

ШАРЬЯЖИ

Г. Д. АЖГИРЕЙ

В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ПОЯСАХ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ



Шарьяжи в геосинклинальных поясах. Ажгирей Г. Д. М., «Наука», 1977.

В монографии описываются шарьяжи (тектонические покровы) в Альпах, Марокко, Карпатах, каледонидах Европы и Гималаях, обсуждаются характерные черты морфологии, геологических условий и истории образования шарьяжей, а также возможные механизмы их формирования. Восстановление первоначальных палеотектонических условий размещения структурно-формационных комплексов пород до этапов образования шарьяжей имеет большое теоретическое значение, служит основой геологического картирования областей развития шарьяжей и соответственно базой научного прогнозирования поисков и разведки полезных ископаемых в складчатых поясах. Важный механизм образования шарьяжей — пододвигание пород фундамента геосинклиналей в сторону осевых крутозалегающих разломных зон, представляющих «корни» шарьяжных комплексов.

Ил. 59. Табл. 2. Библ. 316.

Ответственный редактор

Член-корреспондент АН СССР И. Е. ГУБИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая монография является результатом разработки и фактического обоснования некоторых важнейших разделов курса региональной геологии стран Азии, Африки и Латинской Америки, читаемого на кафедре геологии Университета дружбы народов им. П. Лумумбы. Этот труд мог появиться в свет благодаря постоянной поддержке чл.-корр. АН СССР П. Н. Кропоткина.

В течение десяти лет проводятся исследования в некоторых районах Тетиса. Автор руководил этими исследованиями, которые в разное время осуществлялись сотрудниками и аспирантами кафедры. Из них особо следует отметить старшего научного сотрудника С. М. Кропачева и доктора философии А. К. Синха.

Автор считает своим долгом выразить благодарность сотрудникам кафедры Н. А. Польдяевой, Р. А. Кольцовой и В. Ф. Мартынову за большую помощь в оформлении монографии и подготовке ее к печати.

ВВЕДЕНИЕ

Шарьяж (шариаж), или пологий надвиг, тектонический, или надвиговой покров представляет собой тектоническую структуру, образованную деформацией горных пород с движением вещества в вертикальном, но главным образом в горизонтальном направлении в связи с сокращением ширины геосинклинального пояса земной коры.

По французской терминологии шарьяж — *nappe de charriage, de chevauchement, tectonique de recouvrement*, по английской — *overthrust, overthrust sheet* и по немецкой — *Überschiebungesdecke, Decke*.

КОРОТКО ОБ ИСТОРИИ ВОПРОСА

Шарьяжи были известны геологам в Шотландии уже в середине XIX в. (Дж. Николь, 1844, 1861 г.), однако тогда им не придавалось большого значения, и термин «шарьяж» не существовал. Примерно в то же время, в 50-х годах XIX в., А. Эшер (Escher, 1853) развивал представления об Альпах как сравнительно молодом складчатом сооружении, при образовании которого в деформацию вовлекались кристаллические породы центральных зон Альп. Это было большим шагом вперед в преодолении господствовавшей тогда вулканической теории поднятия, согласно которой кристаллические массы осевой зоны сооружения играли активную роль в поднятии Альп. Э. Зюсс (Suess, 1875) также считал, что кристаллическое ядро Альп пассивно вовлекалось в деформацию, и описал односторонние горизонтально направленные движения, вызвавшие главные деформации.

В замечательной, до сих пор не потерявшей значения работе «Механизм горообразования» Альб. Гейм (Heim, 1878) подробно охарактеризовал строение центральных кристаллических массивов Альп и системы больших лежащих складок, в том числе и ставшую знаменитой двойную Гларнскую складку (Гларус), исследованную его учителем А. Эшером. М. Бетран (Bertrand, 1884), которого можно считать основоположником современного учения о шарьяжах, предположил, что Гларнская складка не представляет собой двух лежащих складок, направленных вершинами друг к другу, а является единой складкой, надвинутой с юга на север (рис. 1). Так впервые был описан шарьяж, образованный при надвигании лежащей складки. Термин «шарьяж» был введен М. Бертраном для описания процесса надвигания. Впоследствии этот термин был распространен на морфологическую, тектоническую структуру, образованную надвиганием.

Теория шарьяжей была подтверждена Г. Шардтом (90-е годы XIX в.), который описал экзотические скалы (клиппены) в зоне Предальп — Шабле в Центральной Швейцарии. Клиппены сложены древними свитами, лежащими без корней на более молодых породах. Г. Шардт составил первый профиль через Альпы, на котором складки относительно более древних пород лежат на более молодых породах.

Наиболее определенно представления о шарьяжном строении Альп были сформулированы в период с 1893 по 1903 г. М. Люжон (Lugeon, 1901, 1902 г.) распространил эти представления на все Западные Альпы. П. Термье (Termier, 1903) описал тектонические окна Нижнего

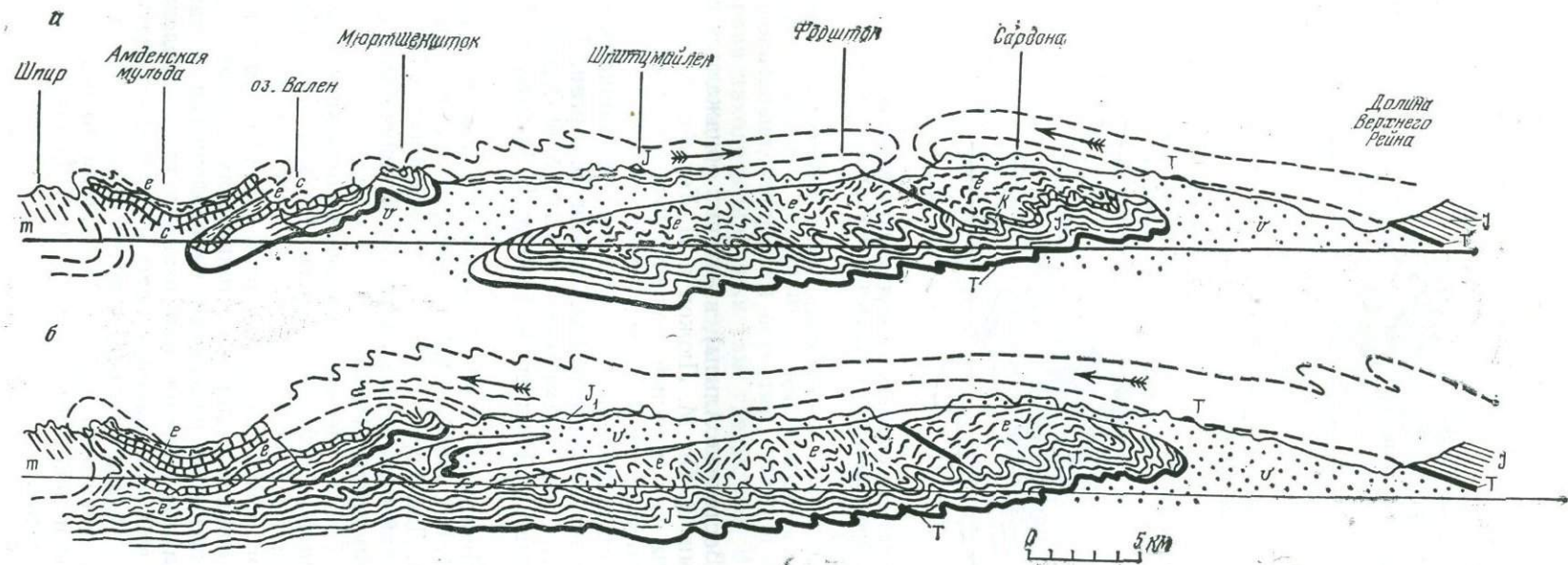


Рис. 1. Двойная Гларнская складка

а — первоначальные представления с интерпретацией структуры как двухфронтального надвига (А. Эшер, Альб. Гейм, 1870—1902 гг.); б — современные представления о шарьяже Гларус (М. Бертран, 1883 г.; Э. Зюсс, 1894 г.; принято Альб. Геймом в 1903 г.; Heim, 1921). Расположенная к северу Амденская муфта считалась грибовидной складкой (а), а позднее стала рассматриваться как часть шарьяжа Гларус (б) (Heim, 1921). *m* — моласса; *e* — флиш; *c* — известняки; *J* — юра; *v* — веррукано; *T* — триас, *K* — мел

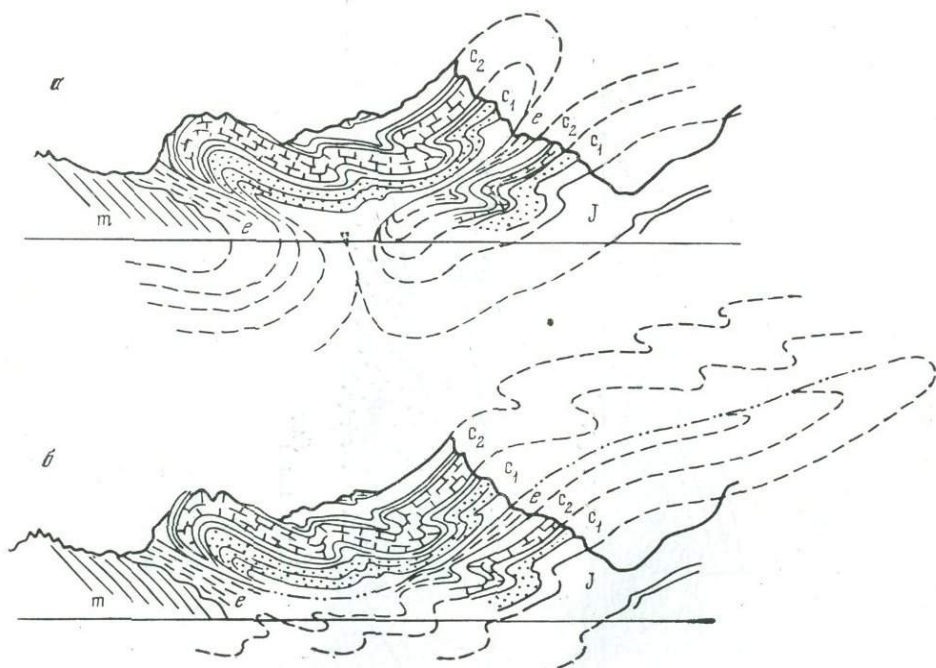


Рис. 2. Генерализованные разрезы северных Гельветид, интерпретированных как грибовидные складки (а) и как фронтальная, гравитационно сползающая часть шарьяжа (б). По Альб. Гейму (Heim, 1921)

m — моласса; *e* — флиш (эоцен); *c₂* — известняки Сивер, гольт, клинтовые известняки («Шраттовый» известняк); *c₁* — неоком, валанжин; *J* — юра

Энгадина и Тауэри (Восточные Альпы), в которых обнажаются породы, перекрытые покровами. Э. Ог; М. Люжон и П. Термье рассматривали Известняковые Альпы как мощный покров чуждого происхождения. Эту точку зрения поддерживали Э. Зюсс и Альб. Гейм.

Большой вклад в представления о шарьяжной тектонике Альп, кроме ранее перечисленных исследователей, внесли Э. Арган, Г. Штейнманн, В. Килиан, П. Арбенц, О. Амферер, Р. Штауб, Ф. Херич, С. Бубнов, В. Улиг, Ф. Космат, Р. Гвиннер, К. Шмидт, В. Набхольц, А. Тольман и многие другие.

Л. Бертран и Л. Менгод (1912 г.) обнаружили шарьяжи в Пиренеях, А. Тернебом (Tögnebohm, 1896, 1903 г.) описал их в каледонидах Скандинавии, Б. Пич, Дж. Хорн (1907 г.) — в каледонидах Шотландии. Проверка представлений о шарьяжах данными бурения была осуществлена в Бельгии (П. Фурмарье, 1933 г.).

По словам Альб. Гейма, учение о шарьяжах отражает уже не гипотезу, а самую очевидную действительность (И. В. и Д. И. Мушкетовы, 1935, с. 738; см. Амферер).

