oth., 1970). Как и в предыдущих случаях, первоначальная глубина залегания подошвы шарьированных серий могла быть примерно на 2—3 км больше указанной.

Возможен и другой подход к вопросу. Принимая во внимание существенное значение скалывания при формировании шарьяжей, априорно можно было бы допустить, что шарьяжи способны возникать на любом уровне в пределах литосферы. В то же время некоторые косвенные

данные позволяют говорить и об определенных ограничениях. Полученные разными путями оценки возможной глубинности шарьяжеобразования, как правило, «не перешагивают» через 15-километровый предел. Если базальная поверхность наиболее глубоко лежащих покровов продолжается до тыловой части системы, где в период максимальной тектоно-магматической активности имеют место процессы метаморфизма и магмообразования, то вполне вероятен случай, когда такая поверхность достигает зоны мигматизации и размягчения пород. Известно, что внутрикоровые очаги плавления и гранитоидного магмообразования могут возникать в интервалах глубин от 15 до 20 км (Шейнманн, 1968). На этих же глубинах формируются мигматиты, гнейсы и ультраметаморфические гранитоиды. Реологические свойства пород здесь сильно изменяются. Сколам могут подвергаться только отдельные недостаточно переработанные блоки или участки, тогда как значительно размягченные породы (не теряя полностью прежних структурных особенностей и взаимоотношений) могут вести себя как текучий материал. Примерно такая картина и наблюдается в Нижнепеннинской группе покровов Западных Альп (Бубнов, 1960; Ellenberger, 1965).

Решить проблему максимальной глубинности шарьяжеобразования — задача дальнейших исследований. Но как бы она ни решалась, можно полагать, что большинство известных ныне тектонических покровов формировалось на глубине до 15 км. Интересно, что, по расчетам П. Н. Кропоткина (1971а), на глубинах от 10 до 40 км избыточные напряжения сжатия должны достигать максимума. На этих же глубинах выделяется 70% сейсмической энергии. Возможно, существует и верхний предел глубинности шарьяжеобразования. Например, если исходить из концепции М. К. Хабберта и В. В. Руби о «флотирующем» воздействии избыточного давления флюидов на формирующийся покров (Hubbert, Rubey, 1959), то минимальный уровень глубины, на котором может начаться движение покровов, вероятно, должен быть не менее 1,5—2 км. При этом учитывается и величина геостатического давления, необходимого для достаточного упрочения пород. Сказанное не означает, что подошва покрова не должна иметь выходов на земную поверхность. Зарождаясь как внутриформационная, «подкожная» структура, шарьяж способен прорывать свою «оболочку», как только амплитуда перемещения достигнет слишком большой величины. Естественно, «выводящие плоскости» будут резко отклоняться от горизонтального положения главной базальной поверхности и приобретут сходство с крутыми надвигами и взбросами. Может быть, именно с этим связаны часто наблюдающиеся крутые ограничения шарьяжей, особенно во фронте последних.

Сколы по сравнительно крутым поверхностям, выводящие подошву покрова на более высокий уровень, как известно, играют значительную роль при самом процессе шарьирования. Во-первых, поднявшись по такой поверхности, шарьяж перекрывает более молодые толщи, чем те, которые представлены в нем самом (близ основания). Во-вторых, при наличии крутых ограничений край крупного аллохтонного комплекса может оказывать выпихивающее действие на отложения впереди лежащего участка. В связи с этим там образуются «вытолкнутые» покровы, как правило, меньшего масштаба. Поскольку движение покровных комплексов приостанавливается не сразу, — относительный напор задних шарьяжей на передние или поддвиговое перемещение в глубине в обратную сторону может еще долго проявляться в прогрессирующем ус-

ложении структур. По краям площади, охваченной движениями, будут возникать новые сколы с образованием дополнительных тектонических чешуй, увеличится нагромождение материалов (значительная часть которых удаляется олистостромовой транспортировкой или наземной денудацией), а сами покровы будут все более сложно деформироваться. Вопрос о краевых эффектах, возникающих на фронтальных и фланговых ограничениях шарьяжей (Birch, 1961; Kehle, 1970), представляет достаточно сложную самостоятельную проблему и требует специального изучения при дальнейшем выяснении происхождения шарьяжей.

Темп движения шарьяжей. Большой интерес представляет вопрос о скорости перемещения покровов. Эту скорость, казалось бы, нетрудно оценить, зная амплитуду шарьяжа и продолжительность его движения. Однако в определении обеих этих величин существуют большие трудности и неизбежны значительные неточности.

При попытках выяснить амплитуду перемещения покровов многие авторы придерживаются цифр, близких к тем, которые выражают непосредственно наблюдаемую величину тектонического перекрытия. В этом случае амплитуды оцениваются, как правило, в пределах 30—40 км или 50—60 км, редко — до 80—100 км (в таких областях, как Альпы). Поскольку речь идет о цифрах, близких к минимальным, нельзя быть уверенным, что они полностью выражают величину перемещения шарьяжей. Поэтому некоторые авторы к решению того же вопроса пытаются подойти иначе. Они рассматривают более широкий круг явлений, намечают возможные первоначальные связи разных палеотектонических зон с учетом их возможной удаленности друг от друга, применяют палинспастические реконструкции и т. д. В данном случае амплитуда перемещения шарьяжей оценивается величинами примерно на порядок больше, чем в предыдущем, — в 500—700 км и более. Естественно, что такого рода оценки не могут претендовать на точность и достоверность. В них могут быть и элементы преувеличения, хотя последнее также не всегда можно доказать.

Вряд ли лучше обстоит дело и с определением продолжительности времени движения покровов. В большинстве случаев мы можем уверенно говорить только о времени завершения их транспортировки, судя по возрасту перекрывающей их толщи неоавтохтона. В хорошо изученных областях удается судить и о более ранних фазах перемещения шарьяжей, наметить время их зарождения и т. п. Но, вероятно, ни в одной области — при современной изученности вопроса — нельзя точно определить продолжительность каждой фазы, расстояние, на которое продвинулся тот или иной покров за время ее проявления; трудно решить, были ли покровы неподвижны между фазами усиленного продвижения и пр. Таким образом, речь может идти лишь о приблизительной оценке общей продолжительности периода шарьяжеобразования и о возможной величине геохронологических интервалов, соответствующих наиболее активным фазам перемещения шарьяжей.

Д. Андрусовым был ориентировочно оценен темп перемещения субатланских — Хочского и Крижнянского покровов Западных Карпат (Andrusov, 1965). Приняв время транспортировки этих покровов как интервал между нижним туроном и сантоном — коньяком (что в абсолютном летоисчислении может соответствовать промежутку от 4 до 15 млн. лет) и считая амплитуду шарьяжей, равной 80—90 км, он получил скорость от 6 до 12 мм в год.

Такую же ориентировочную оценку темпа движения шарьяжей можно дать и для системы Динарид—Эллинид. В частности, удобно использовать данные по фессалийскому сектору, где имеется тектоническое окно Олимпа, позволяющее судить о большой амплитуде перемещения покровов, и по району Пелопоннеса, где амплитуда шарьяжей также велика. Если в пределах окна Олимпа эоценовый флиш, залегающий в автохтоне на карбонатной серии, принадлежит верхнему эоцену, как это обычно отмечается во внешних зонах, то движение шарьяжей здесь относится к послезоценовому времени. Более ранние фазы, проявившиеся во внутренних зонах в доэоценовое время, в данном случае не имеют значения. К тому же послезоценовому интервалу относится и продвижение Пиндского покровного комплекса через Гаврово-Триполисскую зону в Пелопоннесе, где Пиндским аллохтоном перекрыты различные отложения, вплоть до верхнеэоценового флиша.

Как указывалось выше, при формировании покровной структуры на границе внутренних и внешних Динарид важнейшие импульсы движения шарьяжей соответствуют фазам на рубеже эоцена и олигоцена (пиренейской) и на рубеже олигоцена с миоценом (савской или раннештирийской). Возможно последняя из этих двух фаз была растянута на весь ранний миоцен или же в бурдигале проявилось дополнительное оживление движений (предгельветская фаза). Гельветские отложения, которыми трансгрессивно перекрыты оторженцы тектонических покровов на западном склоне гряды Круя—Даити, относятся к неоавтохтону. Это означает, что общая продолжительность движений, приводивших к тому, что породы внешних зон перекрывались шарьяжами, составляет 17 млн. лет. Если отсюда вычесть большую часть олигоценового времени (9 млн. лет при общей продолжительности олигоцена в 11 млн. лет), то для проявления указанных фаз остается интервал в 8 млн. лет.

Амплитуда перемещения шарьяжей и в районе Парнаса—Олимпа и в Пелопоннесе соответствует, как минимум, 120—140 км, поскольку наблюдаемое здесь перекрытие не менее 100—110 км. Исходя из этих цифровых данных, можно оценить скорость движения шарьяжей Эллинид следующими величинами: средняя скорость за весь рассматриваемый период (17 млн. лет) 7 мм/год; средняя скорость в течение обеих фаз ускорения, вместе взятых (8 млн. лет), 14 мм/год. Однако и вторая из этих величин, по-видимому, является слишком округленной. Для фессалийского, как и для албанского, сектора Эллинид можно считать установленным, что наиболее крупное значение в формировании покровного сооружения имела короткая фаза на рубеже эоцена и олигоцена. Именно с ней связано настолько большое горизонтальное перемещение пород внутренних зон, в том числе пластин офиолитов, что это привело к массовому сносу зеленокаменных пород в виде обильных олистостромов. Толщи геосинклинали выполнения Пиндской зоны в течение этой фазы должны были подвергаться значительному сжатию. Вместе с тем ее продолжительность вряд ли превышала 3 млн. лет, тогда как на более растянутую савскую фазу приходится, как минимум, 5 млн. лет. Если считать, что за первую из них тектонические покровы прошли половину своего пути, то скорость их движения выразится в величине 20 мм/год; если же допустить, что к этой фазе относится большая часть амплитуды перемещения (75 км из 120 км), то скорость повысится до 25 мм/год. Соответственно для савской фазы получим скорость от 9 до 12 мм/год.

Для Пелопоннеса савская фаза может иметь относительно большее значение, так как перемещение Пиндского комплекса через всю Гаврово-Триполисскую зону могло происходить преимущественно путем гравитационного скольжения, которое типично для поздних стадий формирования покровного сооружения. Движущийся таким способом аллохтон местами, вероятно, перекрывал не только эоценовый, но и олигоценый флиш. В этом случае скорость движения покровов может быть ориентировочно определена в 20 мм/год (из расчета 100 км за 5 млн. лет).

Итак, примерные оценки темпа перемещения шарьяжей в Динаридах в главные фазы покровообразования приводят нас к цифрам, колеблющимся в пределах от 9—10 до 20—25 мм/год. Как видим, эти цифры довольно близки к тем, которые получены Д. Андрусовым для Западных Карпат. Сходные с этим величины намечаются и для других складчато-покровных сооружений, в частности для Альп (Tollmann, 1972). Конечно, приведенные оценки имеют самый приблизительный — в известной мере гипотетический характер, поскольку амплитуда шарьяжей может оказаться в действительности, допустим, в 1,5—2 раза (?) больше принятой, а время наиболее интенсивных движений — в 2—3 раза короче предполагаемого. Интересно, что по предварительным данным повторных геодезических измерений (недостаточно полным из-за своей малочисленности или из-за слишком малой продолжительности времени между измерениями), современные горизонтальные движения во внутренних Динаридах, в районе Скопле происходят со скоростью от 10—15 до 30—40 мм/год, от поднятий к депрессиям. Это приблизительно в 5 раз больше, чем скорость современных вертикальных движений, которая в этом же районе достигает 6 мм/год (Лилленберг, 1966). Близкие результаты получены и по району хр. Петра Первого в Северном Памире (Кропоткин, Буртман, 1976).

Вопросы механики. Рассмотрение собственно механической, или физической стороны покровообразования не входило в нашу задачу. Поэтому мы ограничимся лишь несколькими замечаниями и соображениями на этот счет в связи с теми материалами, которые приведены в настоящей работе.