Однако до сих пор некоторые из геологов сомневаются в реальности шарьяжей, образование пологих тектонических срывов пытаются объяснять местными пологими надвигами, направленными от ядер грибовидных антиклинальных складок или взаимно противоположно направленными пологими взбросов, зарождающихся в ядрах соседствующих синклиналей (рис. 2). Рецедивы таких гипотез наблюдаются в настоящее время, например некоторые работы М. Магеля по чехословацким Карпатам в 60-е годы и некоторые схемы Г. С. Поршнякова в начале 70-х годов нашего столетия.

Во всех случаях эти рецидивы кончались неудачами, и мы покажем на фактическом материале, что шарьяжи представляют собой реально существующие структуры. Так называемые грибовидные («разваливающиеся») складки и прочие, в большинстве случаев надуманные построения, за совершенно ничтожными исключениями не выдерживают проверки при детальных геологических исследованиях.

Особенно ожесточенной критике теория шарьяжей подвергалась некоторое время в Советском Союзе. Основанием для дискуссии послужили многочисленные высказывания В. А. Обручева против гипотезы существования больших шарьяжных перекрытий юрских отложений кристаллическими, главным образом гранитными пластинами, якобы развитыми в Забайкалье, как предполагал М. М. Тетяев.

Эта дискуссия может служить хорошим примером того, как правильно наблюдаемые факты и созданная на их основе теория могут быть дискредитированы, если эта теория «притягивается» для объяснения других комплексов фактов, не имеющих отношения к шарьяжам. Так именно и произошло в Забайкалье, где развиты грабены растяжения, заполненные юрскими отложениями и отделенные системами крутопадающих разломов от соседних горстов. Горсты сложены древними кристаллическими породами, значительная часть которых представлена гранитами. Обнаженность в Забайкалье плохая, поэтому контакты между юрскими отложениями грабенов и кристаллическими породами горстов весьма часто тектонические, в неясных случаях они могли быть истолкованы как признаки пологих шарьяжных поверхностей срывов. Именно так поступил М. М. Тетяев, ученик известного бельгийского геолога П. Фурмарье, изучавшего шарьяжи в каменноугольном бассейне в Арденнах. Там шарьяжи действительно существуют, их строение хорошо известно по материалам многочисленных горных выработок и скважин, и не удивительно, что эти факты оказали большое впечатление на учеников П. Фурмарье.

Следовательно, «шарьяжи есть там, где они есть», но это еще не дает права находить шарьяжи там, где их нет. В этом, собственно говоря, и заключается главный смысл дискуссии между В. А. Обручевым и М. М. Тетяевым.

В. А. Обручев, многие годы изучавший Забайкалье, хорошо знал о широком распространении там системы грабенов растяжения, заполненных юрскими породами, поэтому в данном случае он категорически отверг — именно только в данном случае — идеи о крупных шарьяжах как ошибочные.

Позднее смысл дискуссии был искажен, и В. А. Обручеву стали совершенно безответственно приписывать отрицательное отношение к теории шарьяжей вообще. В связи с этой печальной историей следует напомнить вполне определенное высказывание В. А. Обручева, опубликованное им еще до начала дискуссии: «Но ведь и теория шарьяжей на первый взгляд казалась чудовищной, и многие геологи долго не признавали ее, медленно, под давлением неоспоримых фактов, она завоевала себе место в науке» (1926, с. 136—137).

В настоящее время в существовании шарьяжей сомневаются немногие. Советские геологи, в том числе Н. Б. Вассоевич (1940), Н. А. Воскресенский (1958 г.), Г. С. Поршняков (1958 г., 1973 г.), М. А. Камалетдинов (1974), С. В. Руженцев (1971), В. С. Буртман (1976) и многие другие внесли большой вклад в изучение шарьяжей в геосинклинальной системе Тетиса, а также в варисцидских сооружениях Алая и Урала. В последние годы появилось много работ с описанием строения, геологической истории и механизма образования шарьяжей.

МОРФОЛОГИЯ ШАРЬЯЖЕЙ

Характерные морфологические черты шарьяжей зависят от способа и условий тектонических деформаций, развивающихся в земной коре.

Альб. Гейм принял в качестве типичного механизма образования шарьяжей из опрокинутых складок (рис. 3). На близких позициях стоят два других создателя учения о шарьяжах — М. Люжон и Э. Арган.

Наряду с шарьяжами, образованными из опрокинутых складок, Дж. Николь в 1844 г., Р. и Б. Виллисы в 1891 г., О. Амперер в 1923—1930 гг. и Р. Чемберлин в 1923 г. описали шарьяжи, представляющие собой пологие сколовые пластины (рис. 4). П. Термье (Terrier, 1903) утверждал, что шарьяжи образуются либо из лежачих складок (шарьяжи первого рода), либо составлены сколовыми пластинами (шарьяжи второго рода).

О. Амперер (И. В. и Д. И. Мушкетовы, 1935, с. 288—289) пришел к выводу, что большие перемещения в Альпах вызваны не движениями огромных опрокидывающихся складок, как это принято считать, а являются сколотыми и оторвавшимися от своего основания пакетами слоев, которые полого перемещаются в виде отдельных пластин, сминая при этом движении промежуточные части. Именно этот механизм «прокатывания» может давать крайне сложные, лежащие и свернутые складки, которые наблюдаются почти во всех альпийских разрезах. Эти вывальцованные складки (по терминологии О. Амперера — лапша, струцель) не представляют собой складок в обычном понимании слова, они имеют неограниченные пределы деформации, что не наблюдается в обычных складках.

Таким образом, формирование весьма сложных лежачих, многократно опрокинутых и скрученных вокруг своих осей складок объясняется именно таким механизмом весьма легко. При этом возможны разные условия движения, верхние пакеты могут опережать нижние и наоборот, что создает совершенно различные в кинематическом отношении структурные взаимоотношения. Эти идеи О. Амперера, как считает Д. И. Мушкетов, чрезвычайно плодотворны для анализа шарьяжных тектонических структур. В частности, становится необязательным построение воздушных, якобы уничтоженных эрозией частей отдельных складок и целых складчатых систем, которые рисовались под влиянием прежних взглядов о необходимом происхождении этих складок из грандиозных опрокинутых складчатых комплексов. О. Амперер впервые отметил, что часть перекрытий развивалась непосредственно на дневной эродированной поверхности (И. В. и Д. И. Мушкетовы, 1935, с. 280).

Геологам, лично не работавшим в Альпах, трудно судить, насколько прав О. Амперер, отрицавший возможность образования шарьяжей из опрокинутых складок. Во всяком случае происхождение некоторых форм шарьяжей трудно объяснить иначе. Однако предостережение О. Амперера против преувеличения значения механизма образования шарьяжей из опрокинутых складок вполне актуально.

Добавим к этому, что у нас нет оснований считать, что механизм образования сколовых пластин принципиально отличается от механизма образования шарьяжей при надвигании лежачих складок. Первый тип шарьяжей, образующихся при движении, иногда при разрыве крыльев лежачих складок, и второй тип шарьяжей, возникающий путем межслоевого скольжения или при выкалывании и пологом перемещении пластин, не согласующихся с формами складок, а иногда сложенных породами, не подвергавшимися складчатости, имеют один и тот же механизм деформации. Отличия обусловлены только особенностями физико-механических свойств комплексов шарьируемых пород.

Морфологические черты шарьяжей также в той или иной мере определяются участием в формировании шарьяжей гравитационных сил.

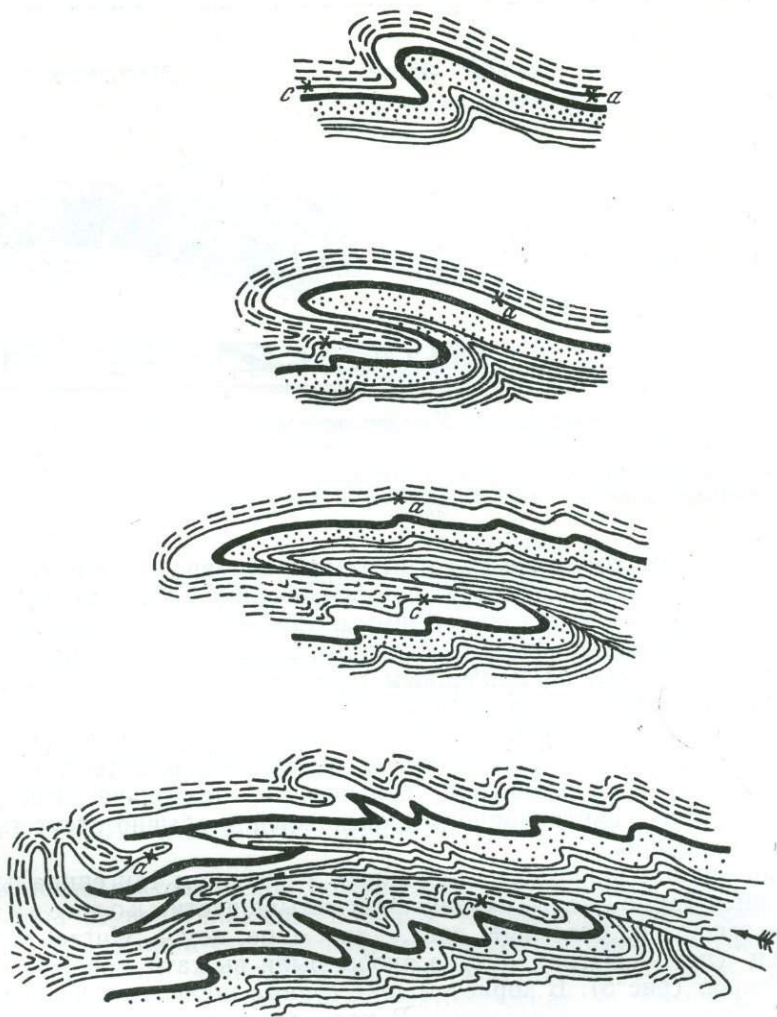


Рис. 3. Образование шарьяжа из опрокинутой складки. По Альб. Гейму (Heim, 1921), с сокращением

a и *c* — условные опорные точки, показывающие последовательное развитие деформации

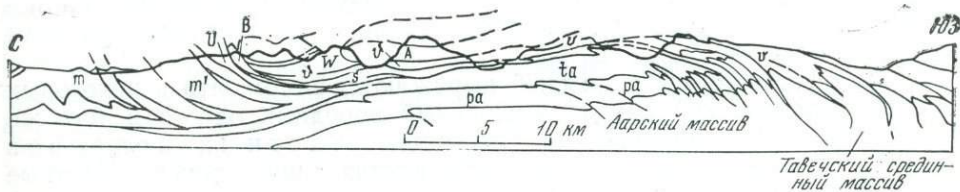


Рис. 4. Современный профиль через Гларус (ср. с рис. 1). По А. Буксторфу и В. Набхольцу (Buxtorf, Nabholz, 1957; см. ч. II).

m — моласса; *m'* — надвинутая моласса по северному фронту Гельветид; *u* — ультрагельветский флиш; *w* — меловой покров (Сентис — Друсберг, или Вильдхорн); *A* — юрский покров (осевой покров); *v* — покров Веррукано (Мюрчен); *s* — Гларнский покров; *ta* и *pa* — параавтохтонный и автохтонный третичный флиш и мезозой; *B* — сланцы Бюнднер

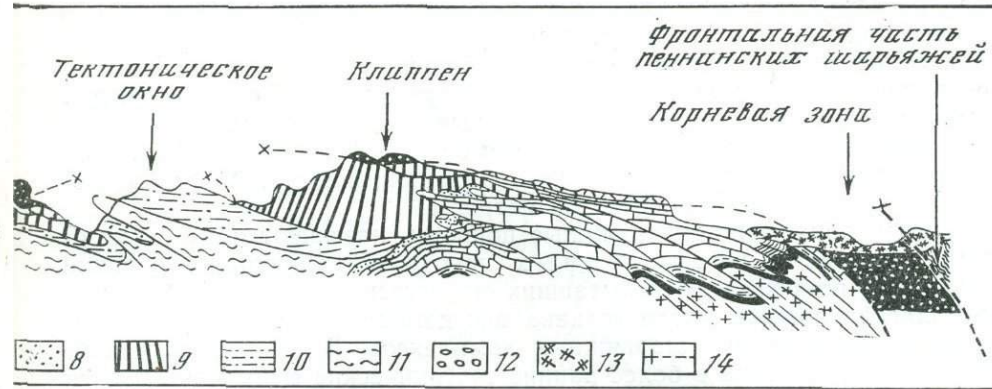
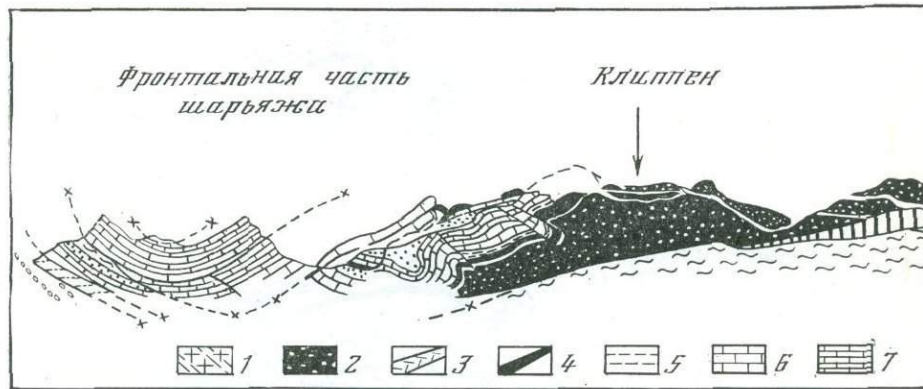


Рис. 5. Профиль через Гельветиды и Ультрагельветиды Швейцарии с характерными морфологическими чертами шарьяжей. По Дж. Оберхольцеру (Oberholzer, 1933)

Автохтонный покров Аарского гранитного массива и параавтохтон, оторванный от автохтона при тектонических движениях вышележащих шарьяжных пластин. 1 — граниты Аарского массива

(дорисованы нами по данным соседнего профиля); видно характерное для гранитов крутое расщепление; 2 — веррукано; 3 — базальные тектонические брекчии, подстилающие пермские красноваты — веррукано; 4 — триас; 5 — доггер; 6 — мальм; 7 — мел; 8—10 — флиш: 8 — ипр — приабон, 9 — палеоцен — лютет, 10 — приабон; 11 — верхний приабон; 12 — моласса; 13 — четвертичные ледниковые отложения; 14 — поверхности шарьяжных нарушений

Первичные, тектонические силы вызывают сокращение ширины геосинклинального пояса и приводят к образованию главных структурных элементов шарьяжей. Наряду с ними в процессе деформации могут возникать вторичные, гравитационные силы, приводящие к сползанию масс горных пород вниз, по наклонным поверхностям, направленным к периферии зон поднятий внутри геосинклинали.

Л. У. де Ситтер (1960, с. 253), склонный к преувеличению роли гравитационных сил при формировании шарьяжей, отмечает, что между структурами, образованными первичными тектоническими силами, и структурами гравитационного происхождения обычно отсутствуют отчетливые границы.

В первичных шарьяжах, вызванных в основном тангенциальным сокращением земной коры, различаются четыре части: **корневая зона** (фр. — *racines de charriage*, англ. — *root zone*, нем. — *Wurzel-zone*), или **рубец** (нем. — *Narbe*), откуда якобы были выжаты породы, образующие покров (рис 5). В корневой зоне горные породы очень часто залегают вертикально (на головах). В последовательном удалении от корневой зоны располагаются радикальные (вблизи корневой, по Д. Н. Андрусову), средняя (или щитовая, от фр. *saгарасе* — щит, панцирь) и лобовая части шарьяжа. Последняя часто бывает удалена эрозией, и ее остатки в этом случае называются **фронтальной** частью шарьяжа.

В средней части шарьяжа породы, образующие тектонический покров, залегают полого, иногда горизонтально, в сторону корневой зоны они становятся все более крутыми.

Усложнения формы шарьяжей выражаются в том, что в некоторых частях тектонический покров, сложенный породами одного и того же комплекса, расщепляется на несколько частных покровов (нем. — *teildecke*), локально перекрывающих друг друга. Местные усложнения в строении покровов называются также **дигитацией** (фр. — *digitation*, нем. — *Verzweigung*). Частный покров отличается от дигитации тем, что в нем нельзя установить места отделения одного частного покрова от другого, в то время как в дигитационной структуре легко устанавливается связь между разными частями нарушенно дислокацией покрова.

Важные усложнения формы шарьяжей и залегания составляющих их пород происходят в лобовой и фронтальной частях. Встречая на пути своего движения препятствия, породы, образующие шарьяжный

покров, часто сминаются, образуя серии лежащих и перевернутых (ныряющих) складок второго и более высоких порядков (см. рис. 3). После эрозии перевернутых складок их ядра выглядят весьма необычно. Например, перевернутая антиклиналь имеет форму синклинали, а первоначальная синклинали может быть принята за антиклинали. Такие ложные антиклинали и синклинали часто распознаются только по последовательности залегания пород в их ядрах. Некоторые тела шарьяжных покровов расчленяются поверхностями скалывания на многочисленные чешуи (фр. — *structure imbriquée, escailles*, англ. — *inbricate structure*, нем. — *Schuppen, Schollenüberschiebungen*).

Морфология тектонической поверхности, отделяющей тело шарьяжного покрова от подстилающих пород, а также морфология поверхностей, отделяющих один частный покров или дигитацию от другого частного покрова, одну чешую от другой чешуи, могут иметь самый различный характер. Иногда такая тектоническая поверхность представлена зоной расщепления или зоной милонитизированных пород настолько ничтожной мощности, что устанавливается только при микроскопическом изучении; макроскопически она выглядит как сколовая плоскость, разделяющая два комплекса пород. В других случаях мощность тектонически расщепленных и милонитизированных пород может быть значительной. Иногда вдоль поверхности, отделяющей тело шарьяжа от пород основания или от нижележащего шарьяжа, затерты **линзы пород** (фр. — *Lame de charriage*), которые могут принадлежать породам всякого бока, а иногда оказываются чужеродными породами, происходящими из пластины другого, самостоятельного шарьяжа, тело которого было перетерто породами вышележащей шарьяжной пластины и нижележащим комплексом пород.

Если вдоль поверхностей шарьяжа циркулировали флюиды, поверхности больших шарьяжей отмечаются зонами **диафтореза** в метаморфических породах.

Со времен исследований Э. Зюсса описана приуроченность к крупным тектоническим нарушениям зеленокаменно-измененных ультраосновных и основных пород, характерный парагенез которых Г. Штейнманн называл **офиолитовым комплексом**. Впоследствии выяснилось, что офиолитовые инъекции свойственны не только корневым зонам шарьяжей, часто они проникают вдоль пологих шарьяжных тектонических поверхностей, локализуясь либо непосредственно в этих

поверхностях, либо в параллельных пологих сколовых поверхностях, в лежащем или висячем боку шарьяжей.

В последнее время тела ультраосновных и основных пород, обычно переполненные обломками пород почвы и кровли шарьяжных структур, называют меланжем. Тела, сложенные меланжем, располагаются вдоль шарьяжных тектонических поверхностей очень больших размеров (сотни километров) и имеют сильно изменяющиеся мощности (от немногих метров до нескольких тысяч метров).

Породы, образующие шарьяжные покровы, называются аллохтоном в отличие от автохтонных пород, составляющих основание шарьяжного покрова и не испытавших существенных перемещений, как предполагали раньше, когда создавалась номенклатура терминов, описывающих морфологию шарьяжных комплексов. В случае, если комплекс пород автохтона в более ранние тектонические фазы подвергался горизонтальным перемещениям или перемещался одновременно с породами аллохтона (но это перемещение было значительно меньшим), такой комплекс пород, составляющий основание системы вышележащих шарьяжных тел, некоторые исследователи предлагают называть параавтохтоном.

Параавтохтоном называют также тела, которые имеют форму тектонических покровов или чешуй, непосредственно связанных происхождением с породами автохтона. Они были оторваны от него при движении лежащих выше шарьяжных покровов и пассивно перемещены ими на небольшое расстояние (М. А. Усов, 1940 г.).

Часто тектонические поверхности, составляющие подошву шарьяжа, залегают полого, форма их выхода на земную поверхность зависит от формы денудационного рельефа. Если рельеф расчлененный, то линия выхода шарьяжного покрова будет выписывать причудливые фестоны. В ряде мест эрозионные процессы могут образовывать в теле покрова окна, в которых обнажаются породы, подстилающие покров. Такие окна, ограниченные линией пересечения с дневной поверхностью тектонической поверхности основания шарьяжного покрова, называются тектоническими окнами.

Если денудация в районе зашла далеко, шарьяжный покров может оказаться уничтоженным почти целиком, за исключением некоторого количества тектонических останцов, или экзотических скал, или клиппенов (см. рис. 5). Два последних термина применяются, однако, и в другом смысле. Экзотические скалы (глыбы) иногда являются олистоstromами, образовавшимися в результате седиментации осадочных толщ, подводных оползней; к шарьяжной тектонике они могут не иметь отношения. Клиппены также часто имеют другое происхождение, являясь породами особых фаций, обычно рифовых, в зонах конседиментационно развивающихся больших разломов.

Следовательно, принятая терминология (номенклатура) шарьяжных форм несовершенна в том значении, которое вытекает из представлений об активном движении шарьяжных тел (аллохтона) по пассивному, устойчиво занимавшему свое положение основанию (автохтону). В настоящее время большинство геологов считают, что процесс образования шарьяжей главным образом связан с активным перемещением в сторону корневых зон пород основания (автохтона), однако это положение требует еще проверки. Также сомнительны представления о выжимании всей массы пород, составляющих шарьяжное тело, из корневой зоны. Учитывая эти оговорки в данной работе, мы будем пользоваться общепринятой терминологией, потому что введение новых терминов, может быть и более совершенных, внесло бы нежелательную путаницу и невозможность пользоваться классическими геологическими трудами.

ЗАМЕЧАНИЯ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ

Относительно механизма образования шарьяжей существовало и до сих пор существует несколько мнений.

Некоторые геологи (Е. Хаарман, Р. Бемеллен; в настоящее время Ж. Гогель, 1969) стоят на позициях гравитационного происхождения шарьяжей. Однако значительная часть геологов принимает в той или иной форме гипотезу всасывания и поддвигания О. Амперера (Amperferer, 1906) и В. Хаммера (1911 г.), которая была неоднократно модифицирована О. Амперером (1924—1934 гг.) и в последнее время усиленно развивалась Э. Краусом (1933, 1956, 1960 г.). Решительно принял механизм поддвигания при образовании крупных надвиговых структур В. Хобс (Hobbs, 1921), блестящие работы которого совершенно несправедливо сейчас мало упоминаются.

Гипотезу поддвигания в связи с региональным сжатием между жесткими массивами (кратонами) пластичных поясов (орогенов) разрабатывал Л. Кобер (Kober, 1921, 1942). Его гипотеза существенно отличается от представлений О. Амперера и Э. Крауса, которые приурочивают явления всасывания и поддвигания к конкретным структурным региональным разломам — рубцам (Narbe.) Схемы О. Амперера и Э. Крауса раскрывают важнейший механизм локальных деформаций в тектонических зонах, получивших в последнее время в советской литературе широкое признание в качестве глубинных разломов (Пейве, 1945, 1956).

Схема Л. Кобера объемлет общий план деформации мобильных поясов и в таком виде отражает действительно наблюдаемую в геосинклинальных системах, направленную от центра к периферии вергентность тектонических структур в сторону платформ.

Для объяснения механизма всасывания и поддвигания различными исследователями в многочисленных вариантах выдвигались гипотезы внутрикоровых и подкоровых конвекционных течений (Amperferer, 1906; Schwinner, 1919; и др.). В настоящее время особенно известны гипотезы конвекционных течений Р. Бемелена (1933 г., 1966 г.), Д. Григса (Grigs, 1939) и Ф. Венинг-Мейнеса (1940 г.). Критика этих гипотез была недавно дана Е. Н. Люстихом (1955 г., 1957 г., 1965 а, б, в, 1969 г.)

Приведенный Е. Н. Люстихом анализ существующих гипотез определенно показывает неприемлемость предполагаемого механизма внутрикоровых и подкоровых тангенциальных перемещений, приводящих к образованию шарьяжей. Эта проблема пока остается неразрешенной. Однако реальное существование тангенциально направленных движений земной коры в геосинклинальных поясах, приводящих к формированию как шарьяжей, так и складчатости геосинклинального типа, в настоящее время несомненно.