Наиболее выдающаяся роль в постановке и изучении вопросов механики движения шарьяжей принадлежит М. К. Хабберту и В. В. Руби (Hubbert, Rubey, 1959; Беляков, 1968). Сущность их концепции заключается в том, что аномально высокое всестороннее давление флюидов, главным образом воды в недрах, может поддерживать горизонтальную тектоническую пластину в полувзвешенном состоянии, и это значительно облегчает ее латеральное перемещение. Речь идет о возможности движения пластины при сравнительно небольшом боковом стрессе, не превышающем предела прочности ее пород, или в случае гравитационного скольжения — при небольших углах наклона (1—3°). Реальность существования в земной коре таких давлений флюидов, которые почти уравновешивают (а иногда и полностью уравновешивают!) геостатическое давление, подтверждается данными прямых измерений во многих глубоких буровых скважинах. Кроме того, представляется несомненным и наличие геологических предпосылок для появления флюидов с избыточным давлением в тектонически активных областях: интрателлурический вынос ювенильных веществ в зонах высокой проницаемости в ходе геосинклинального процесса (особенно в пределах эвгеосинклиналей); выделение значительного количества воды внутри земной коры при прояв-

лениях плутонизма, например, в процессе гранитизации, а также при метаморфизме (в том числе — в результате высвобождения воды из кристаллической решетки некоторых минералов); дегидратация гипсов в эвапоритовых толщах, резкое повышение давления поровых вод при сжатии мощных серий отложений (включая водонасыщенные породы) во время фаз складчатости в геосинклинали и т. д. Все эти процессы, интенсивность которых повышается в отрезки геологического времени, имеющие кардинальное значение для формирования складчатых или покровных сооружений, действительно могут создать условия для некоторого «всплывания» горизонтальных тектонических пластин.

Несмотря на ряд возражений, высказанных в ходе длительной дискуссии (с 1960 по 1969 г.), концепция М. К. Хабберта и В. В. Руби получает все более широкую поддержку по мере накопления новых данных (в частности, новых результатов измерений аномальных давлений в скважинах). Вывод этих авторов о флотирующем действии флюидов с аномально высоким всесторонним давлением представляется правильным в своей основе и перспективным для дальнейшей разработки механики шарьяжей. Однако при последующем развитии концепции, как нам кажется, следовало бы учесть вероятность того, что роль своеобразных «тектонических флюидов» при образовании шарьяжей могут играть не только собственно жидкости (или газы), но, по всей вероятности, и те относительно маловязкие «некомпетентные» породы, которые по своему поведению в условиях земной коры в периоды интенсивного тектогенеза приближаются к вязким жидкостям, как это видно из наших наблюдений в зонах меланжа Девольского района и доказывається специальными исследованиями Е. И. Паталахи (1971). Вязкость этих пород может быть на 1—2 порядка (а иногда и на несколько порядков?) ниже вязкости материала самого шарьяжа. Образованные с их участием «тектонические взвеси», вероятно, способны служить своеобразной «гидравлической подушкой», на которой движутся покровы. Можно полагать, что их присутствие хотя бы в относительно небольшом объеме, с отдельными пережимами и утолщениями в тех или иных местах, играет роль положительного фактора в шарьяжеобразовании и требует иной методики расчетов по сравнению с принимавшейся ранее.

Р. Келе (Kehle, 1970) попытался физически объяснить движение покровов пониженной вязкостью подстилающих пород. Если вязкость последних на один или несколько порядков ниже вязкости вещества самого покрова, то в их слое или зоне, как показали расчеты автора, происходит прямолинейное (сдвиговое в физическом смысле) течение материала, которое может в масштабах геологического времени обеспечить эффективный тектонический перенос (или при движении вниз по наклонной плоскости — гравитационную транспортировку) шарьяжной пластины. Разумеется, действие этого механизма тем более эффективно, чем больше различие в вязкостях пород покрова и его «подстилки» и чем мощней эта подстилка. Такие зоны течения материала на ранних стадиях их развития обычно соответствуют пачкам аргиллитов, мергелей, эвапоритов и других маловязких отложений, залегающих в нормальном стратиграфическом разрезе между более прочными породами. Позднее, когда сорванная пластина продвигается достаточно далеко, стратиграфическая последовательность разреза нарушается (поскольку местами эта пластина может быть шарьирована по крутопадающим надвигам на более молодые отложения) и в конечном итоге формируется типичный шарьяж. Сравнительно малая дефор-

мация покровных пластин, которая наблюдается довольно часто, по мнению автора, хорошо объясняется течением материала в подстилающей зоне.

По существу Р. Келе физически обосновал то, что давно предполагалось геологами: большое значение горизонтов легкодеформируемых пород для образования тектонических покровов. Однако он вряд ли прав, когда приписывает этому механизму универсальное значение и противопоставляет его тому, что предложено в работе М. К. Хабберта и В. В. Руби. Очевидно, в природе может суммироваться действие обоих этих механизмов. Кстати, если придерживаться представления, что зарождение покровов происходит только в результате срыва вышележащих толщ с подстилающих, то трудно было бы объяснить существование шарьяжей кристаллических пород фундамента на породах чехла. Такие шарьяжи могут образоваться при обязательном условии движения пород по крупным горизонтальным сколам в самом фундаменте, после чего шарьированный блок может перекрыть и вышележащие породы.

В. С. Буртман (1973), независимо от предыдущего автора, касаясь механики образования шарьяжей, проанализировал так называемый эффект тектонической постели, т. е. влияние свойств пород, залегающих непосредственно под покровом, на условия его перемещения. Им рассмотрены различные типы «постелей» — от жесткой до вязкой или вязко-пластичной. По жесткой постели движение шарьяжей возможно лишь под действием аномально высокого давления поровых вод, в соответствии с концепцией М. К. Хабберта и В. В. Руби. Вязкая (или вязко-пластичная) постель сама по себе может оказаться благоприятной для шарьяжеобразования. Весьма правдоподобно, что движение шарьяжа, как указывает В. С. Буртман, могло бы реализоваться, например, в том случае, когда вязкость ползучести постели значительно ниже вязкости ползучести тектонической пластины. Это случай, по-видимому, довольно распространенный в природе.

Наконец, образование покровов течения по предложенной нами схеме «накатывания гусеницы трактора», как и формирование обычных складок, в физическом отношении сводится, видимо, к реализации ползучести горных пород.

Г. Лаубшер (1976) рассмотрел с точки зрения геомеханики ряд кинематических механизмов образования шарьяжей. Первый из них, названный эффектом слоистости, заключается в том, что в обстановке горизонтальных сколовых (в физическом смысле сдвиговых) напряжений происходит разделение осадочной оболочки Земли на крупные пластины, отрывающиеся по горизонтам некомпетентных пород. Каждый такой горизонт служит базальной зоной срыва. Внутри пластины с параллельными верхним и нижним ограничениями (которая отвечает сорванной толще) может возникнуть «клин срыва» под влиянием возрастающих сколовых напряжений в результате давления сзади. Поверхность скалывания, ограничивающая этот клин, пересекает данную пластину под небольшим углом к горизонтальной плоскости, поднимаясь в направлении к фронту и опускаясь к тылу, где она соединяется с базальной зоной срыва. Благодаря образованию такого клина блок, давящий на пластину сзади, сам начинает надвигаться на нее и превращается в тектонический покров, несколько изогнутый в двух местах — там, где его подошва переходит с горизонтальной поверхности базальной зоны срыва на наклонную поверхность скалывания, и

там, где уходит за пределы последней, наполняя на первоначальное верхнее ограничение пластины, испытывающей срыв. В местах перегибов покрова формируются дополнительные дислокации. Та часть сорванной пластины, которая оказалась ниже клина и шарьированного блока, по-видимому, отвечает параавтохтонным структурным комплексам или областям типа Юрских гор (области развития складчатости срыва). Шарьированный блок, движущийся вслед за клином, также имеет характер пластины с параллельными ограничениями, поскольку он отделился от своего основания по той же базальной зоне срыва.

Таким образом, в соответствии с представлениями Г. Лаубшера, ламинарно движущиеся горизонтальные, прямые или слабо изогнутые пластины являются главными элементами покровного сооружения. Связанные с шарьяжами лежащие складки, по его мнению, играют лишь роль катков или вращающихся валиков и распространены по преимуществу на участках перегибов в основании крупных покровных пластин. Он говорит о перекатывании пластин по системе шарниров. Это мнение прямо противоположно представлению Л. У. де Ситтера (1960) о том, что лежащие складки, свойственные областям покровной тектоники, возникают только в результате приповерхностного гравитационного течения.

Точка зрения Г. Лаубшера в известной мере близка к нашим выводам о ведущей роли крупных пластинообразных шарьяжей и о возможности таких случаев, когда механизм накатывания, связанный с развитием лежащих складок, проявляется не только в приповерхностных условиях и не только под влиянием силы тяжести. Однако этот автор еще более подчеркивает и глубинность формирования таких складок (у основания пластин) и их второстепенное значение. Он с максимальной четкостью определяет соотношения между пластинообразными сорванными покровами, как ведущими элементами покровной тектоники, и лежащими складками, как структурами, выполняющими вспомогательную функцию катков. По-видимому, эту логическую схему, удобную для геомеханики, также не следует считать универсальной или исчерпывающей при оценке действительного значения покровов первого и второго родов (покровов-складок и покровов-пластин). Вместе с тем предложенная Г. Лаубшером геомеханическая концепция представляет серьезный вклад в разработку общей теории покровообразования.

В целом, решающая роль в шарьяжеобразовании, несомненно, принадлежит тем общим геодинамическим факторам, которыми обусловлено напряженное состояние горных пород в подвижных поясах в эпохи тектогенеза, т. е. распределение напряжений должной величины и определенной ориентировки в коре и мантии достаточно обширных областей Земли. Частные же механизмы шарьирования, очевидно, могут в известных пределах варьировать в зависимости от местных условий.

Действие силы тяжести. Выясняя обстановку формирования и движения тектонических покровов, необходимо дать хотя бы самую общую оценку возможного значения гравитационного фактора для развития этих структур.

Как бы ни зарождались шарьяжи, несомненно, что некоторые из них перемещаются под действием силы тяжести, иногда на большое расстояние. Речь идет об эпидермальном соскальзывании преимущественно флишевых покровов вниз по склону. С особенной наглядностью такой эпидермальный гравитационный тектогенез проявился в формировании

Ультрагельветских и Предальпийских покровов района Шабле и Бернских Альп, а также покровов гельминтоидного флиша Эмбрюне — Ибэй на юго-западной окраине Альпийской дуги (флиш Отапи и Парпайон, «прошедший» над всеми зонами покровного сооружения, в том числе над рубцовой зоной, через которую он «переполз» из Южно-Альпийской области) (Дебельма, Керкхове, 1976; Лемуан, 1976). Сказанное не противоречит ранее сделанному выводу о ведущей роли глубинных факторов шарьяжеобразования*.

По-видимому, было бы несправедливо полностью исключать приложение идей гравитационного тектогенеза также и к объяснению глубинных процессов, которые могут приводить к шарьяжеобразованию, — например, когда предполагается соскальзывание литосферы с астеносферного вздутия, типа мезоундаций Р. В. Ван Бёммелена (подкорковый тектогенез), или когда постулируются разнообразно направленные движения материала тектоносферы, вызванные первичной гравитационной неустойчивостью в ней, в соответствии с представлениями В. В. Белоусова. Однако подобные механизмы остаются в значительной мере спорными. Их признание или непризнание зависит от теоретической позиции того или иного автора. Можно сомневаться, что эти механизмы в состоянии объяснить общее сильнейшее горизонтальное сжатие с раздавливанием и исчезновением глубинных частей целых структурно-формационных зон. В отличие от этого вопрос о возможности приповерхностного гравитационного скольжения флишевых покровов не является дискуссионным. Не подлежат сомнению и некоторые другие виды гравитационного перемещения материала при формировании покровных сооружений, в чем мы убедились на примере вдавливания Девольского офиолитового массива-клиппа и связанных с его опусканием дислокаций в окружающих породах.

Пространственно-временные связи. Как было показано выше на примере Динарид, в складчатых областях альпийского типа шарьяжи занимают четкое положение в пространстве и времени. Главные аллохтонные комплексы, как правило, сложены породами внутренних эвгеосинклинальных зон. Поэтому наиболее крупные тектонические перекрытия и самые мощные пакеты покровов чаще бывают приурочены к границе внутренних зон с внешними (фронт офиолитового шарьяжа и нагромождение чешуй Пиндского комплекса в Эллинидах, фронт Пеннид в Западных Альпах). Но иногда фронтальные части самых крупноамплитудных шарьяжей расположены в пределах внешних зон, если под некоторыми из них скрыт важный тектонический шов, отвечающий корневой зоне (фронт Высокого Карста в Северных Динаридах). Что касается времени формирования шарьяжей, то оно соответствует последним стадиям собственно геосинклинального этапа и переходу к орогенному этапу развития области. Речь идет о времени накопления флишевой и молассовой формаций — времени, когда проявляется умеренный гранитоидный (или гранодиоритовый) плутонизм и происходят

* К покровам, испытавшим дальнюю гравитационную транспортировку в Динаридах, некоторые исследователи относят, как было сказано выше, Пиндский аллохтонный комплекс Пелопоннеса, преимущественно флишевого состава (Temple, 1968). Однако он не может быть признан таким же классическим примером гравитационных покровов, как только что названные — тем более, что за последние годы появились новые данные по тектонике Пелопоннес-Критского сектора Эллинид, свидетельствующие о том, что здесь все зоны переброшены через Ионическую в виде мощного пакета шарьяжей (Aubouin, Vonpeau et. al., 1976).

андезитовые извержения. Первые подвижки тектонических покровов или признаки их зарождения во внутренних зонах отмечаются еще до начала флишевой седиментации во внешних (см. рис. 90). Наиболее интенсивные перемещения шарьяжей разных зон происходят на фоне широкого развития флиша во внешних зонах (во внутренних зонах в это время накапливаются молассы и вулканиты). Пароксизмальные фазы продвижения шарьяжей фиксируются горизонтами олистостромов и олистолитов или дикого флиша. При заключительных крупных тектонических движениях, формирующих складчатое сооружение на месте геосинклинальной системы, проявляется гранодиорито-андезитовый магматизм. На большей части территории альпид это относится к рубежу олигоцена и миоцена, тогда как глубинные процессы, с которыми коррелируются первые подвижки покровов внутренних зон, относятся обычно к концу юры и мелу. Такие глубинные процессы, как гранитоидный плутонизм, в альпидах в большинстве случаев развиты сравнительно слабо.

В целом, шарьяжи — атрибут геосинклинальной тектоники. Однако иногда процессы шарьирования отчасти захватывают отдельные районы платформ, ближайšie к геосинклинальным системам соответствующего возраста (Высокий Атлас, Прованс и т. п.). Вместе с тем в пределах собственно складчатых областей, которые формируются на месте геосинклиналей, нередко значительное распространение шарьяжей отмечается в зонах с редуцированным геосинклинальным режимом.

Поскольку одна из главных особенностей шарьяжей выражается в единстве движения материалов на большой площади, — каждая область покровообразования обладает, как правило, резко проявленной вергентностью структур в одну определенную сторону. Исключения, известные даже в такой классической области шарьяжей, как Альпы, могут быть связаны с позднейшими структурными осложнениями (пример: Бриансонский веер в Западных франко-итальянских Альпах). Единство движения материалов, приводящее к отчетливой вергентности структур от внутренних частей к периферии сооружения, обычно сочетается с ясным разделением области на эв- и миогеосинклинальные зоны, причем первые занимают внутреннее, а вторые — внешнее положение; в ходе развития складчатой системы отмечается продвижение тектонической активности от первых ко вторым. Однако эти взаимосвязанные характерные признаки не могут служить обязательными критериями для всех регионов, где развиты шарьяжи. Дело не всегда обстоит так даже в самих Альпах. Если Пеннинский и Нижне-Восточноальпийский комплексы, шарьированные на внешние (миогеосинклинальные) зоны, могут считаться типично эвгеосинклинальными, то Верхне-Восточноальпийский больше напоминает миогеосинклинальные образования, хотя и занимает самое внутреннее положение. То же самое относится к внутренним зонам Карпат, за исключением отдельных немногочисленных участков (Мурешская зона).

Кроме областей альпийского типа существуют складчатые системы, в которых не было прогибов ни с собственно эвгеосинклинальным, ни с классическим миогеосинклинальным развитием — так называемые моногеосинклинали. Тем не менее, когда в их пределах достаточно ясно проявилось горизонтальное движение материалов в одну определенную сторону, — шарьяжи здесь наблюдаются или, по крайней мере, есть основания говорить об отдельных тектонических покровах с умеренной амплитудой перемещения (примеры: западная окраина Верхоянья; се-

верная окраина герцинид Казахстана в зоне, обрамляющей Карагандинскую впадину; северо-западная окраина Кузнецкого бассейна — Наумов, 1961; Кабанов, 1971; Юзвickий, 1976).

Если рассматривать офиолитовые швы, как ископаемые зоны Беньофа, то классические области альпинотипной тектоники с офиолитами и интенсивным развитием шарьяжей могли бы служить показателем того, что покровообразование обусловлено субдукцией по этим зонам. Однако существуют области, где присутствуют шарьяжи, но нет офиолитов (например, область ларамийской складчатости на восточном склоне Скалистых гор Северной Америки, обращенном к континентальной платформе). С другой стороны, известны крупнейшие складчатые пояса, развивавшиеся сопряженно с зонами Беньофа, но не обнаруживающие отчетливо покровного строения (например, Южноамериканские Анды на их меридиональном отрезке длиной около 7000 км). Следовательно, вопрос о связи шарьяжеобразования с упомянутыми зонами не следует решать слишком прямолинейно и однозначно. Тем не менее, по-видимому, есть основания предполагать, что потенциальной склонностью к покровному строению могли обладать в первую очередь геосинклинальные области, где присутствовали крупнейшие тектонические швы, развивавшиеся вдоль зон разломов очень глубокого заложения. К этим швам, наклоненным под формирующуюся складчатую систему, приурочены те глубинные поддвиговые процессы, которые, вероятно, являются важнейшей причиной формирования шарьяжей. Однако естественно думать, что в геологическом прошлом даже самые значительные зоны субдукции далеко не всегда могли соответствовать современным зонам Беньофа. Так или иначе, вопрос о критериях областей покровной тектоники требует дальнейшей серьезной разработки.

Если в конечном итоге, при общности движущих сил, характер структур подвижных зон зависит от степени сжатия их глубинных частей, то можно думать, что при максимальном сжатии образуется типичное покровное сооружение, а при сжатии небольшой или средней величины — складчатое. Промежуточным случаям могут соответствовать области складчатости с подчиненным или умеренным развитием шарьяжей. По оценке В. Н. Ларина и С. В. Руженцева (1975), под покровными сооружениями сжатие может достигать 2—2,5 раза, а под складчатыми не более 1,5—1,8 раза. Дополнительное влияние приповерхностного надвига со стороны расширяющегося междугорья еще больше повышает вероятность того, что геосинклиналь превратится в область интенсивного развития шарьяжей альпийского типа.

Кодер
Степан

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из данных, приведенных в этой книге, прежде всего видно, насколько сложной и специфичной может быть морфолого-кинематическая характеристика тектонических покровов. Особенно наглядно это показано на примере детального изучения структур Девольского пакета шарьяжей и связанных с ними зон меланжа. Монографически, во всех подробностях описанная «анатомия» Девольского участка, изображение его строения в виде плановой схемы (геологической карты), в серии многочисленных зарисовок, блок-диаграмм, разрезов и т. д. дают достаточно полное представление о многих особенностях покровных структур и критериях их выделения. Если такие структуры не будут пропущены при геологическом картировании, то узнать их и отличить от других структурных форм не составит большого труда (а пропустить их можно лишь при плохой обнаженности, недостаточной детальности исследований, при неразработанности стратиграфии или по невнимательности и предубежденности геолога).

К кинематическим механизмам покровообразования, как показано выше, относятся:

1) срыв толщи (например, монолитной карбонатной серии) или любого другого плоского геологического тела с субгоризонтальным залеганием (например, пластины офиолитов) по горизонту некомпетентных пород (например, по эвапоритам или по глинистым сланцам кульма);

2) сочетание такого срыва с надвиговым перемещением по наклонным сколовым поверхностям, выводящим подошву шарьяжа на более высокий стратиграфический уровень, где также происходит срыв по благоприятному для этого горизонту (например, по существенно глинистым пачкам во флишевых толщах); сочетание этих двух механизмов отвечает «эффекту слоистости» и действию «клина срыва» по терминологии Г. Лаубшера;

3) движение материала в лежачих складках по принципу «накатывания гусеницы трактора»;

4) сочетание механизма накатывания с некоторыми другими, — например, с нагнетанием материала в ядра складок (дигитаций покрова), с перемещением пород по плоскостям скола на тех участках, где превышен предел ползучести и т. п.;

5) преобразование пакета наклонных взбросо-надвиговых пластин (с параллельными слоистостями ограничениями) в горизонтальные или «ныряющие» структуры перекрытия в результате того, что движение нижних пластин тормозится, а верхние скользят через них.

Вероятно, можно было бы перечислить еще некоторые кинематические механизмы, но вряд ли следует удлинять этот список, когда нужно подчеркнуть главное*.

* В частности, нельзя полностью исключить образование локальных покровных структур из лежачих двойных или грибовидных складок, как это недавно показано С. В. Скобелевым (1977) на примере строения хребта Петра I. От применения подобного способа объяснения грандиозных шарьяжей Альп в свое время отказались М. Бертран, М. Люжон, Альб. Гейм и другие альпийские геологи.

Особое значение имеют механизмы, указанные в пунктах 1 и 2. Многократное повторение совместного действия «эффекта слоистости» и «клина срыва» приводит к двум важным последствиям. Во-первых, комплексы более древних пород оказываются на обширных площадях шарьированными на более молодые; например, в Динаридах на палеогеновый или меловой флиш обычно шарьированы более древние мезозойские известняки, офиолиты, палеозойские или докембрийские кристаллические сланцы и т. п. Во-вторых, перед фронтом крупных шарьяжей с глубоким залеганием подошвы образуются побочные покровы, сорванные на меньшей глубине, перед ними еще более второстепенные покровы, а впереди последних — краевые чешуи. В ходе этого процесса сколовые поверхности, которыми ограничены вновь отделяющиеся пластины, могут приобретать крутое залегание вблизи земной поверхности, стремясь выйти к ней кратчайшим путем. В таких случаях впереди лежащая пластина может подвергаться срыву вдоль того же горизонта слабых пород, как и пластина, давящая на нее сзади, в результате чего здесь образуются серии многочисленных «скиб», в которых повторяется один и тот же стратиграфический разрез.

В процессе перемещения шарьяжей проявляется также целый ряд дополнительных механизмов, посредством которых перемещаются отдельные части формирующейся структуры и происходит ее общее усложнение. Сюда относятся:

1) клавишное погружение отдельных чешуй покровного комплекса под фронтальной частью вышележащего шарьяжа;

2) опережающее перемещение («подброс») отдельных клинообразных блоков, выдавленных вперед и вверх в результате горизонтального сжатия, а иногда и встречное взбросовое перемещение их на расположенные сзади участки покровного комплекса (выдавленный клин);

3) центробежное растекание пластичных материалов (например, пород флиша или зон меланжа) в сторону от крупного погружающегося участка вышележащего шарьяжа (как это видно на примере дислокаций, связанных с гравитационным вдавливанием Девольского гипербазитового массива — лоскута офиолитового покрова);

4) транспортировка сравнительно крупных чешуй тектонической взвесью при ее нагнетании в антиформные структуры;

5) возможное «подталкивание» лоскутов шарьяжей, вызванное действием того же фактора;

6) отделение отщепов шарьяжа от его основания (снизу) путем встречного расклинивания материалом меланжа и т. п.

Наиболее общей причиной покровообразования является наличие горизонтальных сколовых напряжений, охватывающих тектоносферу, что связано с общей геодинамической обстановкой развития подвижных поясов Земли.

Итак, несмотря на многообразие разновидностей шарьяжей, которое обусловлено различными сочетаниями одновременно действующих кинематических механизмов, в зависимости от местной геологической обстановки, — ведущее значение в целом имеют крупные сколовые пластины. К их числу, как правило, относятся главные аллохтонные комплексы. Образованные из лежащих складок покровы, для объяснения которых применим механизм накатывания, также широко распространены, но в большинстве случаев играют подчиненную роль. Для полного систематического описания всех видов и разновидностей покров-

вов нужна дальнейшая разработка их морфолого-кинематической классификации.

Динамика процесса шарьирования и сопровождающих его явлений даже в рамках отдельной тектонической фазы выражается в целой серии последовательных взаимосвязанных событий. Это показано выше на примере одной из главных фаз формирования покровного сооружения Динарид на рубеже эоцена и олигоцена (перекрытие внешней окраины эвгеосинклинальной области офиолитовыми шарьяжами; шарьирование аллохтонных комплексов внутренних зон на ближайший край внешних; деформация и срыв чехла на площади последних; образование здесь параавтохтонных покровов; изменение характера олистостромовой седиментации от перишарьяжной в начале фазы до «надшарьяжной» в конце).

Еще более разнообразные взаимосвязи явлений выясняются, когда мы прослеживаем динамику развития целого покровного сооружения в течение всей его истории. Кроме более раннего формирования шарьяжей внутренних зон и продвижения волны шарьяжеобразования к периферии области, отмечается связь этого процесса с определенными стадиями геосинклинального цикла (от времени накопления граувакковой и флишевой формаций до времени образования моласс), а также связь с определенными эндогенными процессами, которые в конечном итоге служат отражением общей геодинамической обстановки. В ранние фазы движения шарьяжей, проявляющиеся только во внутренних зонах, там накапливаются граувакки и флиш. Некоторые из этих фаз, хотя и не самые первые, а относящиеся к концу ранней стадии развития сооружения, коррелируются с явлениями регионального метаморфизма (и, вероятно, с гранитизацией на соответствующих глубинах). Средние и поздние фазы, охватывающие и внутренние и внешние зоны, сопоставляются по времени с андезитовым вулканизмом и образованием внутренних впадин в тылах области. Во внешних зонах в это время накапливается флиш, а к концу формирования покровного сооружения — молассы. Вместе с волной шарьирования, от тылов к периферии области продвигается и перишарьяжная депрессия перед фронтом главного аллохтонного комплекса.