Гравитационные дислокации играют весьма небольшую роль в явлениях образования шарьяжей и геосинклинальной складчатости. С другой стороны, поддвиговые движения пород, составляющих основание формирующихся шарьяжей, представляют единственную приемлемую альтернативу в этом процессе.

ЗНАЧЕНИЕ ДИАГНОСТИКИ И ИЗУЧЕНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ

Опыт детального геологического картирования значительной части геосинклинальных областей убедительно показал, что изучение стратиграфической последовательности отложений и расшифровка тектонических структур, т. е. составление полноценной геологической карты, невозможно, если исследователь не владеет теорией шарьяжей. Установ-

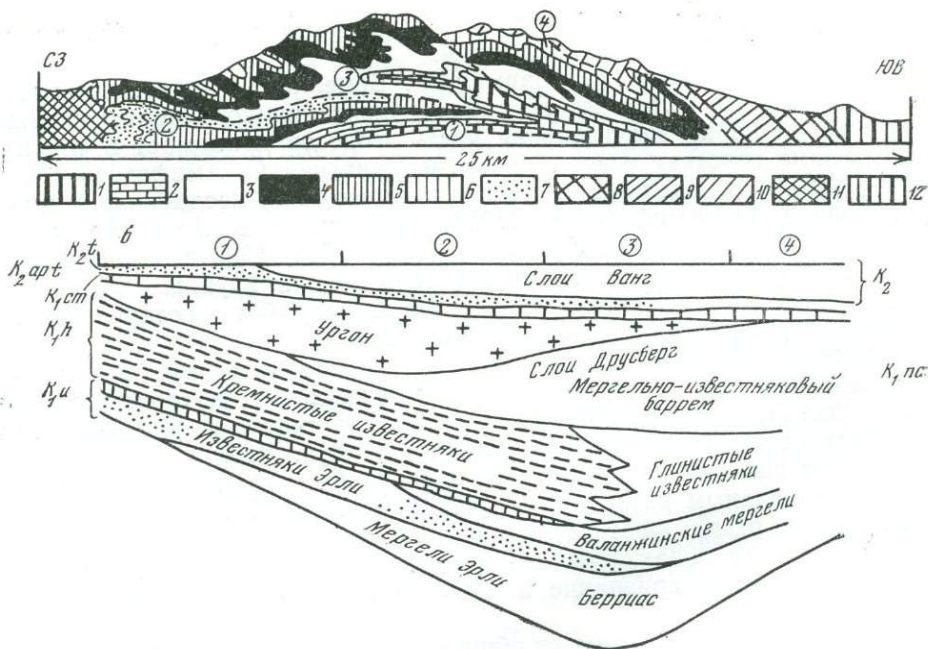


Рис. 6. Геологический профиль (а) через массив Вильдхорн (Lugeon, 1901) и реконструкция (б) последовательности фаций меловых отложений (Жинью, 1952; из А. А. Белова и С. В. Руженцева, 1973)

1—7 — Гельветские покровы: 1 — доггер, 2 — мальм, 3 — валанжин, 4 — готерив, 5 — баррем, нижний апт, 6 — апт, альб и верхний мел, 7 — эоценовый флиш; 8—11 — Ультрагельветские покровы: 8 — триас, лейас, 9 — доггер, 10 — мальм-мел, 11 — ультрагельветский флиш; 12 — Пеннинские покровы. Покровы (цифры в кружках): 1 — Меркль, 2 — Диабреле, 3 — Вильдхорн, 4 — Ультрагельветский

лено, что часть месторождений полезных ископаемых приурочена к тектоническим поверхностям шарьяжей.

Особо важное значение в теории шарьяжей имеет представление о структурно-фациальных зонах, на которые в продольном, а отчасти и в поперечном направлении расчленяется будущая область образования шарьяжей в предшествующие геологические этапы развития, т. е. в то время, когда шарьяжи еще не существовали и происходило накопление осадков и магматических пород в геосинклиальной области. При этом геосинклиальная область обычно расчленяется на серии отдельных геосинклиальных прогибов и менее прогибавшихся, а иногда даже поднимавшихся блоков геоантиклиналей (по современной терминологии).

Еще Г. Шард обратил внимание на то, что породы, составляющие клиппены в зоне Шабле в Центральной Швейцарии, не имеют фациальных аналогов среди коренных, автохтонных пород и, таким образом, происходят из другой структурно-фациальной зоны. В некоторых случаях такое изменение фаций происходит даже в пределах одного покрова, как это видно на приводимой схеме (рис. 6).

В этом выводе заключается огромное научное и практическое значение теории шарьяжей, которая направила усилия геологов на восстановление и размещение в пространстве первоначальных структурно-фациальных зон геосинклиальных областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Ампферер* О. Переводы на русский язык основополагающих представлений.— В кн.: И. В. и Д. И. Мушкетовы. Физическая геология, т. 1. Изд. 4-е, ОНТИ, 1935.
- Андрусов Д. Н.* Очерк геологии Западных Карпат.— В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Архангельский А. Д.* К вопросу о покровной тектонике Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 19, № 1.
- Белостоцкий И. И.* Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы.— Труды ГИН АН СССР, 1976, вып. 289.
- Вассоевич Н. Б.* О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье.— Зап. Всерос. минер. об-ва, 1940, т. 19, № 2—3.
- Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974.
- Кропоткин П. Н.* Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Обручев В. А.* Новые течения в тектонике.— Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, № 3.
- Пейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М., «Наука», 1971.
- Ampferer O.* Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen.— Jahrb. geol. Reichsanst., Bd. 56. Wien, 1906.
- Bertrand M.* Rapports de structures des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord.— Bull. Soc. géol. France, 1884, 3, N 12.
- Escher von Linth A.* Geologische Bemerkungen über das südliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden, mit Nachtrag über die Trias in der Lombardei.— Dankschr. S. N. G., 1853.
- Fourmarier P.* Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Liège, Soc. Geol. Belg., 1954.
- Heim Alb.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen Gruppe, Schwabe. Basel, 1878.
- Heim Alb.* Geologie der Schweiz, II (1). Die Schweizer Alpen, Leipzig, 1921.
- Lugeon M.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes de Chablais et de la Suisse.— Bull. Soc. géol. France, sér. 4, 1901, 1.
- Oberholzer J.* Geologie der Glarneralpen.— Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F. 28. Bern, 1933.
- Schardt H.* Sur l'origine des Préalpes romandes.— Eclogae geol. helv., 1893, Bd. 4.
- The geological structure of the North-West Highlands of Scotland. Mem. Geol. Survey, Great Britain, 1907. Aut.: B. N. Peach, J. Horne, W. Gunn et al.
- Suess E.* Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.
- Termier P.* Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes.— Bull. Soc. géol. France, 1903, 3.

2508



Часть I. Описательная

НЕКОТОРЫЕ ТИПИЧНЫЕ ПРИМЕРЫ СКЛАДЧАТО-ШАРЬЯЖНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Глава I

АЛЬПЫ

Альпийская геосинклинальная область — один из наиболее геологически изученных складчато-шарьяжных мобильных поясов Земли. Она отличается большой сложностью современной тектонической структуры, поэтому до сих пор среди геологов, изучающих Альпы, распространены различные представления о структурно-фациальной и формационной зональности и истории геологического развития этого региона. Литература по Альпам очень обширна; приведем краткий обзор некоторых, может быть, наиболее определенно установленных фактов, отсылая читателя к сводкам по геологии и истории геологического развития Альп, появившимся в последнее двадцатилетие. Новые сводки составили Э. Краус (Kraus, 1951a, б), Р. Штауб (Staub, 1958), Р. Трюмпи (1965, Trümpy, 1958, 1960), М. Гвиннер (Gwinner, 1971) и М. Г. Руттен (1972).

ПРЕДЫСТОРИЯ

МЕЗО-КАИНОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ АЛЬП

Альпы принадлежат к Тетису — гигантской субширотной мобильной зоне, которая, согласно гипотезе Г. Штилле (Stille, 1944, 1947 и 1949 гг., см. Штилле, 1964, с. 386, 611 и др.), разрушила единую архейскую и карельскую платформы Старого Света, отделив Европейский блок этой платформы от Афро-Аравийского, а Азиатскую платформу, впоследствии распавшуюся на многие блоки (Синицын, 1948 г.), — от Индо-Сейшельской и Австралийской платформ, также некогда составлявших единое целое.

Г. Штилле считал временем заложения мобильной системы Тетиса так называемую великую Альгомскую перестройку (Algotan Umbrech) происшедшую после отложения пород гуронской системы. По современным представлениям, этот выдающийся этап геологической истории последовал за завершением карельской (пинокской) эпохи диастрофизма и действительно имел место после отложения в Канаде пород гуронской, в Европе — карельской, свекофенской групп, на границе среднего и позднего протерозоя, т. е. 1700 млн. лет назад.

Очевидно, гипотеза Г. Штилле правильна. На ее вероятность указывает, в частности, факт пересечения субмеридиональных тектонических простираний на древних архейских, ниже-и среднепротерозойских платформах, граничащих с севера и юга с поясом Тетис, линейными, простирающимися субширотно тектоническими структурами Тетиса.

Установленный первоначальный возраст гранитоидных кристаллических пород, составляющих основание Альп, также дает цифры, близкие к 1700 млн. лет. Был определен, например, возраст цирконов, являющихся аксессуориями первичного (синхронного с образованием самой кристаллической породы) происхождения (Pasteels, 1964) в био-

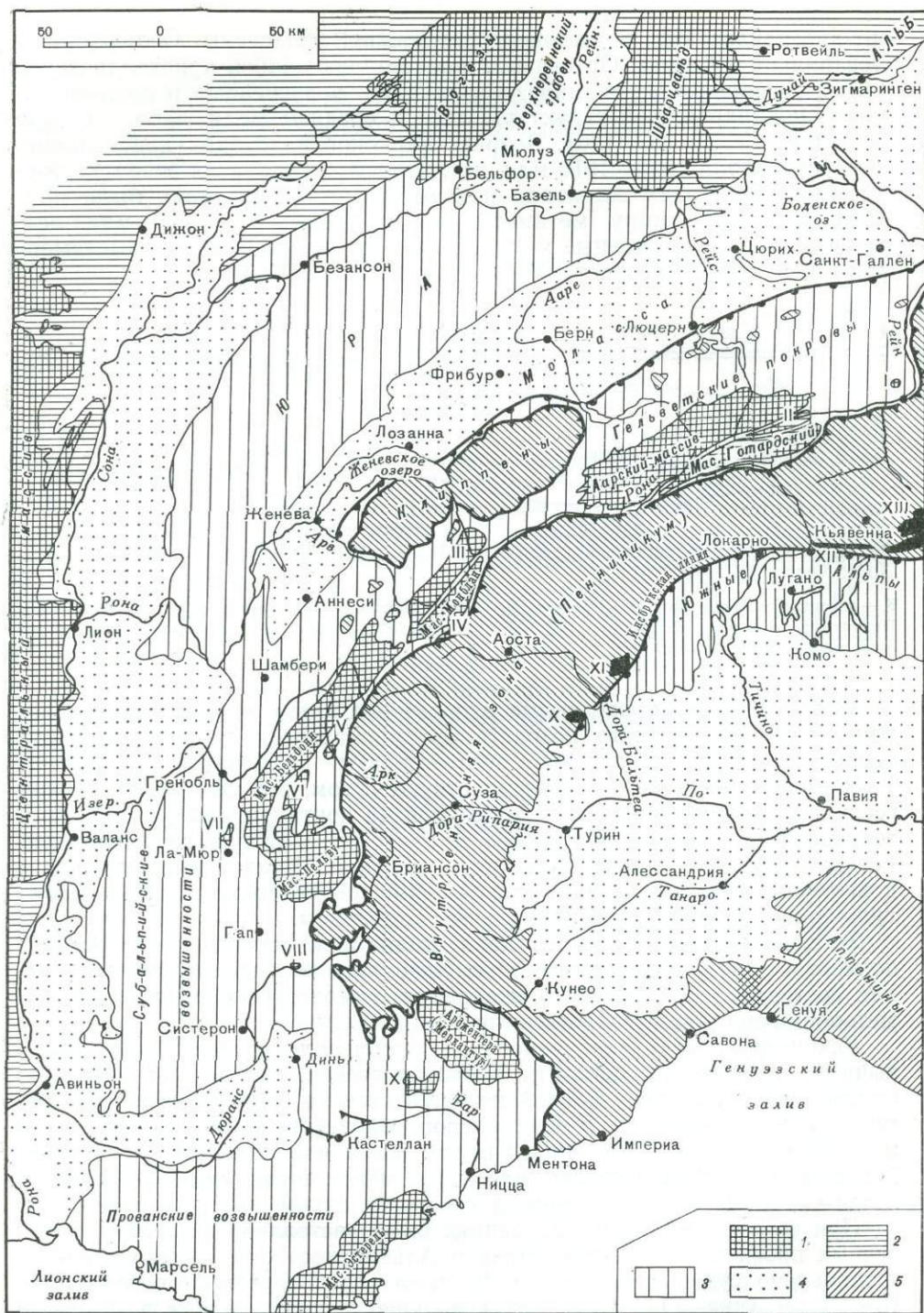


Рис. 8. Схема структурно-формационных зон Французских, Итальянских и Швейцарских Альп. По М. Гвиньеру (Gwinner, 1971)

1 — породы доальпийского кристаллического основания; 2 — породы эпигерцинского платформенного чехла; 3 — формационная зона Юрских гор, Субальпийская и Прованская зоны Французских Альп, а также Гельветская (Дофинейская) зона и Ультрагельветская подзона внутренней части Альпийской геосинклинали; 4 — молассы и чехол кайнозойских пород на эпигерцинской платформе,

время нет никаких объективных данных, позволяющих предполагать существование где-либо в основании мезо-кайнозойской Альпийской геосинклинали земной коры океанического типа.