Для динамики развития покровного сооружения чрезвычайно типичен прерывистый, «скачкообразный» характер процесса, что особенно хорошо видно на примере Динарид, с четким выделением нескольких фаз интенсивного продвижения шарьяжей. Помимо предберриасской, намеченной Ж. Обуэном, здесь могут быть выделены фазы 1) в середине мела, 2) позднемеловая—раннепалеогеновая (от конца сенона до палеоцена или маастрихт-датская), 3) слабо проявленная фаза на рубеже среднего и верхнего эоцена (?), 4) предолигоценовая, 5) в конце олигоцена и раннем миоцене. В Альпах выделяются: 1) крупная фаза в середине мела, 2) ряд менее значительных движений в позднем мелу и, возможно, начале палеогена, 3) важнейшая фаза в конце эоцена — начале олигоцена, 4) вероятно, последняя крупная фаза в конце позднего олигоцена, 5) дополнительные подвижки покровов после среднего миоцена. Не трудно убедиться, что в разных районах альпид время ускоренного продвижения шарьяжей в значительной степени совпадает. Короткие импульсы интенсивного шарьирования чередуются с более продолжительными периодами относительного покоя или очень медленного продвижения покровов. Скорость перемещения шарьяжей в

рамках отдельных фаз может колебаться от 1 до 2,5 см/год (возможно, более).

При всей сложности обстановки шарьяжеобразования достаточно четко могут быть определены его ведущие факторы: а) сильнейшее тангенциальное сжатие глубинной структуры за счет «корней» отдельных структурно-фациальных зон, откуда происходят главные аллохтонные комплексы покровов; б) связанный с обстановкой горизонтального сжатия механизм крупноамплитудного глубинного поддвига под геосинклиналь. По-видимому, этот поддвиговый механизм является главным, но оптимальная обстановка для шарьяжеобразования создается, когда он сочетается с противоположным — надвиговым, причиной которого служат процессы растяжения в тылах геосинклинали. В дальнейшем эти процессы могут распространиться на более обширную площадь и подвиговый механизм прекратит свое действие. Но до того, как это произойдет, он в качестве остаточного механизма может еще проявляться в течение некоторого времени во внешних зонах, тогда как во внутренних уже началось растяжение. Если же придерживаться концепции, что мантийный диапир, вызывающий растяжение литосферы, сам образуется над глубоко погруженным участком субдуцируемой плиты, то в этом случае глубинный подвиг извне и встречное движение материала, вызванное растяжением в тылах системы, не должны противопоставляться один другому, поскольку являются лишь разными сторонами одного общего процесса. Перишарьяжные депрессии, вероятно, закладываются в связи с подвиговым механизмом (субдукцией) и функционируют от сравнительно ранних до средних стадий развития покровного сооружения. Наиболее значительные надвиговые перемещения к периферии соответствуют средним и поздним стадиям этого развития (времени андезитового вулканизма во внутренних зонах геосинклинали и в пределах срединных массивов).

В более широком плане, например в масштабах всего Средиземноморья, можно предполагать сближение крупных континентальных блоков (плит литосферы) в сочетании с образованием «овалов расширения» в зонах междугорья. Если перечисленные причины действительно являются решающими для возникновения крупных шарьяжей, то разница между условиями развития складчатых и покровных сооружений должна заключаться, в первую очередь, в степени сжатия глубинной структуры, что предполагается и некоторыми другими исследователями.

Общая геодинамическая картина формирования покровного сооружения хорошо согласуется с концепциями мобилизма, но может быть объяснена и с позиций других гипотез, в частности, гипотезы В. И. Вернадского и В. Н. Ларина — «гидридной модели Земли» (Ларин, 1971) или пульсационной гипотезы в варианте П. Н. Кропоткина и Л. В. Ларионова (1975). Субдукция, с которой связано развитие покровных сооружений, не обязательно должна транспортировать в зону поглощения целиком литосферную плиту, как это постулируется новой глобальной тектоникой, а может происходить и в пределах самой литосферы, что отвечает понятию «коровой субдукции» некоторых исследователей Альп (Gruppu, 1971, 1972, 1975; Bögel, 1975). В этом случае вопрос о «корнях гор» приобретает особую остроту, в связи с чем требует внимания высказанное выше соображение о переработке корового материала под покровными сооружениями путем его эклогитизации (например, по схеме И. А. Резанова). Наложение шарьяжей друг на друга в виде мощного пакета в течение короткой фазы интенсивного сжатия должно

стимулировать процессы обмена между корой и мантией и тем самым ускорить поглощение «корней».

Для объяснения физической стороны процесса шарьирования, наряду с другими факторами, нужно учитывать вязкостную неоднородность одновременно дислоцируемых пород, как одну из возможных причин, значительно облегчающих перемещение шарьяжей.

Многие вопросы покровной тектоники еще далеко не решены. Большого внимания требуют те чисто геологические вопросы, решение которых необходимо для достоверных палинспастических реконструкций. Требуется дальнейшее совершенствование методики изучения покровных сооружений (включая разработку методических указаний для геологов, работающих в поле). К числу назревших задач относится достаточно полное сравнительное изучение областей покровной тектоники по всему земному шару, в особенности внимательное изучение их палеогеографии и палеотектоники с разумным применением метода актуализма и проведением сопоставлений этих областей с современными системами островных дуг. Дальнейшей углубленной разработки требуют вопросы механики покровообразования и общая теория шарьяжей.

В целом, изложенные в этой работе данные показывают, насколько велико значение проблемы шарьяжей для дальнейшего развития геотектоники.

- Ажгирей Г. Д.* Шарьяжи в подвижных геосинклинальных поясах. М., «Наука», 1977. 154 с.
- Артемьев М. Е.* Некоторые закономерности распределения изостатических аномалий в области альпийских складчатых сооружений Западной Европы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 9, 1962, с. 58—66.
- Артемьев М. Е.* Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным изостатических аномалий силы тяжести. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, 46, № 4, с. 39—52.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К.* (мл.). Офиолиты как указатель границ древних плит на примере тектоники Западной Калифорнии. Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, с. 35—37.
- Белостоцкий И. И.* О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части центральных Динарид. Ст. 1. Тектонические покровы. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, № 6, с. 24—53.
- Белостоцкий И. И.* О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части центральных Динарид. Ст. 2. Гравитационные структуры. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1964, № 1, с. 21—48.
- Белостоцкий И. И.* Тектонические покровы Динарид. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 2, с. 67—82.
- Белостоцкий И. И.* Тектонические покровы в бассейне р. Девол в Динаридах. — «Геотектоника», 1967, № 6, с. 25—48.
- Белостоцкий И. И.* Условия осадконакопления и тектоническая обстановка в зоне Мирдита (центральный сектор Динарид) в меловое время. — «Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка», 1968, № 10, с. 19—28.
- Белостоцкий И. И.* Тектонические покровы. Зоны меланжа и хаотических структур. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М. «Недра», 1970, с. 131—191.
- Белостоцкий И. И.* Некоторые вопросы кинематики и динамики шарьяжей. — М., 1977, с. 85—105.
- Белостоцкий И. И., Колбанцев Р. В.* К проблеме офиолитов в Динаридах. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 9, с. 36—49.
- Белоусов В. В.* Тектонические наблюдения во французских Альпах в 1955 г. — «Сов. геология», ст. 54, 1956, с. 37—62.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., «Госгеолтехиздат», 1962. 608 с.
- Беляков Л. В.* О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов. — «Геотектоника», 1968, № 4, с. 20—37.
- Берхемер Х. и Херси Дж.* Некоторые черты альпийско-средиземноморского орогенеза. — В кн.: «Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 132—137.
- Борнова Ж.* Новые наблюдения в Предапулийской и Ионической зонах (Западная Греция). — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965, с. 276—283.
- Боянов И., Кожухаров Д.* Строение и блоковое расчленение Родопского массива. — «Изв. на геол. ин-т, сер. геотектоника, стратиграфия и литология», кн. XVII, 1968, с. 224—229.
- Брюнн Ж.* К дискуссии о магматическом или тектоническом становлении офиолитов. Тезисы докладов Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре», «Наука», М., 1973, с. 7—8.
- Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. М., Изд. МГУ, 1960. 233 с.
- Буртман В. С.* Геология и механика шарьяжей. М., «Недра», 1973. 103 с.
- Ван Беммелен Р. В.* Новые взгляды на орогенезис Восточных Альп. — В кн.: Труды XXI Междуна. геол. конгресса, 2, М., 1963, с. 284—309.
- Вассоевич Н. Б. и Хаин В. Е.* Явления покровной тектоники в Лагичских горах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1940, № 1, с. 76—80.
- Воскресенский И. А.* О Баскальском покрове на Юго-Восточном Кавказе. — «Советская геология», 1958, № 7, с. 62—84.
- Вундерлих Г.* Гравитационные аномалии, мигрирующие передовые прогибы и роль силы тяжести в перемещении покровов на примере Миноид (Восточное Средиземноморье). — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 273—287.

- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967. 350 с.
- Григорьев В. Н. и Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1958, № 11, с. 44—58.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. — «Геология и геофизика», 1963, № 2, с. 3—11.
- Дебельма Ж., Керкхове К. Крупные гравитационные покровы во Франко-Итальянских и Франко-Швейцарских Альпах. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 196—207.
- Де Жонг К. А. Горообразование в Средиземноморской области. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 141—153.
- Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М., «Мир», 1971. 288 с.
- Димитриевич М. Д., Чирич Б. М. Тектоническое строение Сербо-Македонского массива. — «Геотектоника», 1966, № 5, с. 31—42.
- Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. — «Геохимия», 1972, № 10, с. 1155—1167.
- Драгашевич Т. Некоторые результаты глубинного сейсмического зондирования в Динаридах. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. Верхняя мантия. Вып. 5. М., 1967, с. 39—44.
- Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала. — «Геотектоника», 1977 г., № 1, с. 24—42.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952. 638 с.
- Земля (введение в общую геологию). Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Тернер и др. М., «Мир», т. 1 и 2, 1974. 843 с.
- Зонениан Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 240 с.
- Илић М. Основне карактеристике развоја терцијарног магматизма у унутрашњим Динаридама и Родопима. Реферати VI Саветовања геолога Југословије, део II, Охрид, 1966, р. 115—134.
- Илич М. Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид. Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., Budapest, T. 11, fasc. 1—3, 1967, p. 13—18.
- Кабанов Ю. Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна. — «Бюл. МОИП, Отд. геол.», 1972, № 5, с. 39—46.
- Казьмин В. Г. Тектоника Северо-Восточного Средиземноморья. — «Геол. сборник Львов. геол. об-ва», 1966, № 10, с. 159—170.
- Казьмин В. Г. К проблеме «альпийского меланжа». — «Геотектоника», 1971, № 2.
- Каленич М. Первая находка нижнего кембрия в Восточной Сербии (Южные Карпаты). Списание на Българ. геол. дружество. София, XXVII, кн. 2, 1966, с. 216—219.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974, 230 с.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. — «Бюл. МОИП, Отд. геол.», 1970, № 4, с. 60—77.
- Карамата С., Чирич Б. Офиолиты Динарид и их происхождение. Тезисы докладов Международного симпозиума. — В кн.: Офиолиты в земной коре. М., «Наука», 1973, с. 14—15.
- Кер А. Калабрийско-Сицилийская дуга. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 168—183.
- Клар Э. Структурный очерк Восточных Альп. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 256—272.
- Клишевич В. Л., Поршняков Г. С. Региональные закономерности размещения сурьмяно-ртутного оруденения в покровных структурах герцинид Южного Тянь-Шаня. — М., Изд. ВИНТИ. В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. 1976, с. 200—202.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — «Геотектоника», 1971, № 6.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М., «Наука», 1975. 208 с.
- Кожухаров Д. Стратиграфическая корреляция докембрийских метаморфитов Центральных Родоп и Пелагонийского массива. Карп.-Балк. геол. ассоц. VIII конгресс. Доклады. Стратиграфия. Белград, 1967, с. 35—42.
- Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Металлогения областей ареального спрединга. — «Геодинамика и полезные ископаемые». Тезисы докл. Всесоюз. науч.-технич. сов. Изд. ВИНТИ, М., 1976, с. 167—169.
- Корсаков О. Д. О строении осадочного чехла в море Альборан. — В кн.: Морская геология и геофизика, сб. III. Рига, «Зинатне». 1972, с. 78—82.

Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971а, с. 238—253.

Кропоткин П. Н. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей). — «Геотектоника», 1971б, № 1, с. 3—12.

Кропоткин П. Н., Буртман В. С. Структурная геология и мобилизм. — В кн.: Геодинамика и полез. ископаемые. Тезисы докл. Всесоюз. науч.-техн. совещ. Изд. ВИНТИ, М., 1976, с. 5—6.

Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. (Мат.-лы симпоз. по рифт. зонам Земли). Иркутск, 1975, с. 8—9.

Кюнен Ф. Х. Возраст одного бассейна Средиземного моря. — В кн.: «Рельеф и геология дна океанов». М., «Прогресс», 1964, с. 112—116.

Ларин В. Н. О роли водорода в строении и развитии Земли. Научные собрания ИМГРЭ. Материалы, вып. 6, М., 1971, с. 3—67.

Ларин В. Н., Руженцев С. В. Моделирование покровных складок. — «Геотектоника», 1975, № 3, с. 36—43.

Лаубшер Г. Горы Юра. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 223—232.

Лемун М. О тектонике гравитационного скольжения в Западных Альпах. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 207—222.

Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М., «Наука», 1975. 139 с.

Лилленберг Д. А. Общие тенденции современных тектонических движений Македонии. Savez geol. društ, SFR Jugosl. Referati vi savetovanja. Deo I. Ohrid, 1966, с. 245—270.

Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. 1974, № 2, с. 77—85. «Советская геология». Авт.: И. И. Греков, С. М. Кропачев и др.

Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии. Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК (пробл. 11), М., «Недра», 1964, с. 64—81.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973. 279 с.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Некоторые основные вопросы тектоники альпийского Средиземноморско-Гималайского геосинклинального пояса. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1966, № 3, с. 135—136.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — Т. II, М.—Л., Изд. АН СССР, 1949. 510 с.

Муратов М. В. Тектонические структуры Альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. — Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 18, 1960, с. 126—136.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 3—21.

Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. — «Физика Земли», 1967, № 6, с. 61—72. Авт.: Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Л. А. Мишарина, Е. И. Широкова.

Наумов А. Н. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоанского передового прогиба в районе западного склона хребта Орулган. Труды НИИГА, вып. 19. 1962, с. 91—98.

Некоторые основные вопросы тектоники и тектонической истории Советских Карпат. В кн.: „Tectonic problems of the Alpine system“. „Veda“, Bratislava, 1975, с. 43—57. Авт.: В. Е. Хаин, С. Л. Бызова, М. А. Безр и др.

Непрочнов Ю. П., Гайнанов А. Г., Мирлин Е. Г. Особенности геофизических полей и строения земной коры глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей. Тезисы докладов междуведом. тектонич. совещания. М., 1975, с. 41—43.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974. 470 с.

Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — «Геотектоника», № 5, 1975, с. 60—72. Авт.: А. А. Александров, Н. А. Богданов, С. Г. Бялобжеский и др.

Обуэн Ж. Итало-Динарская система и ее соотношения с Альпийской дугой. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965, с. 187—257.

Обуэн Ж. Геосинклиналии; проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 302 с.

Паталаха Е. И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). Геотектоника, 1971, № 4, с. 15—25.

Основные черты тектонического строения дна Средиземного моря. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, 1964, с. 97—113. Авт.: Е. М. Емельянов, О. В. Михайлов, В. Н. Москаленко, К. М. Шимкус.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. — «Гестектоника», 1967, № 5, с. 8—24.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд. ГУ, 1973. 215 с.

Резанов И. А. Кругооборот вещества между корой и мантией как механизм образования гранитного слоя. — «Бюл. МОИП. Отдел геол.», 1975, № 6, с. 16—28.

Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 7—26.

Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. — Труды ГИН АН СССР, вып. 223, «Наука», М., 1971. 135 с.

Рутген М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 446 с.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., Изд. ИЛ, 1960. 473 с.

Ситтер Л. У. Сравнение Ломбардских Альп и Доломитов. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965, с. 122—134.

Скобелев С. Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра I. — «Геотектоника», 1977, № 2, с. 105—119.

Соколов С. Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). — «Геотектоника», 1974, № 1, с. 35—48.

Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 9—24. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. С. Перфильев и др.

Тектоника Африки. Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973. 341 с.

Тектоника Европы. Объяснительная записка к междунар. тектонич. карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Ред. А. А. Богданов, М. В. Муратов, Н. С. Шатский. М., «Наука» — «Недра», 1964. 362 с.

Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. Сб. докладов сов. геологов XXII сессии Междунар. геол. конгр. «Гималайский и альпийский орогенез». М., «Недра», 1964, с. 156—172. Авт.: А. В. Пейве, В. С. Буртман, С. В. Руженцев, А. И. Суворов.

Тетяев М. М. О шарьяжах Восточной Сибири — «Вестник геол. комитета», 1928, № 4—6, с. 12—35.

Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965, с. 9—122.

Трюмпи Р. Последовательность орогенных событий в Центральных Альпах. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 233—256.

Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — «Вестник Моск. ун-та», 1970, № 2, с. 36—71.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 548 с.

Чирич Б. О молодом магматизме во внешних Динаридах Югославии. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965, с. 264—275.

Чирич Б. Развитие Динарид в альпийском цикле. — «Геотектоника», 1967, № 6, с. 3—24.

Чирич Б., Карамата С. Развитие магматизма в Динарской геосинклинали в мезозое и кайнозое. — В кн.: Тектоника Альпийской области, М., «Мир», 1965, с. 257—263.

Чумаков И. С. Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена—начале плиоцена по новым данным. — «Сов. геология», 1971, № 10, с. 3—14.

Шейлинг Р. Активная роль континентов в тектоническом развитии; геотермические модели. — В кн.: Сила тяжести и тектоника, М., «Мир», 1976, с. 57—70.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Ст. 2. — «Бюл. МОИП, Отд. геол.», 1974, № 1, с. 5—26.

Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. — «Физика Земли», 1967, № 1, с. 23—30.

Эльгер П., Тревизан Л. Олиостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976, с. 183—195.

Юзвицкий А. З. Новые данные о Томском шарьяже. — «Геотектоника», 1976, № 4, с. 67—71.

- Amstutz A.* Notions fondamentales pour la géologie de l'Ossola-Tessin; chronologie. — „Comp. rend. Acad. Sci.“, Paris, t. 261, N 5, 1965, p. 1347—1350.
- Andrusov D.* Sur la vitesse de progression des nappes subtatiques. — „Geol. sb.“ (Bratislava), 16, N 1, 1965, p. 241—242.
- Argand E.* Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. Carte Géol. Suisse, Nouvelle Sér. 31 (61), 26, 1911, 56 p.
- Argyriadis J.* Sur la tectonique de l'Eubée moyenne; présence de lambeaux allochtones et raccord probable avec la Macedoine. — „Compt. rend. hebdomadaires de l'Acad. des Sci. de France“, t. 262, 1966, p. 2577—2580.
- Arsovski M., Stojanov R.* Opšta karakteristika na geološkata gradba na teritorijata na SR Makedonija. — „Savez geol. društ.“, SFR Jugosl. Referati vi savetovanja, deo I, Ohrid, 1966, p. 127—142.
- Arthaud F., Burg J.-P., Matte Ph.* L'évolution structurale hercynienne du massif de Mouthoumet (Sud de la France). — „Bull. Soc. géol. France“, t. XVIII, N 4 (7), 1976, p. 967—972.
- Aubouin J.* Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides. — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. 6, t. 8, N 7, 1958, p. 731—750.
- Aubouin J.* Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. 7, t. 15, N 5—6, 1973 (1974), p. 426—460.
- Aubouin J., Ndojaj I.* Regard sur la géologie de l'Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. 7, t. 6, N 5, 1964 (1965), p. 593—625.
- Aubouin J., Blanchet R., Cadet J.—P.* et al. Essai sur la géologie des Dinarides. — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. 7, t. 12 N 6, 1970 (1972), p. 1060—1095.
- Aubouin J., Bonneau M., Davidson I.* et al. Esquisse structural de l'Arc égéen externe: des Dinarides aux Taurides. — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. (7), t. XVIII, N 2, 1976, p. 327—336.
- Badoux H.* Géologie abrégée de la Suisse. In: „Geologischer Führer der Schweiz“, t. I, Basel, 1967, S. 1—44.
- Bailey E. B., McCallien W. J.* The Ankara melange and the Anatolian thrust. — „Nature“, 166, 1950, p. 938—940.
- Barberi F., Gasparini P., Innocenti F., Villari L.* Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its Geodynamic Implications. — „Journ. Geoph. Res.“, vol. 78, N 23, 1973, p. 5221—5232.
- Beck-Mannagetta P. u. Prey S.* Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich. 1 : 1 000 000. Ausgabejahr 1964, Wien, 1966, S. 7—44.
- Beneo E.* Les Resultats des Etudes pour la Recherche Petrolifère en Sicile. 4th World Petroleum Cong. Proc., Rome, Sec. I, 1955, p. 318—319.
- Berry M. J., Knopoff L.* Structure of the Upper Mantle under the Western Mediterranean Basin. — „J. of Geophys. Res.“, vol. 72, N 14, 1967, p. 3613—3626.
- Bertelsen A., Bondesen E., Jensen S. B.* On the so-called Wildmigmatites. — „Kristalinitikum“, Arbeiten zu Problemen der Geologie und Petrologie von Kristallingebieten. Verlag der Tschechosl. Akad. der Wissensch., Prag, 1962, S. 29—41.
- Birch F.* Discussion on the paper: „Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting“ by M. K. Hubbert and W. W. Rubey. Authiers' reply. — „Geol. Soc. America Bull.“, v. 71, N 9, 1961, 1441—1443.
- Bjelostockii I.* Mbi manifestimet e tektonikes gravitative ne Shqiperi. Buletini i shkencave natyrore, Nr. 4, 1960, p. 98—112.
- Blanchet R.* Données nouvelles sur le flysch bosniaque: la région de Banja Luka, Bosnie septentrionale, Yougoslavie. — „Bull. Soc. géol. France“, t. 12, N 4, 1970 (1972), p. 659—663.
- Bögel H.* The geodynamic development of the Eastern Alps. Geodyn. Project. N. Com. FRG a. J. Res. Soc. Prog. Report, Bonn, 1975, p. 42—50.
- Bonneaus M.* Les lambeaux allochtones du revers septentrional du massif Psiloriti (Crète moyenne, Grèce). — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. 7, t. XII, N 6, 1970 (1972), p. 1124—1129.
- Bousquet J. Cl., Grandjacquet Cl.* Structure de l'Apennin Calabro-lucanien (Italie Méridionale). — „C. R. Acad. Sci.“, t. 268, Ser. D, N 1, p. 13—16.
- Broquet P., Caire A. et Masclé G.* Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonie et Sicani). — „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. 8, N 7, 1966, p. 994—1013.
- Brunn I.* Mouvements verticaux et translations dans le couple axe anciens-sillon orogène de la Grèce septentrionale. — „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, N 4—5, 1957, p. 305—325.
- Brunn I. H.* Les Zones helléniques internes et leur extension (Reflexions sur l'orogénèse alpine). — „Bull. Soc. géol. France“. T. II, N 4, 1960 (1961), p. 470—486.

Cadet J.—P. Sur la géologie des confins méridionaux de la Bosnie et de la Serbe: mise en évidence de la nappe du Semeč (région de Visegrad et Rogatica, Yougoslavie).— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XII, N 6, 1970 (1972), p. 967—972.

Caire A., Glangeaud L., Grandjacquet C. Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 2 (7), 1960 (1961), p. 915—938.

Celet P. Observations sur la tectonique de la région côtière méridionale des massifs du Parnasse-Kijone.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 2, N 4, 1960 (1961), p. 427—434.

Charvet J. Aperçu géologique des Dinarides aux environs du méridien de Sarajevo.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XII, N 6, 1970 (1972), p. 986—1002.

Chorowicz J. Sur l'importance des recouvrements aux confins entre de la Dalmatie moyenne et de la Bosnie-Herzégovine sud-occidentale (Yougoslavie).— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 12, N 3, 1970, p. 496—504.

Chorowicz J., Bignot G. L'âge de la série flyshoïde du Grmeč (Bosnie-Herzégovine occidentale, Yougoslavie): conséquences paléogéographiques et structurales.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 15, N 3—4, 1973, p. 94—95.

Čirič B. Le développement des Dinarides yougoslaves pendant le cycle alpin. L'évolution paléogéographique et structurale des domaines Méditerranéens et alpins d'Europe. Mémoire en vente à la Société géologique de France, 1963, p. 565—582.