Офиолиты — ультраосновные и основные зеленокаменно измененные породы — в сравнительно большом количестве участвуют в строении внутренней, центральной, структурно-формационной зоны Альп, называемой Пеннинской. Считается (Вгипп, 1952, 1960, 1961; Обуэн, 1967), что офиолиты относятся к начальному (анорогенному) магматизму и являются продуктом подводных извержений симатической магмы. Уже по одной этой причине гипотезы о том, что офиолиты геосинклинальных областей слагают океаническое дно, на котором заложился геосинклинальный прогиб, не внушают доверия.

По мнению Р. Трюмпи (1965, с. 85), мощность «гранитного» слоя под некоторыми участками эвгеосинклинальных впадин могла значительно уменьшиться, но наличие ядер гнейсового основания Пеннинских покровов свидетельствует, что слой этот не был полностью уничтожен подкоровой эрозией¹.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ АЛЬП

Современное горное сооружение Альп составлено комплексами шарьированных тектонических покровных структур, испытавших в Центральных и Восточных Альпах значительные латеральные перемещения в направлении с юга на север. (Речь идет о главных направлениях перемещений, потому что в Южных Альпах перемещения имели тенденцию развиваться к югу.) Наружные зоны Западных Альп, расположенные преимущественно во Франции и Италии, характеризуются тектоническими смещениями в западном направлении.

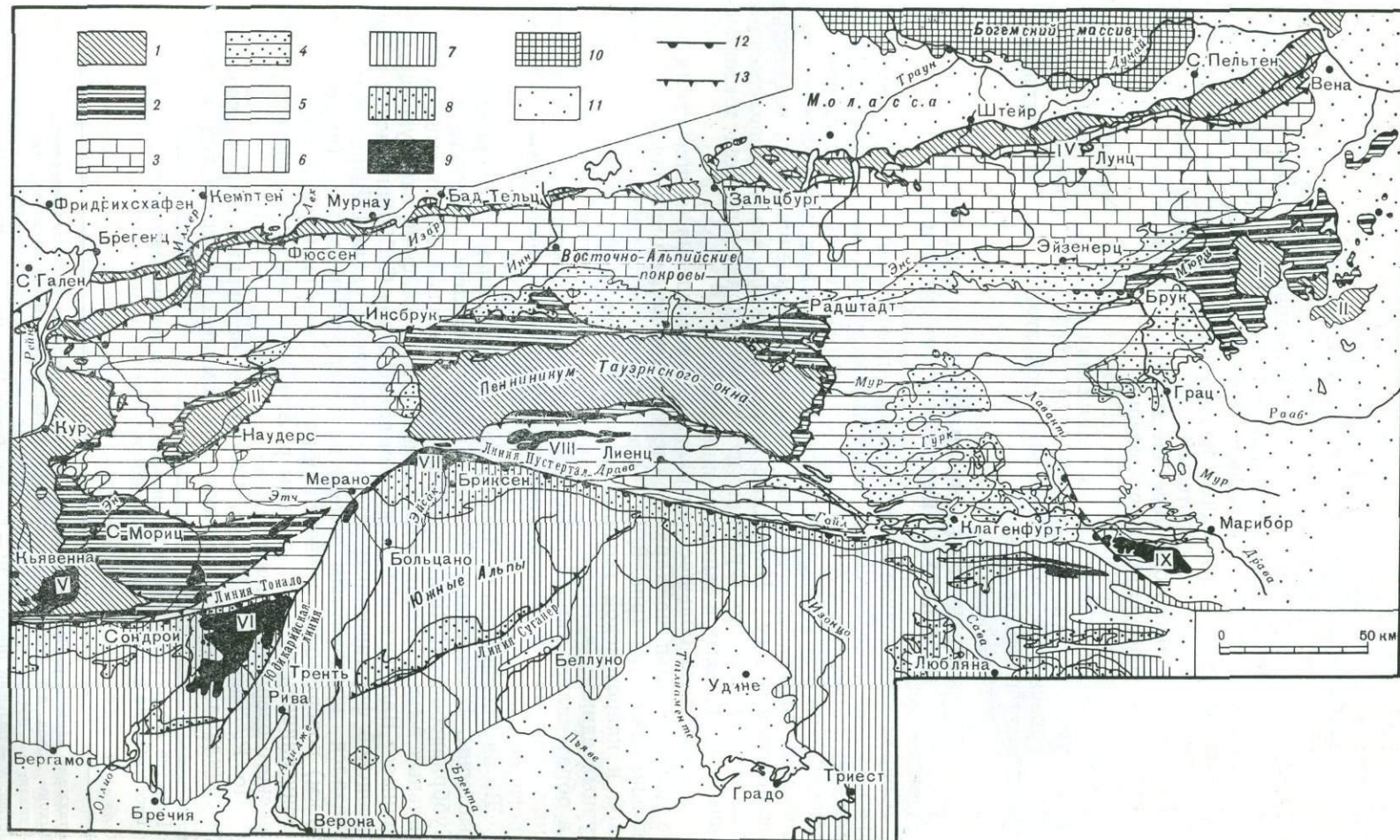
Несмотря на большие латеральные перемещения, общая схема подразделений Альп на характерные структурно-формационные зоны довольно отчетлива (рис. 8, 9). Она отражает существование в мезозойской и кайнозойской геосинклинальной области Альп крупных структурных единиц, в границах которых в течение юры, мела и палеогена образовались характерные формации эвгеосинклинального и миогеосинклинального облика, а в неогене — формации передового и тылового прогибов.

Во внутренней части Альпийской геосинклинали располагаются осевые зоны. В Западных Альпах они представлены с запада на восток Суббриансонской, Бриансонской и Пьемонтской подзонами. В Центральных Альпах осевая зона называется Пеннинской; главную часть ее занимает Валлисская подзона. Комплекс пород Суббриансонской и Бриансонской формационных подзон в западной части Центральных Альп оказался продвинутым далеко на северо-северо-запад (примерно на 50 км) поверх зоны Гельветид, образовав безкорневой массив Предалльп (зону клиппенов) — от долины р. Арв, через восточное окончание Женевского озера до Тунского озера.

По Р. Трюмпи (1965, с. 12—49), в основании мезо-кайнозойской геосинклинали Альп залегают: 1) комплекс палеозойских и, может

¹ Понятие «подкоровая эрозия гранитного слоя» подразумевает не изученный пока процесс утонения или даже полного исчезновения «гранитного» слоя.

а также во впадине р. По; 5 — Осевая зона Апеннин. Остальные условные обозначения см. на рис. 9. Выходы пород доальпийского кристаллического основания (массивы) внутри Альпийской геосинклинали: I — Вэттис, II — Тавецкий срединный массив; III — Эгюй-Руж и Арпил; IV — гора Четиф; V — Большой Шатолар; VI — Большие Руссы; VII — Дом де-ла-Мюр; VIII — Дом де-Ремолон; IX — Дом де-Барро (пермь); X — Траверселла; XI — Вьелла; XII — Моробия; XIII — Бергель



быть, более древних пород, которые были метаморфизованы и собраны в складки до среднего карбона; 2) средне- и верхнекаменноугольные и пермские, главным образом континентальные толщи, играющие промежуточную роль. Последние иногда перемещались вместе с породами первого комплекса, составляя часть основания, иногда же дислоцировались вместе с чехлом, сложенным мезо-кайнозойскими геосинклинальными породами.

Мезо-кайнозойский геосинклинальный комплекс пород в разных геосинклиналях и геоантиклиналях Внутренней зоны имеет как общие характерные черты, так и существенные фациальные отличия в различных подзонах.

Вплоть до триаса или до раннего лейаса во всей области будущих Альп господствовали миогеосинклинальные или квазиplatformенные условия. Триасовые миогеосинклинали в Бриансонской подзоне и в области от Австрийских до Южных Альп частично унаследованы от позднепалеозойских посторогенных бассейнов. Триас во Внутренней зоне обычно умеренной мощности в основании сложен кварцитами, выше которых залегают известняки и доломиты, ангидриты и глинистые сланцы.

Главными мезозойскими (юрскими и меловыми) породами, слагающими эвгеосинклинальные впадины Внутренней зоны, кроме Бриансонской подзоны, являются «сланцы Бюнднер», «блестящие» сланцы (*schistes lustrés*) или «известковистые» сланцы. Фауна чрезвычайно бедная; эта стерильность является, по-видимому, первичной особенностью. Большая часть «блестящих» сланцев отлагалась, вероятно, в довольно глубоководных условиях, так как они не содержат ни типично мелководных отложений, ни мелководной фауны. Мутьевые потоки очень редки. Мощность блестящих сланцев Пьемонтской подзоны 1500—2000 м, в то время как мощность более поздних отложений Валлисской подзоны, возможно, значительно меньше. Обычно блестящие сланцы сопровождаются офиолитами. В данном случае офиолиты представляют собой синхронные с осадконакоплением образования, потому что об эффузивной природе их свидетельствуют подушечные лавы, спилиты и туфы, но есть силлы и лакколиты. Большинство исследователей считают их ранне- и среднемеловыми (рис. 10).

В верхних частях отложений средней юры и нижних — верхней юры в Пьемонтской эвгеосинклинали, а также во всех комплексах аналогичного возраста южнее и восточнее ее (вплоть до Южных Альп) присутствуют радиоляриевые кремнистые породы. Эти маломощные глубоководные образования, формировавшиеся в значительных временных интервалах, Р. Трюмпи предложил называть «лептогеосинклинальными» (от *leptos* — тонкий). Выше залегают тонкозернистые юрские и нижнемеловые(?) известняки. Верхний мел и палеоцен вблизи внешней границы зоны представлены фацией красноцветной толщи, а в глубине зоны — флишем.

Рис. 9. Схема структурно-формационных зон Восточных (в том числе Итальянских и Австрийских) Альп. По М. Гвиннеру (Gwínnér, 1971)

Осевая зона: 1 — Пеннинская зона в широком значении, Суббриансонская, Бриансонская, Пьемонтская, Валлисская подзоны; этот знак включает зоны клипенов Предалеп — Шабле и Восточно-Альпийскую флишевую зону, в Австро-Альпидях — также тектонические окна Вехсель (I), Рехнитц (II) и Нижний Энгадин (III). Осевая Австро-Альпийская, или Восточно-Альпийская, зона: 2 — Нижняя Восточно-Альпийская подзона, или Гризониды; 3—5 — Верхние Восточно-Альпийские подзоны: 3 — пермь и мезозой, 4 — палеозой, 5 — кристаллические породы. Внешняя зона: 6 — Гельветская, или Дофинейская, зона в широком значении; Ультрагельветская и Ультрадофинейская подзоны, а также Грестенская клипсовая зона (IV). Южно-Альпийская внешняя зона: 7 — пермь и мезозой; 8 — породы фундамента; 9 — альпийские «периадриатические» плутоны: Бергель (V), Адамелло (VI), Бриксенский гранит (VII), Ризерфернер (VIII), горы Бахер (IX); 10 — породы доальпийского кристаллического основания; 11 — молассы и чехол кайнозойских отложений в предгорных впадинах; 12 — крутые, главным образом глубинные разломы; 13 — главные шарьяжные нарушения

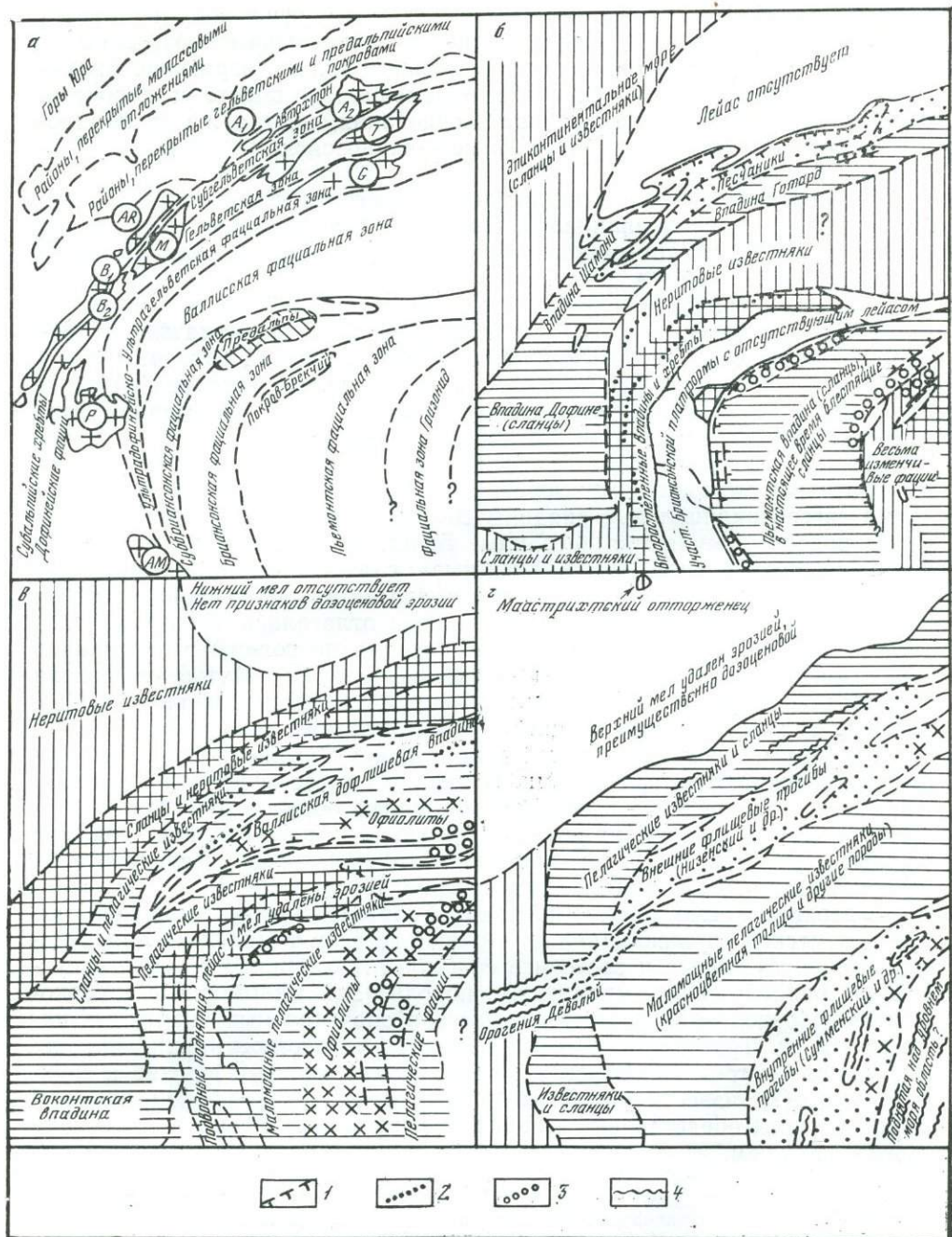


Рис. 10. Сводная схематическая карта (а) и палеогеографические схемы (б—г) части Западных Альп. По Р. Трюмпи (1965; по замечанию составителя — весьма предположительные)

а — первоначальное положение фациальных (формационных) зон. Предположительные автохтонные массивы основания: АМ — Арджентера, или Меркантур, Р — Пельву, В₁ — внешние и В₂ — внутренние ответвления Бельдонн; АР — Эгюий-Руж, М — Монблан, А₁ — Гастери, А₂ — главная часть Ларского массива, Т — Тавец, Г — Готард. Комплексы В₁, АР и А₁ показаны в их современном положении; другие элементы смещены с учетом третичных деформаций. Показаны также вероятные районы отложения осадков Срединного покрова (Срединным Р. Трюмпи называет покров Предальп) и покрова Брекчий; б—г — палеогеографические схемы: б — лейас, в — ранний мел, г — поздний мел. 1 — сбросовые уступы; 2 — второстепенные подводные хребты; 3 — морские брекчии; 4 — одновременная складчатость

В Валлисской подзоне Пеннинской зоны «блестящие» сланцы выше постепенно сменяются мощными толщами сланцев «предфлиша». В кантоне Граубюнден видимая мощность предфлишевых и флишевых сланцев Претигау около 6000 м, причем нижняя часть, имеющая ранне- и среднемеловой (?) возраст, еще относится к известковистым сланцам Бюнднер, т. е. к «блестящим» сланцам. Выше располагаются позднемеловые мергелистые аспидные сланцы, песчанистые и алевроитистые известняки, обломочный материал которых принесен с севера, и еще выше — палеоценовый и нижнеэоценовый типичный флиш с аргиллитами, кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками, мощностью около 2000 м. Для других районов Валлисской подзоны типичны аптские известняки с обломками доломита, часто залегающие несогласно на нижележащих породах, зеленые кварциты и черные сланцы гольта. Верхний мел, палеоцен и эоцен представлены флишем мощностью в несколько тысяч метров.

Блестящие сланцы и лептогеосинклинальные отложения, как указывает Р. Трюмпи, не единственные характерные формации эвгеосинклинальной зоны Альп, образовавшиеся до ранней синтетектонической флишевой фазы. Для познания тектонической истории геосинклинали важно наличие полигенных морских брекчий. Локализация этих брекчий во внутренней окраине Валлисской подзоны, внешней окраине Пьемонтской подзоны, в пограничной области между Пьемонтской подзоной и Австро-Альпийской зоной, по-видимому, вдоль границ между геоантиклиналями и геосинклиналями, дает ключ к пониманию их генезиса. Часть геологов считают альпийские брекчи признаком мелководных условий, но Р. Трюмпи (1965) и Ф. Аллеман (Alleman, 1956) настойчиво утверждают, что полигенные морские брекчи могли образоваться на любых глубинах при наличии достаточно крутого склона, в условиях тектонической и сейсмической активности.

Другой структурно-формационной зоной Альпийской геосинклинали, которая, вероятно, первоначально занимала центральное положение, непосредственно рядом с Пеннинской зоной в центральной и восточной частях Альп, является Австро-Альпийская, или Восточно-Альпийская, зона. Однако об этой зоне существуют различные представления, потому что в Альпах нет несомненных обнажений в первичном, автохтонном залегании пород Австро-Альпийской зоны. Не все исследователи признают, что система покровных пластин Северных Известняковых Альп (австрид) произошла из зоны, находящейся где-то рядом с занимающей осевую часть Альп Пеннинской зоной, и позже заняла современное положение.

Формационный состав пород Австро-Альпийской зоны имеет черты, переходные от эвгеосинклинальных к миогеосинклинальным. Нижние Австро-Альпийские покровы, так называемые гризониды (кантон Граубюнден), связаны переходами с Пьемонтской подзоной Пеннинской эвгеосинклинальной зоны. В составе верхних австро-альпийских покровов средняя и верхняя юра представлена лептогеосинклинальными глубокоководными радиоляриевыми кремнистыми породами. Однако офиолитовых пород нет в разрезах ни тех, ни других покровов.

В Австро-Альпийской зоне на породах доордовикского основания залегают довольно мощные морские отложения от ордовика до нижнего карбона включительно. Переходная толща среднего и позднего карбона и перми присутствует не везде. Нижний триас представлен сланцами и песчаниками, на западе зоны — красноцветной толщей; средний триас — мощными (1200 м) известняками и доломитами, на западе кремнистыми сланцами с вулканическими туфами; верхний триас — глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и доломитами (мощность до 1000 м). Юра сложена весьма разнообразными фациями, в том числе и лептогеосинклинальными, нижний мел — пелагическими сланцами

и известняками; верхний мел — сеноманскими флишеподобными отложениями.

По-видимому, после главных латеральных тектонических перемещений шарьяжных пластин верхних Австро-Альпийских покровов в образовавшихся в них грабенах отложились слои Гозау, представленные частью мелководными, частью лимническими отложениями, возраст которых определяется интервалом от начала эмшера (Bubnoff, 1956, с. 548—549) до раннего палеогена (Руттен, 1972, с. 293), по С. Бубнову — только до середины маастрихта.

К Австро-Альпийской структурно-формационной зоне в Западных Альпах относится комплекс пород, образующих останцы некогда огромного, впоследствии в значительной части эродированного покрова Дан-Бланш, сохранившегося в Валлиссских Альпах. Этот комплекс, залегающий на пеннинских мезозойских породах, может, по мнению Р. Трюмпи (1965, с. 15), рассматриваться как приблизительный эквивалент комплексов Восточной Альпийской структурно-формационной зоны. Он не сохранился юго-западнее долины р. Аосты, но, очевидно, раньше покрывал главную часть Западных Альп.

Гельветская структурно-формационная зона (во Французских Альпах — Дофинейская) включает на юге Субальпийские цепи и цепи Прованса. Близкую формационную характеристику имеет комплекс пород Юрских гор. Ответвления Гельветской зоны — Ультрагельветская и Ульрадофинейская подзоны — переходят в Валлиссскую структурно-формационную подзону.

Гельветско-Дофинейская структурно-формационная зона является внешней миогеосинклиналью Центральных и Западных Альп. В основании геосинклинали залегают складчатые и метаморфические породы, а также граниты досреднекаменноугольного возраста. Средний и верхний карбон представлены угленосной континентальной толщей мощностью до 1400 м, залегающей в узких поздневариссийских грабен-синклиналиях. Пермь в тектонических впадинах также представлена краснокветными и вулканогенными породами мощностью до 1800 м, триас — маломощными кварцитами, доломитами и сланцами, иногда с ангидритом; в Дофинейской зоне местами в кровле присутствуют спилиты. Нижняя и средняя юра — глинистые сланцы, песчаники и песчаные известняки, во Французских Альпах (Дофинейская зона) развиты огромные массы темных глинистых «блестящих» сланцев. Верхняя юра — преимущественно известняки. Мел — мелководные и пелагические известняки и сланцы. В Дофинейской зоне вследствие преэоценовой эрозии верхний мел частично или полностью размыт. Палеоцен, эоцен и нижний олигоцен — известняки с крупными фораминиферами, сменяющиеся пелагическими глинистыми сланцами и флишем мощностью до 1500 м.

Южно-Альпийская структурно-формационная зона отделяется от осевых (центральных) зон Западных и Восточных Альп системой главных рубцовых разломных линий. На западе это Инсубрийская линия (зона Ивреа), она переходит к востоку в линию Тонале, смещающую к северу поперечной Юдикарийской линией, переходящей к востоку в линию Пустертал.

Комплексы пород Южных Альп в основном сходны с толщами Северных Известняковых Альп Восточно-Альпийской зоны. Пермские отложения, преимущественно морские на востоке и континентальные на западе, включают много вулканических пород и граниты. В среднем триасе, кроме доломитов и известняков, есть также вулканогенные породы. Общая мощность триаса 3500 м. В юре встречаются маломощные глубоководные породы лептогеосинклинального типа. Верхний мел представлен пелагическими мергелистыми сланцами, сменяющимися вверх флишем.