Čirič B. Die Durmitor—Dislokation in den Dinariden Jugoslawiens. Z. deutsch. geol. Ges., Band 115, Teil 2—3, 1963 (1966), S. 727—735.

Čirič Br. Corrélation des phases tectogénétiques et magmatiques alpines dans les Dinarides.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XII, N 6, 1970 (1972), p. 945—947.

Čirič B., Gaertner H.—R. von. Zur Frage der varistischen Faltung in Jugoslawien. „Geologisches Jahrb.“, 81, 1962 (1964), S. 1—10.

Closs H. Alpine orogeny and plate tectonics. „Geodynamics Project“. „N. Com. FRG a. G. Res. Soc. Progress Report“. Bonn, 1975, p. 51—54.

Cominak P. E., Papazachos B. C. Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge.— „Bull. geol. Soc. Amer.“, vol. 83, N 4, 1972, p. 1093—1101.

Cousin E. Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XII, N 6, 1970 (1972), p. 1034—1047.

Dalipi H., Kondo A., Pejo I., Ikonimi J. a. Mecaj B. Stratigraphy of the Deposits of the Mesozoic in Southern and Western Albania (outer Albanids).— „Nafta“ (Zagreb), N 4—5, 1971, p. 227—251.

D'Argenio Br., Radoičić R. and Sgrosso It. A Paleogeographic Section through the Italo-Linaric External Zones during Jurassic and Cretaceous Times.— „Nafta“ (Zagreb), N 4—5, 1971, p. 195—206.

Debelmas J. Le prolongement des Alpes orientales à l'intérieur de l'arc des Alpes occidentales et dans les Apennins du nord. In: „Tectonic problems of the Alpine system“. — „Veda“, Bratislava, 1975, p. 131—139.

Debelmas J. a. Lemoine M. The Western Alps: palaeogeography and structure.— „Earth-Science Reviews“, v. 6, N 4, 1970, p. 221—256.

Debelmas J., Chauve P., Demarcq G. et al. Géologie de la France. T. 1 et 2. Paris, 1972. 543 p.

Deleon G. Pogled na geološku starost granitoidnih stena u Pelagoniji i Zapadnoj Makedoniji na osnovu njihove izotopske starosti. Savez geol. društ. SFR Jugosl. Referati vi savetovanja. Deo 11, Ohrid, 1966, p. 59—66.

Dercourt J. Contribution à l'étude géologique du Péloponnèse; terminaison paléogéographique du haut-fond du Parnasse.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 4, N 7, 1962, p. 304—356.

Dercourt J. Esquisse tectonique du Péloponnèse septentrional (Grèce).— „Ann. Soc. géol. Nord“, 84, N 3, 1964 (1965), p. 183—189.

Dewey J. F., Pitman W. C. a. oth. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— „Geol. Soc. Am. Bull.“, 84, 1973. 3137—3180.

Dimitriević M. D. Serbo-Macedonian massive. The geological problems of the Serbo-Macedonian massive. Carpatobalkan geol. assoc., VIII Congr., Belgrade, 1967, p. 1—27.

Dimitriević M. D., Dimitriević M. N. Olistostrome melange in the Jugoslavian dinarides and Late Mesozoic plate tectonics.— „J. Geol.“, 81, N 3, 1973, p. 328—340.

Dimitriević M. D., Dimitriević M. N. The polyphase melange of the Vardar zone.— „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XVIII, N 2, 1976, p. 205—208.

Douglas R. J. W. a. oth. Geology and Economic Minerals of Canada.— „Geol. Survey of Canada“, Ottawa, 1970. 657 p.

Dragašević T., Andrić B. Deep seismic sounding of the Earth's crust in the area of the Dinarides and the Adriatic Sea.— „Geophys. Prospect“, 16, N 1, 1968, p. 54—76.

Durand-Delga M. Impressions sur l'édifice alpin de Corse. In: Tectonic problems of the Alpine system, edited by M. Mahel, VEDA, Publishing house of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava, 1975, p. 203—231.

Ellenberger Fr. Le „style penninique“ rhéomorphisme ou cisaillements? Application au Grand Paradis. — „C. R. Acad. Sci.“, 260, N 14, 1965, p. 4008—4011.

Elter G. Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. — „Géol. alp.“, t. 47, N 2, 1971, p. 147—169.

Elter P. Brefaperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. — „Bull. Soc. géol. France“, Ser. 4, N 5, 1962 (1963), p. 668—674.

Exner Ch. Geologie von Österreich. „Erläuterungen zur geologischen- und zur-Lagersbätten-Karte 1 : 1 000 000 von Österreich“, Wien, 1966, S. 67—75.

Fabiani R., Segre A. G. Schema strutturale della regione Italiana. — „La ricerca sci., Contr. Sc. geol.“, vol. 22, 1952, p. 7—23.

Fallot P. Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. — „Ann. Soc. géol. Belg.“, Bull. 77, 1955, p. 147—170.

Fleury J.-J., Godfriaux J. Arguments pour l'attribution de la série de la tenètre de l'Olympe (Grèce) à la zone de Gavrovo-Tripolitza: présence de fossiles du Maastrichtien et de l'Eocène inférieur (et moyen?). — „Ann. Soc. géol. Nord“, N 4, 1974 (1975), p. 149—156.

Flores G. Evidence of slump phenomena (olistostromes) in Sicily. Fifth World Petroleum Congress, sect. 1, paper. 13, 1959, p. 259—275.

Gansser A. New aspects of the geology in Central Iran. Proc. 4th World Petrol. Congr., Sect. 1/A/5, paper 2, Rome, 1955, 279—300.

Giermann G., Pfannensteil C. M., Wimmenauer W. Relations entre morphologie, tectonique et volcanisme en mer d'Alberan (Méditerranée occidentale). — „Compt. rend. Soc. géol. France“, Ser. 4, 1968, p. 116—118.

Gjata T., Skela V. a. oth. Stratigraphy of paleogenic deposits in Western and Southwestern Albania (Outer Albanids). — „Nafta“, Zagreb, N 4—5, 1971, 208—226.

Glangeaud L. Correlation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nordafricain. — „Bull. Soc. géol. France“, Ser. 6, N 7, 1956 (1957), p. 867—891.

Glangeaud L. Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. — „Rev. géogr. phys. et géol. dynam.“, Sér. 2, N 1, 1957 (1958), p. 200—220; N 2, 1959, p. 197—204.

Glangeaud L., Bobier Cl., Szep B. Les structures mégamétriques de la méditerranée la mer d'Alberan et l'„arc“ de Gibraltar. — „Compt. Rend. Acad. Sci.“, Paris, Sér. D, t. 271, N 5, 1970, p. 273—278.

Godfriaux J. L'Olympe: une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes. — „Compt. Rend. Acad. Sci.“, Paris, T. 255, N 15, 1962, p. 1761—1763.

Godfriaux J. Panorama de la géologie de l'Olympe (Grèce). — „Bull. Soc. géol. Belge“, Paléontol. et Hydrol., v. 76, N 1—2, 1967 (1968), p. 114—124.

Görler K., Giese P. The Geodynamics of Calabria. „Geodyn. Project“. — „N. Com. FRG a. G. Res. Soc. Prog. Report“, Bonn, 1975, p. 75—77.

Greenly E. The geology of Anglesey. — „Geol. Survey Gt. Britain Mem.“, t. 1 a. 2, 1919. 980 p.

Grubić A. Generalni tektonski sklop Dinarida. „Geološki problemi Dinarida“, VIII Kongres Karpato-Balh. geol. assoc., Beograd, 1967.

Gwinner M. P. Geologie der Alpen (Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik), Stuttgart, 1971, S. 477.

Heim A. Geologie der Schweiz. — „C. H. T.“, Leipzig, Band I, 1919, 704 S., Band II, 1921—1922, 1018 S.

Hsü J. K. Origin of large overturned slabs of Apennines, Italy. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists“, 51, N 1, 1967, p. 65—72.

Hsü K. J. Melanges and their distinction from olistostromes. — „Mod. and Ancient Geosynclinal Sedimentat. Proc. Symp., Madison, Wisc., 1972“. Tulsa, Okla, 1974, p. 321—333.

Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — „Bull. Soc. géol. America“, N 70, N 2, 1959, p. 115—205.

Jacobshagen V., Makrus J., Okrusch M., Seidel E., Keller J., Dürr S., Richter D. Geodynamics of the Aegean region. „Geodyn. Project“. — „N. Com. FRG a. G. Res. Soc. Progress Report“, Bonn, 1975, p. 63—70.

Jäger E. Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. — „Eclog. geol. helv.“, N 66, N 1, 1973, S. 11—21.

Jurić M., Maksimčev S. Die Sana-Decke. Mitt. Geol. Ges., Wien, Bd. 62, 1969 (1970), S. 11—16.

Juteau Th., Lapierre H., Nicolas A. et al. Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésagéens. — „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XV, N 5—6, 1973 (1974), p. 478—493.

Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — „J. Geophys. Res.“, N 76, N 11, 1971, p. 2542—2561.

Kehle R. O. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. — „Bull. Soc. Geol. Amer.“, t. 81, N 6, 1970, p. 1641—1663.

Kober L. Die Grossgliederung der Dinariden. — „Cent. f. Min., etc.“, Abt. B, 1929, p. 426—437.

Kober L. Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. Beograd. — „Acad. Serbe. Sci. Inst. Geol.“, 1952. 81 s.

Kossmat F. Geologie der Zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. Heft 12, Berlin, 1924. 275 S.

Kraus E. C. Zur Baugeschichte der Alpen-Versuch einer analytischen und synthetischen Übersicht. — Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, N 1, 1968, S. 38—58; N 2, 1968, S. 69—88.

Lanphere M. A., Coleman R. G., Karamata St., Pamić J. Age of amphibolites associated with Alpine peridotites in the Dinaride Ophiolite zone, Yugoslavia. — „Earth and Planet. Sci. Lett.“, 26, N 3, 1975, p. 271—276.

Maxwell J. C. The mediterranean ophiolites and continental drift. „Megatectonics of Continents and Oceans“. New Brunswick, New Jersey, Rutgers Univ. Press, 1970, 153—176.

Mc Kenzie D. P. Plate tectonics of the Mediterranean region. — „Nature“, 226, 1970, p. 234—243.

Melo V. Marëdhëniet gjeologjike të trashësirë flişhoidale numulitike me depozimet rrethonjëse që vendosen mbi të në rajonin e Korrabit. — „Bull. Univ. shtetër. Tiranës“, Ser. shkenc. natyr., t. 20, N 1, 1966, p. 45—56.

Mercier J. Sur l'existence et l'âge des deux phases régionales de métamorphisme alpin dans les zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). — „Bull. Soc. géol. France“, t. 8, N 7, 1966 (1967) a—IIIa, p. 1014—1019.

Mercier J. Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce): vue d'ensemble. — „Bull. Soc. géol. France“, Ser. 8, N 7, 1966 (1967) b, p. 1020—1047.

Merla G. Geologia dell' Appennino-Settentrionale. — „Soc. Geol. Italiana Boll.“, vol. 70, 1951, pp. 95—382.

Metz K. New synthetic aspects of the tectonics of the western section of the austrian Central Alps. — „Tectonophysics“, v. 3, N 2, 1966, p. 129—146.

Miladinović M. Geotektonika gradba jugo-istocne Crne Gore. „Geol. vješt.“, M. 1, 1961 (1962), p. 151—170.

Miladinović M. Zur Tektonik des weiteren Raumes der oberen Neretva (Bosnien, Jugoslawien). Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Band 62, 1969, S. 35—39.

Miladinović M., Papeš J. The Durmitor overthrust in the space of the Visočica mountain in South-Eastern Bosnia. — „Bull. Cons. Acad. Sci. et arts“, v. 16, N 3—4, 1971, p. 75—77.

Miljuš P. Tektonika i povijest razvoja jugoistočnog dijela Vanjskih Dinarida. — „Nafta“, Zagreb, XXI, N 9, 1970, p. 394—410.

Miljuš P. Naftoplinonosni bazeni cirkumjadranske oblasti. — „Nafta“, Zagreb, N 4—5, 1971, p. 177—194.

Miljuš P. i Sirynek M. Tektonska grada Bosne i dijela Hrvatske. — „Nafta“ Zagreb, N 1, 1974, p. 7—19.

Milovanović B., Karamata St. Über den Diapirismus serpentinisher Massen. 21 st Internat. Geol. Congr., 1960, Part 18, Copenhagen, 1960, 409—417.

Milovanović B., Ćirić B. Geološka Karta SR Srbije 1:200 000 Zavod za geol. i geof. istraž. Štampa „Geokarta“, Beograd, 1968, 101 p.

Moore E. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. — „Geol. Soc. Amer. Bull., spec. papers“, N 118, 1969, 118 p.