ДОЛГОЖИВУЩИЕ РУБЦОВЫЕ РАЗЛОМЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА В АЛЬПАХ

Рассмотрим первопричины описанной выше структурно-формационной зональности Альп в мезозое и кайнозое. Вопрос этот является общим для всех геосинклинальных областей.

Большие латеральные смещения, направленные поперек простирающихся мобильных геосинклинальных поясов и приводящие к формированию шарьяжных систем полого залегающих сколовых пластин, реже — опрокинутых складок, представляют только один из двух главных механизмов деформации в Альпах, равно как и во всех других шарьяжно-складчатых системах. Важнейший механизм деформации развивается по системе крутопадающих (или сравнительно крутопадающих) рубцовых разломов. Именно в связи с существованием этих разломов геосинклинальная область разделяется на геосинклинальные впадины и геодантиклинальные, отстающие в прогибании, а на некоторых этапах поднимающиеся зоны, которые могут превращаться в кордильеры (цепи тектонических островов).

Таким образом, создается система структурно-формационных зон начиная с самых ранних этапов формирования геосинклинальной области.

Этот вывод основывается на данных детального геологического изучения Альп. Действительно, все главные, наиболее крупные структурно-формационные зоны в настоящее время ограничены огромными рубцовыми тектоническими разломами, имеющими небольшую ширину (от километров до первых десятков километров). В зонах разломов породы залегают обычно круто, почти вертикально, часто они динамометаморфизованы. Породы характеризуются теми же формационными признаками, что и отложения, образующие шарьяжные комплексы в Гельветской (Дофинейской), Пеннинской, Австро-Альпийской зонах. Следовательно, тектонические рубцы не только разделяют структурно-формационные зоны, но и сами принадлежат к определенным зонам, и именно поэтому их давно уже называют корневыми зонами (Wurzelzone, Rootzone, Racines de charriage).

Таковы рубцовые зоны Сесиа-Ланцо и Канавезская, возможно представляющие «корни» Австро-Альпийских покровов, рубцовые зоны Ивреа, Инсубрийская (может быть, корни Пеннинских покровов и их восточное продолжение — разломы Пустер, Гейлтал и Караванкен, являющиеся, вероятно, «корневыми» для восточной части австро-альпийского комплекса покровов, а также зоны Субдофинейская и Тавец, которые могут быть «корнями» или находиться вблизи «корней» Гельветско-Дофинейских шарьяжей.

В геологической литературе по Альпам не часто можно встретить отчетливое понимание того, что наиболее крупные рубцовые зоны — главный структурный элемент всей геосинклинальной области, существовавший на самых начальных этапах развития геосинклинали. Между тем, было бы правильнее утверждать, что только в связи со становлением рубцовых тектонических зон образовалась геосинклинальная область. Как были конкретно выражены в начальные этапы рубцовые зоны, мы, вероятно, никогда не узнаем, и только в качестве догадки, не лишенной логики, можно принимать представления многих современных исследователей Альп об образовании первоначальных геосинклинальных впадин как широких грабенов, ограниченных нормальными сбросами. Общее расположение грабенов контролировалось главными рубцовыми зонами.

Г. Гюнцлер-Шейферт (Günzler-Seiffert, 1941, 1952) первый обратил внимание на значительную роль мезозойских нормальных сбросов в

строении Альп. К аналогичным выводам пришел М. Леймон (Lemoine, 1953) в палеогеологической реконструкции Бриансонской геоантиклинали. Р. Штауб (Staub, 1958) привел такие же палеогеологические реконструкции для Пеннинской геосинклинали.

Мы не имеем оснований отрицать возможность существования ранних широких грабенов, формировавшихся в условиях небольшого растяжения, но грабены могли быть только дополнительными тектоническими образованиями, связанными с главной системой рубцовых разломов.

Э. Арган (Argand, 1916) иначе представлял себе тектоническое строение мезозойской геосинклинали Альп на ранних этапах развития. Расчленение геосинклинали на впадины, разделенные кордильерами тектонических островов, он объяснял как зарождение шарьяжных структур в форме эмбриональных лежащих складок. Позднее последние превратились в большие лежащие складки с растянутыми по поверхностям шарьяжных склоров повернутыми крыльями. Согласно этой гипотезе Э. Аргана, фазы тангенциального сжатия перманентно сокращали ширину геосинклинали области, пока она не приобрела современную тектоническую структуру.

Идеи Э. Аргана не поддерживаются в настоящее время альпийскими геологами. Р. Трюмпи (Trümpy, 1955, 1957, 1958), Р. Шоненберг (Schönenberg, 1956) и Дж. Дебельма (Debelmas, 1957) пришли к выводу, что от гипотезы эмбрионального зарождения альпийских покровов необходимо отказаться или, во всяком случае, как осторожно замечает Р. Трюмпи, не рассматривать ее как догматическую концепцию.

Для альпийских геологов проблематичным является вопрос о выдержанности (протяженности) рубцовых геосинклиналиальных разломов по всему простиранию Альп. Р. Трюмпи (1965, с. 93—104) настаивает на поразительном, как он выражается, непостоянстве палеотектонических элементов Альпийской геосинклиналиальной области. Он отмечает многочисленные случаи последовательного пересечения разновозрастных фациальных зон. По-видимому, в описываемых им локальных явлениях он объективно изображает происходившие смещения и косые пересечения отдельных фациальных зон.

В своих выступлениях против гипотезы Э. Аргана (Argand, 1916) об эмбриональных геоантиклиналях и против рабочей гипотезы «цилиндристов», утверждающих, что главные альпийские покровы не меняют своих геометрических характеристик по простиранию практически всей Альпийской складчатой системы, Р. Трюмпи объявляет себя приверженцем «фестонизма», т. е. представлений о том, что альпийские палеотектонические элементы образуют фестоны ограниченной протяженности, сменяющие друг друга по простиранию геосинклиналиальной области.

Нам представляется, что эта дискуссия непосредственно касается формы, выдержанности по простиранию главной системы рубцовых разломов в Альпийской геосинклинали, и тут, по-видимому, в какой то мере правы обе стороны. Р. Трюмпи и его единомышленники правы в частности, однако в целом выдержанность основных структурно-формационных зон в их главном выражении (например, осевой Пеннинской зоны и ее аналогов на всем протяжении Альп) показывает, что главные системы рубцовых разломов (а не каждый отдельно взятый разлом) действительно выдерживают свои характерные черты во всей геосинклиналиальной системе Альп.

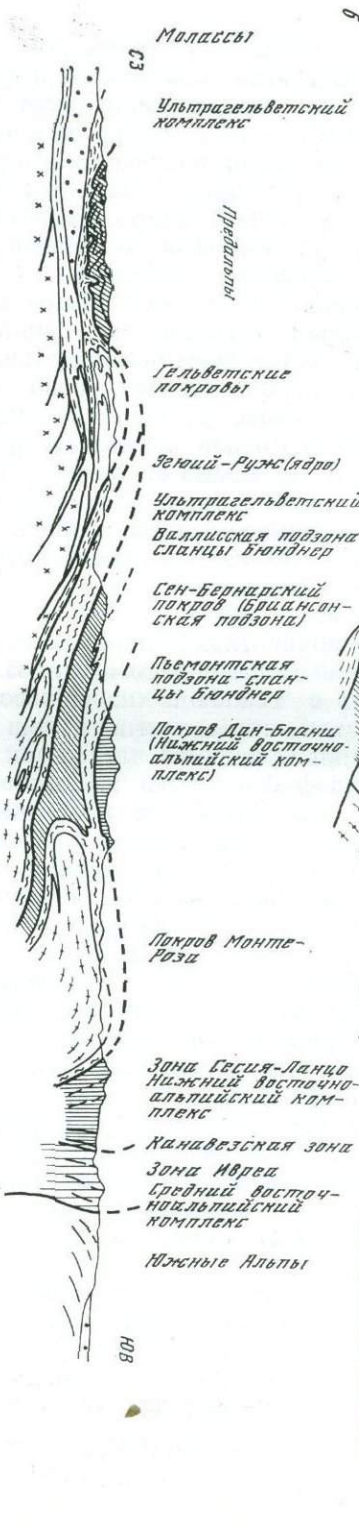
МЕХАНИЗМЫ СОКРАЩЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ И КОРНЕВЫХ ЗОН В АЛЬПАХ

Первоначально, после первых сводок Э. Зюсса и А. Гейма, после гипотезы Э. Аргана об эмбриональных геоантиклиналях в связи с образованием шарьяжей, большинство альпийских геологов считали, что механизм образования шарьяжей связан с контракционными силами, вызывающими сокращение земной коры, особенно сильное в складчатых, геосинклинальных поясах.

Однако после работ П. Фалло (Fallot, 1953), по крайней мере так утверждает М. Г. Руттен (1972), среди современных альпийских геологов, особенно французских, решительно преобладает мнение о гравитационном происхождении шарьяжей¹. Гравитационной гипотезы придерживался также Р. Бемеллен (1956, 1963 гг.). Среди критиков контракционной гипотезы О. Амферер и его ученики, особенно Э. Краус, предложили принять в качестве главного механизма пододвигания базальных частей земной коры в сторону рубцовых (Narbe), или корневых зон, как их называют многие исследователи Альп. Эта гипотеза хорошо согласуется с фактом существования многочисленных пологих поверхностей скальвания, погружающихся в сторону корневых зон (рис. 11). Гипотеза О. Амферера соответствует также палеотектоническим реконструкциям. Для большинства шарьяжей установлено, что их происхождение и развитие имело место задолго до начала горообразования. Таким образом, те самые поднятия, с которых якобы должны были соскальзывать шарьяжные пластины, еще не существовали, когда образовались шарьяжи. Только в некоторых, самых периферических системах шарьяжей позднее можно наблюдать явление гравитационной деформации фронтальных частей шарьяжных пластин, как, например, во внешних зонах Гельветид и Дофинейских покровов, а также в Предальпах. Так как французские геологи особенно много работали в этих зонах, понятно их увлечение гравитационной тектоникой (см. рис. 11).

До настоящего времени неизвестна движущая сила, вызывающая пододвигание нижних, базальных частей земной коры в сторону крутопадающих разломов, которые были названы рубцовыми зонами. Объяснения О. Амферера, предполагавшего существование конвекционного перемещения вещества в глубинах земной коры, с точки зрения геофизиков не выдерживают критики. Еще более смелыми и недоказуемыми кажутся гипотезы Э. Крауса (1963). Тем не менее фактическая сторона процессов пододвигания, приводящих к образованию шарьяжей и геосинклинальной складчатости, очень хорошо обоснована альпийскими геологами старшего поколения. Альтернативы механизму пододвигания, в сущности, нет, и никакие частные локальные наблюдения тектонических структур, в отношении которых можно предполагать гравитационное происхождение, не могут поколебать основной вывод, сводящийся к тому, что главным фактором деформации, в том числе образования шарьяжей в Альпах, было общее сокращение земной коры в геосинклинальной области. Л. У. Ситтер (1960, с. 253) констатирует: «Не вызывает сомнения, что боковое сжатие первично, а структуры скольжения вторичны». Р. Трюмпи (1965, с. 15) утверждает, что «...парадоксальная взаимосвязь величайшей надвиговой чешуи (thrust sheet) Альп с автохтонной зоной будет понятнее, если считать, что главным движением альпийской орогении является подвиг с севера».

¹ Это его утверждение надо принимать с большими оговорками, во-первых, потому что и раньше были исследователи, объяснявшие деформацию в Альпах гравитационными явлениями, а во-вторых, сам П. Фалло (Fallot, 1955) два года спустя существенно изменил свои представления.



Морфология Гельветских (Дофинейских) шарьяжей внешней многогеосинклинали Альп в наиболее полной степени отражает двойственность механизма образования шарьяжей. На профиле (см. рис. 5) гельветских покровов северо-восточной части Швейцарии видны (Arbenz, 1912): корневая зона (zone des racines), зона поднятия (zone culmi-naute), зона погружения (zone d'affaissement), фронтальная зона — зона упора (zone de deferlement).

Первые две зоны ясно связаны с пододвиганием и сжатием, якобы приведшим к выжиманию пород, образующих шарьяж из корневой зоны. Это явление, естественно, должно было бы сопровождаться сильнейшим сокращением зоны корней, иначе откуда бы взялась огромная масса пород в остальных зонах шарьяжа. Третья, и особенно четвертая зоны шарьяжа могли быть образованы с большим участием процессов гравитационного соскальзывания.