Moore E. Ultramodics and orogeny, with models of the US Cordillera and the Tethys. — „Nature“ (Gr. Brit.), 228, N 5274, 1970, p. 837—842.

Ndojaj I. Verejtje gjeologjike mbi krahinen e Lovrushkut (Puke). — „Bul. pen shkencat natyrore“, N 3, 1953, 28—34.

Nopcsa F. Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rundschau, Bd. 12, 1921, p. 1—19.

Nopcsa Fr. Geologie und Geographie Nord-Albaniens. Budapest, 1928, 734 S.

North F. K. Gravitational tectonics. — „Bull. Canad. Petrol. Geol.“, 12, N 2, 1964, p. 185—225.

Nowack E. Geologische Übersicht von Albanien. Erläuterungen zur geologischen Karte 1: 200 000, Salzburg, 1929, 204 s.

Oluić M., Grandlić S., Haček M., Hanik M. Tektonska grada vanjskih dinarida Jugoslavie. — „Nafta“ (SFRJ) Zagreb, 23, N 1—2, 1972, p. 3—17.

Oxburgh E. R. Tectonics. „Zenith“, vol. 4, N 1, 1966, p. 14—18.

Oxburgh E. R., Turcotte D. L. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. — „J. Geophys. Res.“, t. 76, N 5, 1971, p. 1315—1327.

Packham G. H., Falvey D. A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. — „Tectonophysics“, 11, N 2, 1971, p. 79—109.

Page B. M. Gravity tectonics near Passo della Cisa, northern Apennines, Italy. — „Bull. Geol. Soc. America“, t. 74, N 6, 1963, p. 655—672.

Pamić Jak. Magmatske i tektonske strukture u ultramafitima bosanske serpentinske zone. Sarajevo, Geol. zavod. Stampa „Oslobodenje“, 1964. 108 s.

Papa A. Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides (présentation de la Carte tectonique de l'Albanie au 500 000). — „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XII, N 6, 1970 (1972), p. 1096—1109.

Papa A., Pashko P. Mioceni i poshtëm në Shqipëri. Bul. UShT, Ser. Shk. Nat.: Nr. 4, Tiranë, 1966, 41—58.

Papastamatiou I. La géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kione-Oeta. — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. 2, N 4, 1960 (1961), p. 398—409.

Paraskevaidis I. Über die Struktur der Parnassone. Ecloga geol. Helv., 52, N 2, 1959, p. 235—249.

Patzelt G. Zur Geosynklinalentwicklung und Tektonik der äusseren Helleniden. Die Ionische Zone in Albanien. XXIII Internat. Geol. Congress, v. 3, 1968, s. 139—152.

Petković K. Navlake-Kraljušti ili kraljušti u navlakama u tektonskom sklopu Crne Gore i Hercegovine. Geol. anali Balk. Pol. Knj. XXVII, Beograd, 1961, p. 15—22.

Pinar N., Lahn E. Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie, Mineure). — „Bull. Soc. géol. France“. Ser. 5, N 1—3, 1955, p. 11—34.

Plaku K. Mbi ndërtimin e strukturës diapire të Dumresë. — „Bul. Univ. Shtetën“. „Tiranës, Ser. Shkencat, Natyrore“, N 2, 1966, p. 41—51.

Rakićević T., Hadži-Mitrova S. Novi podaci o rasprostranjenju gornojurskih titonskih sedimentata u Vardarskoj zoni. „Referati VI savetovanja“, d. 1, Ohrid, 1966, p. 85—92.

Rampnoux J.—P. Sur la mise en place des plutons granodioritiques du Kopaonik (Serbie centrale Yougoslavie); rôle tectonique et morphologique. — „C. R. Acad. Sci.“, 261, N 5, 1965, 1361—1364.

Rampnoux J.—P. Sur le problème du passage du Paléozoïque au Trias dans les dinarides yougoslaves (secteur de Serbie centrale et du Monténégro oriental, Yougoslavie). — „Comp. rend. Acad. Sci.“, D 267, N 13, 1968, p. 1087—1090.

Rampnoux J.—P. Sur la géologie du Sandjak: mise en évidence de la nappe du Pešter (confins serbo-monténégrins, Yougoslavie). — „Bull. Soc. géol. de France“. Sér. 7, t. XI, N 6, 1969 (1970), p. 881—893

Rampnoux J.—P. Regard sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie-Monténégro oriental): stratigraphie (évolution, paléogéographie, magmatisme). — „Bull. Soc. géol. France“. Sér. 7, t. XII, N 6, 1970 (1972), p. 948—966.

Renz K. Die Tektonik der griechischen Gebirge. Mémoires de l'Acad. d'Athènes, Bd. 8, 1940. 171 S.

Renz K. Stratigraphie Griechenlands. Athens. Inst. for Geology and Subsurface Research, 1955, 452 p.

Reutter K.—J. On the géotectonic évolution of the area between Corsica and the Northern Apennines. — „Geodyn. Project. — „N. Com. FRG a. G. Res. Soc. Prog. Report“, Bonn, 1976, p. 80—84.

Richter D. Flysch und Molasse an der Südalpen-Dinariden-Grenze zwischen Brenta und Isonzo. Teil II. — „Geol. Mitt.“, 9, N 4, 1968, S. 257—302.

Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey. — „Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol.“, v. 48, N 12, 1964, p. 1911—1937.

Ritsema A. R. Seismic data of the west Mediterranean and the problem of oceanisation. „Symposium on the problem of oceanisation in the western Mediterranean“. Trans. Royal Geol. a. Mining Soc. Netherlants, v. XXVI, 1969, p. 21—22.

Roksandić M. Osnovni elementi strukturološkog sklopa jednog dela jugoslavenskih Dinarida. Savez geološ. društ. SFR Jugosl. Referati vi savet. Deo I, Ohrid, 1966, 1. 507—516.

Roksandić M., Čanovič M. Novi podaci o tektonskom sklopu ulcinjskog područja. — „Nafta“, Zagreb, N 4—5, 1971, p. 287—293.

- Scandone P.* Die Orogenese in den Externiden des Südapennins (Campania, Lucania, Italien). In: „Tectonic problems of the Alpine system“. VEDA, Publ. house Slov. Acad. Sci., Bratislava, 1975, p. 189—203.
- Scheffer V.* Questioni regionali geofisiche riguardanti la geologia dell' Appennino. — „Boll. Soc. geol. Ital.“, t. 82, N 2, 1963, p. 445—464.
- Scholle P. A.* The Sestri-Voltagio line: a transform fault induced tectonic bounding between the Alps and the Apennines. — „Amer. J. Sci.“, v. 269, N 4, 1970, p. 343—353.
- Schwan W.* Zur Definition und Deutung des Strukturtyps „Decke“. „Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl.“ t. 124, N 2, 1966, S. 168—219.
- Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G.* Trench slope model. — „Geol. Contin. Margins“, Berlin, 1974, p. 249—260.
- Shehu V.* Mbi gjenezen e granofireve te Fierzes. — „Bul. Univ. shtetër Tiranës. Ser. shkenc. natyr.“, 24, N 1, 1970, p. 69—86.
- Sikošek B., Medwenitsch W.* Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. Sonderheft G, Wien, 1965, S. 86—102.
- Sikošek B., Maksimović B.* Geotektonska rejonizacija Jadranskog pajasa. — „Nafta“, Zagreb, N 4—5, 1971, p. 25—32.
- Sollogub V., Chekunov A. V., Prosen D., Dragašević T.* a. oth. Results of deep seismic soundings along the profile across the Carpathians and the Dinarides. Tr. X General'n. assamblii Evrop. sejsmol. komis. T. I, Leningrad, 1971, s. 280—290.
- Streff V.* Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. *Eclogae geol. Helv.*, v. 55, N 1, 1962, p. 19—37.
- Szádeczky-Kardoss E.* Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. — „Acta Geologica“ (Hung.), X, 1966, p. 106—125.
- Szádeczky-Kardoss E.* The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian-Dinaric area. In: „Tectonic problems of the Alpine system“. VEDA. Publ. house Slov. Acad. Sci., Bratislava, 1975, p. 69—87.
- Tectonics of the Carpathian-Balkan regions.* (Explanations to the tectonic map of the Carpathian-Balkan regions and their foreland). Editor M. Mahel'. Geol. Institut., Bratislava, 1974, 456 p.
- Temple P. G.* Mechanics of large scale gravity sliding in the Greek Peloponnesos. — „Geol. Soc. of Amer. Bull.“, v. 79, N 6, 1968, p. 687—700.
- Tollmann A.* Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund faziellen und tektonischen Untersuchungen. *Geol. Rundschau*, 50, 1960 (1961), S. 506—516.
- Tollmann A.* Die tektonische Gliederung des Alpen—Karpaten—Bogens. *Geologie*. Heft 10. Akademie—Berlag, Berlin, 1969, S. 1131—1152.
- Tollmann A.* Zur Frage der Geschwindigkeit des Deckenschubes. — „Geol. Rundschau“, T. 61, N 3, 1972, S. 965—974.
- Trevisan L.* Considerations sur deux coupes à travers l'Apennin septentrional. — „Bull. Soc. géol. France“, 4, N 5, 1962 (1963), p. 675—681.
- Tromsdorf V., Wenk E.* Parallelgefüge und Glimmerregierung im südöstlichen Teil der Simplongruppe. *Eclogae Geol. Helv.*, 58, N 1, 1965, S. 417—422.
- Trümpy R.* Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. *Eclogae geol. Helv.*, v. 62, N 1, 1969, S. 105—142.
- Trümpy R.* Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. „Geol. Rundschau“, Bd. 61, H. 3, 1972, S. 961—964.
- Trümpy R.* On crustal subduction in the Alps. In: „Tectonic problems of the Alpine system“. VEDA, Publ. house Slov. Acad. Sci., Bratislava, 1975, p. 121—131.
- Tsoflias P.* Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaique et partie nord du massif de l'Olonos, Grèce). — „Ann. Soc. Geol. Nord.“, t. 92, N 1, 1972 (1973), p. 23—28.
- Turk M.* Grada terciarnog bazena u sjeveroistočnom dijelu Jadranskog mora. — „Nafta“, Zagreb, N 4—5, 1971, p. 275—282.
- Van Bemmelen R. W.* Driving forces of Mediterranean orogeny. (Tyrrhenian tect. case). *Geologie en Mijnbouw*, t. 51, 1972, p. 548—573.
- Veselinović M.* Sedimenti i orogeni ciklusi u starijem paleozoiku Srbije. „Referati VI Savetovanja“, L. 1, Ohrid, 1966, p. 175—181.
- Vranaj A. Kote Dh.* Trashësia konglomeratike e Klenjes—Studen. — „Bull. Univ. Shtetër. Tiranës“. Ser. shkenc. natyr., N 1, 1965, p. 31—39.
- White D. A., Roeder D. H., Nelson T. H., Growell J. C.* Subduction. — „Geol. Soc. of Amer. Bull.“, vol. 81, N 11, 1970, p. 3431—3432.
- Xhomo A., Kondo A., Papa A.* et al. La transgression tithono-neocomienne dans la Zone ionienne d'Albanie. „Magy allami föld intez. evk.“, 54, N 2, 1970, p. 567—575.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аарский массив 5, 23, 198
 Амплитуда шарьяжей 56, 58, 211—213
 Аномальное (избыточное) всестороннее давление 141, 171, 213, 214
 Антиформа (антиформная структура) 19, 43, 58, 77—79, 109, 138, 184, 185, 221
 Апулийско-Адриатическая плита 205
 Ареальный спрединг 199, 205
 Арозская зона чешуй 20
 Аттический (Кикладский) массив 28, 43
 Баварские покровы 16
 Базальная зона срыва 215
 Базальная поверхность стесывания 114
 Боснийская (Боснийско-Беотийская) зона 37, 44, 49—51
 Брекчиевый покров 21
 Бриансонская зона 12—15, 20, 51, 198
 Бриансонский «вьер» 20, 21, 218
 Валлсская зона 12, 14, 20, 51
 Вардаро-Копалоникская зона 30, 31, 39, 40—42, 43
 Верхне-восточноальпийский покровный комплекс 193, 209, 218
 Верхнепеннинские покровы 12, 209
 Вихревые структуры (текстуры) 143, 148, 159, 166
 Внешние кристаллические массивы 5, 8, 198
 Восточноальпийская область (система) 16, 20
 Выдавленный клин 8, 182, 221
 Вязкостная неоднородность горных пород 224
 Гавровская (Гаврово-Триполисская) зона 30, 31, 40—42, 45, 47, 55, 58, 94, 156, 157
 Гельветиды (Гельветская зона, область) 5, 7, 9, 11, 23, 198
 Гельветские покровы 7, 9, 207
 Гибралтарская дуга 198, 199, 201
 Гидроразрыв 171
 Главные аллохтонные комплексы 182, 209, 221, 222
 «Главный» меланж 131
 Глубинность шарьяжеобразования 208—210
 Глубинный подвиг 137, 167, 184, 188, 190—198, 206—208, 223
 Голийская зона 30, 31, 40—42, 52
 Горизонты отслоения 7, 215
 Готтардский массив 7, 11, 12, 198
 Гравитационный надвиговой «козырек» 109, 111, 119
 Гравитационное скольжение 55, 164, 165, 207, 216, 217
 Далматинская зона 40—42, 45, 52
 Дахштейнский покров 16
 Девольский массив 105, 110—113, 122, 124, 129, 221
 Девольский пакет покровов 105—129, 209
 «Диапиризм» серпентинитов 80
 Дивертикуляция 53, 170
 Дигитация 65, 67, 69, 73, 76, 80, 81, 87, 189
 Дикие мигматиты 171
 Дикий флиш 131, 133, 163
 Дофинейская зона (область) 7, 198
 Друзбергский покров 7, 23, 193
 Дурмиторская зона (покровный комплекс) 30, 31, 43, 50, 52, 53, 97, 182
 Златиборская зона 39—44, 52
 Зона Высокого Карста 30, 31, 40—42, 44, 45, 97, 181
 Зона Гайль (Гайльталь) 16
 Зона Ивреа 19, 34, 201
 Зона Сесья (Сезиа) 19
 Импульсы (фазы) шарьирования 133, 172, 186, 212, 222
 Инсубрийская зона («линия», разлом) 12, 193
 Инфраструктура 177
 Ионическая зона 30, 31, 40—42, 44, 45, 55, 156, 157, 217
 Итало-Динарский (Адриатический, Апулийско-Карнийский) блок 193, 199, 204—206
 Калабро-Сицилийская дуга 199
 Канавезская зона 18, 19, 23
 Карбонатно-серпентинитовая брекчия (тектоническая) 135
 Клин срыва 215, 220, 221
 Клиппы 71, 73, 78, 82—86, 93, 105, 111
 Клиппы захороненные (осадочные) 102, 162, 187
 Комани-Фиерза (зона меланжа, покров) 50, 136, 176
 «Компетентные» породы (слои) 130, 171
 Конседиментационные движения 161, 165, 170, 186
 Корабский аллохтон 71—80, 154, 171, 172, 176, 185, 186
 Корабская зона (подзона) 56, 73, 76
 Корневая зона Урзерен 7, 11, 193
 Корневые зоны 177, 180, 182
 Коровая субдукция 188, 223
 Корсико-Сардинский блок 199, 206
 Краевые (передовые) чешуи 18, 73, 91, 97, 98, 105, 110, 176, 221
 Крижиянский покров 211
 Криптодискордантное залегание 170
 Критско-Родосская (Эгейская) дуга 25, 43, 54, 56, 199, 202, 204
 «Линия» Джудикария 193, 206
 «Линия» Пустерия 193, 206
 Мантийный «глубинный» диапир 200, 203

- Массив Белльдон 198
 — Меркантур (Аржантера) 5, 8, 15, 23, 198
 — Монблан 7, 8, 23, 198
 — Пельву 5, 23, 198
 Меланж сложного генезиса 131, 137, 148, 152—155, 172
 Механизм накатывания 71, 76, 127, 215, 216, 220, 221
 Моглицкая антиформа 109, 110, 117, 119—121, 123, 124, 215, 227
 Моглицкое тектоническое окно 109, 113
 Мономиктовый меланж 143
 «Некомпетентные» породы (слои) 114, 128, 130, 134, 171
 Неоавтохтон 105, 167, 211, 212
 Нептунические дайки 88, 91
 Нижне-Восточноальпийский покровный комплекс 13, 18, 193, 209, 218
 Нижнепеннинские покровы (комплекс) 12, 13, 193, 207, 209, 210
 Низенский покров 21
 Овалы расширения 196, 198, 199, 203, 204, 223
 Олиголиты 95, 96, 99, 133, 155, 157, 161—170, 173, 186, 218
 Олиостром Бесни 133
 Олиостромы 131, 133, 155—162, 165, 171, 172, 218
 Основание (подошва) покрова 67, 73, 79
 Оттесненные покровы 183
 «Отклеивание» (отслоение) 89, 163, 165
 Отжимание клинообразных блоков 82, 182
 Офиолитовый меланж 71, 73, 130, 135, 138, 148
 Пакет покровов 105, 208, 209
 Палеошарьяж 35, 53, 185
 Парнасская зона 40—42, 44, 55, 58
 Пелагониды (покровный комплекс, зона) 30, 31, 35, 40—42, 43, 56, 73, 180, 181
 Пелагонский массив 29, 32, 56
 Пенниды (Пеннинская область) 5, 11—15, 18, 198, 208, 217
 Пеннинский комплекс шарьяжей 218
 Пеннинский тип покровов 191
 Первичный тектонический меланж 131, 135, 148
 Передовые чешуи 176
 Периадриатические многоэпиклинали 206
 Пиндская зона 30, 31, 36, 40—42, 54, 174, 175, 179, 180, 184, 186, 212, 217
 Гиндский покровный комплекс 55, 92—97, 114—117, 186, 212, 217
 Побочные аллохтонные комплексы 182, 221
 Перишарьяжная (предфронтальная) депрессия 134, 166, 222, 223
 — область 157
 Подводные оползни 131, 158
 Подводнооползневые тилитоиды 132, 133, 166
 Подложие 66, 67, 71, 97, 104, 107, 128, 131, 149
 Подошвы покрова 80, 208—210
 Предфронтальные обрушения 130, 134, 171
 Покров Аверс 20
 — Адула 20
 — Арозы 20
 — Будвы 54
 — Дан-Бланш 16
 — Веррукано (Гларнский) 7, 193
 — Дьяблере 11
 — Кеван 133
 — Мали ме Гропа 80—82
 — Марнья (Маргна) 13, 20
 — Моркль 11, 207
 — Пештер 53
 — Прёттигау 14, 20
 — Селишта 60—71, 153
 — Сильвретта 19, 20, 195
 — Скарль 19
 — Сюретта 13, 14, 20
 — Тамбо 13, 14
 Покров Фалькнис 14
 — Шамс 14
 Покровное сооружение 18, 56, 125, 174, 181—183, 185, 186, 189, 191, 197, 206, 207, 219, 222—224
 Покровы второго рода (пластинообразные, плитообразные) 13, 97, 99, 127
 — течения (покровы первого рода) 70, 116, 127, 215
 — Гельминтоидного флиша 15, 21, 23, 217
 — Кленьи 152, 153
 — Срединных Предальп 21
 Ползучость 116, 117, 130, 215
 Полмиктовый меланж 89, 91, 143
 Полуокно Окштун (Шенгерги) 51, 77, 80, 82, 181
 Предальпийские покровы 15, 21—23, 207
 Предапулийская зона 47
 Протрузивные «дайки», протрузивные апофизы 79, 111
 Пьемонтская зона 12—15, 24, 51
 Раздвигово-надвиговый механизм 189, 206
 Разлом Шкодер-Печ («линия» Шкодер—Печ) 25, 32, 50, 74
 Расцепление слоев (тектоническое) 120, 123
 Рейнско-Дунайская флишевая зона 18, 19, 21, 209
 Ретрошарьяж 20, 86, 87
 «Родина покрова» 70
 Родопский массив (Родопы) 25, 28, 29
 Рубцовая зона 12, 16, 18, 192, 193, 205—207
 Рубцовые покровы 188, 192, 193
 Сбросы растяжения 87, 115—116, 129
 Северные Известняковые Альпы (зона, комплекс покровов) 16, 18, 19, 209
 Седиментационный хаотический комплекс 131, 133, 156, 165, 171
 Сен-Бернарский покров 13, 15
 Сербская зона 40—42, 43
 Сербско-Македонский массив 25, 28, 37, 39, 179, 180

- Сerpентинитовый меланж 20, 68, 80, 91, 135—137, 152
- Симменский покров 21, 23
- Симплено-Тессинские (Лепонтинские) покровы 12, 13, 198
- Синформа (синформная структура) 9, 19, 35, 43, 45, 83, 89, 109, 185
- Синэрозионные надвиги 104
- Складчатость срыва 98, 99, 158
- «Скибы» 19, 52, 221
- Складчатые каскады 70, 71, 74, 76, 116, 127
- Сколовые пластины (покровы) 19, 97, 183, 193, 206, 215, 221
- Скорость перемещения шарьяжей 211—213
- Сорванный покров 180
- Соскабливание чешуй 155
- Спрединг 48, 49, 203, 205, 206
- Структура Даити 99—105
- Структурная дезорганизация 148
- Структурная инверсия шарьяжей 176
- Субальпийские чешуи 18
- Суббриансонская зона (подзона) 12, 15, 198
- Субдукция 49, 184, 188, 189, 195, 197, 203—205, 208, 223
- Субпелагонский покровный комплекс 43, 55, 176, 180
- Субпелагонский офиолитовый шарьяж 50, 56, 82—86, 176, 182
- Субпелагонско-Златиборская зона 30, 31, 37, 39—43, 50, 51, 55, 56, 73, 83, 180, 182
- Супраструктура 177, 190
- Тавечский массив (блок) 8, 11, 193
- Тауэрнское тектоническое окно 12, 15, 18, 193, 206
- Текстуры течения («истечения») 67, 81, 90, 113, 132, 141, 148, 158, 166
- Тектоническая взвесь 128, 221
- инъекция аргиллитов 140, 143
- Тектонические тиллитоиды 122, 138—141, 171
- Тектоническое замещение 87
- окно Олимпа 43, 44, 56—59, 212
- окно Цукали 44, 46, 50, 83, 181
- Тервольская антиклиналь 109
- Тессинская кульминация 193, 209
- Терригенно-офиолитовый меланж 69, 135, 137, 148
- Тиксотропия 131, 171
- Тиллитовидные породы 67, 120, 132, 133, 138—141, 166, 171
- Триполисская зона 40—42, 44, 45, 55, 56
- Ультрагельветская (Ультрадофинейская) зона 8, 9—12
- Ультрагельветские покровы 9, 11, 207
- Ультрапиндские чешуи 56, 86—90, 92, 94, 95
- Урзерен-зона 7, 193
- Фессалийский массив 28, 43, 56
- Фланговые ограничения покровов 211
- Фронт шарьяжа 43, 47, 51, 73, 74, 83, 85, 88, 96, 97, 117, 134, 135, 145, 167, 176, 195, 196
- Хаотические структуры (комплексы) 130, 132, 134, 153
- Хаотическое перемешивание 117
- Хочский покров 211
- Цветной меланж 130
- Эгейская (Критско-Родосская) дуга 25, 43, 54, 56, 199, 202, 204
- Энгадинское тектоническое окно 18, 193, 206
- Эффект слоистости 215, 220, 221
- Эффект тектонической постели 215
- Южно-Альпийский блок 193

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Строение областей покровной тектоники на примере альпид	5
Альпы как классическая область развития шарьяжей	5
Динариды как альпинотипное сооружение с ясно выраженным покровным строением	25
Общая тектоническая обстановка	25
Проявления покровной тектоники	51
Морфолого-кинематическая характеристика шарьяжей	60
Участок Селишты	60
Различные участки Корабского аллохтона	71
Покровы Субпелагонской зоны и ее западное ограничение	80
Примеры шарьяжей во фронте внутренних зон и во внешних зонах	91
Девольский пакет покровов	105
Предфронтальные обрушения и меланж	130
Разновидности меланжа и хаотических структур	130
Тектонический меланж	134
Первичный офиолитовый меланж	135
Тектонический меланж из осадочных пород	138
Меланж сложного генезиса	138
Олисторомы и олистолиты	155
Несколько заключительных замечаний	171
Выводы и общие вопросы покровной тектоники	174
Структурная характеристика покровного сооружения	174
Процесс формирования покровного сооружения	185
Значение региональных поддвигов для образования шарьяжей	190
Горизонтальные движения блоков литосферы и «овалы расширения»	196
Совместное действие различных механизмов	204
Некоторые другие вопросы покровной тектоники	208
Заключение	220
Список литературы	225
Предметный указатель	235

ИБ № 1392

Игорь Иванович Белостоцкий

**СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ**

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Переплет художника *В. И. Казякова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *О. А. Болтунова*
Корректор *Е. С. Глуховская*

Сдано в набор 20.01.78	Подписано в печать 11.05.78	Т-09808	Формат 70×100 ^{1/16}	
Бумага № 1	Гарнитура литер.	Печать высокая	Печ. л. 15,38 с вкл.	Усл. п. л. 19,84.
Уч.-изд. л. 20,82	Тираж 1700 экз.	Заказ 78/6734—1	Цена 3 р. 30 к.	

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»