Обычно подчеркивается различие между спокойным, почти горизонтальным залеганием покрова Гельветид, в частности относящегося к зонам поднятия и погружения, и узкими, сжатыми, часто ныряющими складками, испытывающими «вздыбливание» во фронтальной зоне (см. рис. 11 и 34), получившее в немецкой терминологии (Руттен, 1972, с. 211, 216) наименование Branden der Deckenstirne. Другая особенность строения шарьяжей гельветид заключается в том, что самые молодые элементы данной стратиграфической серии перемещаются на наибольшие расстояния, в то время как древнейшие породы, занимавшие первоначально самое нижнее положение, отстают от них. Это опережение более молодыми слоями (Voraneilen der jungeren Schichten) М. Г. Руттен (1972, с. 214) считает доказательством гравитационного происхождения шарьяжей. Вывод М. Г. Руттена и других геологов, переоценивающих роль гравитационной тектоники, надо принимать с большой осторожностью, потому что явление опережения молодыми образованиями описано для такой тектонической зоны, где определенное значение гравитации в шарьяжных движениях установлено, но для большинства других тектонических зон оно не оправдывается. Вероятно там, где это положение соответствует фактам, существует гравитационный тектогенез в ограниченных размерах.

Однако возвратимся к обсуждению главного механизма деформации при образовании шарьяжей в Альпах. Возможная разгадка проблемы механизма сокращения, приводящего к геосинклинальной складчатости и в крайнем выражении — к формированию шарьяжей, может в большой мере заключаться в существовании корневых зон, с их крутозалегающими, часто интенсивно рассланцованными, иногда метаморфизованными породами. Заметим, что корневые зоны не только не нужны приверженцам гравитационной гипотезы происхождения шарьяжей, но явно являются досадным мешающим фактом, необъяснимым с точки зрения гравитационного расплывания (скольжения) вещества горных пород.

Но и для сторонников схем всасывания, выдвинутых О. Амффером, корневые зоны представляют сложную проблему. Уже указывалось на невозможность того, что огромные массы шарьированных пород происходят из узких корневых зон. Вероятно, количество разломных зон, представляющих ведущий тектонический элемент каждой геосинклинальной впадины, очень велико. Сколовые зоны, обычно наклоненные в сторону более крутопадающих корневых зон, образуют систему

Рис. 11. Профили Альпийской складчато-шарьяжной области

а — Франко-Итальянские Западные Альпы (по Ж. Дебельма и М. Лемуану, с изменениями); б — Швейцарские Западные Альпы (по Ж. Дебельма и М. Лемуану, генерализовано); в — Восточные Альпы — средняя часть (по А. Тольману; заимствовано из сводки И. И. Белостоцкого)

поддвиговых поверхностей. По этой системе, охватывающей всю ширину геосинклинальной впадины, происходит пододвигание и сокращение. В таком случае нет необходимости предполагать, что весь объем пород, составляющих шарьяжную пластину, был выжат из корневой зоны. Главная масса пород переместилась из широкой геосинклинальной впадины.

Подобное представление отражено на многих геологических профилях через Альпы и в последнее время на очень интересных профилях, выполненных В. Набхольцем (Nabholz, 1953) и Р. Трюмпи (1965). Именно такой механизм сокращения земной коры и образования шарьяжей в геосинклинальных системах, в том числе в Альпах, мы считаем наиболее вероятным, соответствующим наблюдаемым геологическим фактам. Движущие силы такого механизма остаются пока неразгаданными. Но это уже другая проблема, и ее придется решать геологам совместно с геофизиками и геохимиками, но при обязательном условии, что достаточно прочно установленные геологические факты не будут искажаться или подгоняться под фантастические гипотезы, которые в изобилии предлагаются сейчас в геологической литературе.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА АЛЬПИЙСКИХ ШАРЬЯЖЕЙ

П. Фалло (Fallot, 1955), Р. Трюмпи (1965), А. Тольман (Tollmann, 1965), М. Г. Руттен (1972) и многие другие исследователи Альп считают, что главная тектоническая деформация, переместившая Австро-Альпийские покровы, произошла в догозауское время, т. е. до эмшерского века позднего мела. Австро-Альпийские шарьяжные пластины были передвинуты от южных корневых зон через Пеннинские покровы, обнажающиеся в окнах Нижнего Энгадина и Тауэрна, и заняли свое место на севере, в современных Северных Известняковых Альпах.

Такое представление обосновывается следующим образом. Слои Гозау представляют собой мелководную песчано-мергелистую серию, в которой чередуются нормальные морские породы, содержащие кораллы и аммониты, с солонатоводными и угленосными осадками. Низы серии соответствуют Эмшеру; верхи серии одни геологи определяют как маастрихт, другие (Руттен, 1972, с. 293) считают их раннетретичными.

Слои Гозау известны в небольших дислоцированных грабенах на вершинах Северных Известняковых Альп, также в кровле кристаллического фундамента Центральных Альп Австро-Альпийской структурно-формационной зоны.

П. Фалло (Fallot, 1955) полагал, что слои Гозау отлагались в южной части Австро-Альпийской зоны Центральных Альп в осадочном бассейне, дно которого располагалось на породах современных Северных Известняковых Альп. Своего современного положения слои Гозау достигли в результате перемещения вместе с чешуей покрова Северных Известняковых Альп в северном направлении более чем на 250 км. Послегозауское перемещение этого же покрова оценивается примерно в 30 км.

Однако не все австрийские геологи признают это большое перемещение покрова Северных Известняковых Альп в догозауское время и предполагают его местное происхождение.

Р. Трюмпи (1965) в своей работе соблюдает большую осторожность, и нигде определенно не отмечает значительности доверхнемеловых шарьяжных движений в Альпах. Однако его тектоническая схема Альп, приложенная к сводке, говорит сама за себя, она в общем согласуется со схемой М. Гвиннера (см. рис. 8,9) и на ней совершенно недвусмысленно показано перекрытие Австро-Альпийскими покровами покровов Пеннинской зоны, видное в двух больших тектонических окнах, — в Нижнем Энгадине и Тауэрне. Р. Трюмпи указывает (1965, с. 103),

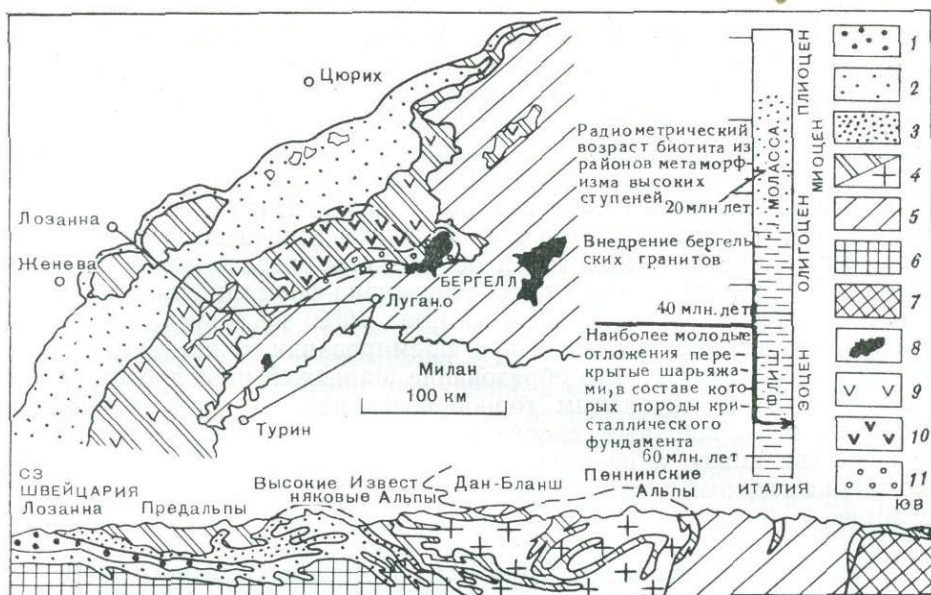


Рис. 12. Схема тектонической седиментационной и метаморфической истории Центральных Альп. По А. Мильнесу (Milnes, 1969)

1 — моласса (показана только на профиле); 2 — Ультрагельветские покровы (показаны только на профиле); 3 — Гельветские покровы и автохтонные породы Гельветских покровов (на плане объединены с Ультрагельветскими покровами); 4 — Пеннинские покровы (на карте объединены) на профиле: а — мезозойский и эоценовый чехол Пеннинских покровов и покровы Южных Альп, б — ядра пород кристаллического фундамента, вовлеченных в Пеннинские покровы; 5 — Австро-Альпийские покровы и Южные Альпы (докембрий и палеозой); 6 — породы дотриасового кристаллического фундамента внешних тектонических зон; 7 — то же, фундамента Южных Альп; 8 — позднеорогенные граниты, секущие шарьяжную структуру Альп; 9—11 — метаморфические зоны: 9 — низкой степени — лавсонит-глаукофановые, до зеленосланцевых фаций; 10 — высоких ступеней — алмадин-амфиболовые фации, 11 — силлиманитовая

что и значительная часть Пеннинской покровной структуры Западных Альп была перекрыта покровом Дан-Бланш (Австро-Альпийская зона) с его громадным ядром пород основания (рис. 12).

Осторожность Р. Трюмпи, вероятно, нелогична, потому что современная тектоническая карта и профили через Альпы дают основание считать, что не только Австро-Альпийские, но и Пеннинские покровы сформировались главным образом в догозауское время. В таком случае становится ясно, почему в Пьемонтской и Валлиской подзонах Пеннинской эвгеосинклинали осевой системы Альпийской геосинклинальной области формирование флиша началось с сеномана или даже раньше (Трюмпи, 1965, с. 89), тогда как в периферических зонах, Гельветской и Дофинейской, наблюдается в основном эоценовый и даже нижнеолигоценый флиш. Это различие соответствует разному возрасту главных деформаций — догозауских, т. е. доверхнемеловых, скорее всего среднемеловых (сеноман, турон) в Пеннинской и Австро-Альпийской структурно-формационных зонах.

Очевидно, в интервале времени от среднего эоцена до среднего олигоцена, т. е. от 55 до 35 млн. лет назад, произошли главные деформации, образовавшие шарьяжи Гельветско-Дофинейской структурно-формационной зоны. Именно в это время образовалось две трети объема всего флиша Альп, но отложение моласс еще не началось. А. Мильнес (Milnes, 1969) считает, что и шарьяжи Пеннинской зоны образовались в это же время. Однако с такой точкой зрения нельзя согласиться по вышеизложенным причинам.

По-видимому, после главных, наиболее значительных тектонических средне меловых фаз формирования и перемещения сначала Пеннинских, затем Австро-Альпийских покровов эти же покровы испытали новое прогревание, ремобилизацию и дополнительные движения в эоцене, примерно 45 млн. лет назад. Эоценовые перемещения, как считал П. Фалло (Fallot, 1955), были несравненно меньшей амплитуды (называлась цифра порядка 30 км, что составляет 12—15% общей амплитуды перемещения). В эоцене также образовались покровы Предалльп, которые по формационной характеристике не являются типичными Пеннинскими покровами, а представляют собой образование, переходное между покровами Пеннинской и Гельветской структурно-формационных зон.

Любопытно, что А. Мильнес (Milnes, 1969) не допускает большой роли гравитационных движений при формировании даже палеогеновых шарьяжей. Он отмечает, что образование шарьяжей не сопровождалось сколько-нибудь значительным горообразованием и при движениях, сформировавших шарьяжи, скорее всего происходило общее перемещение вещества книзу, а не кверху, следовательно, гравитационное происхождение главных тектонических форм шарьяжей категорически исключается.

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ОСНОВАНИЯ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АЛЬП

В Альпах, как и в других геосинклинальных областях, ярко выражены явления полиметаморфизма, как контактового, так и регионального. Эти явления затрудняют датировку возраста пород, времени их первоначального метаморфизма и главных тектонических фаз деформаций.

По определениям П. Пастельса (Pasteels, 1964), абсолютный возраст первичных цирконов из биотит-плагиоклазовых гнейсов пород древнего основания, захваченных в шарьяжи Сильвретты (Австро-Альпийская структурно-формационная зона), соответствует низам рифея — 1550—1920 млн. лет. Эти же цирконы в других пробах оказались омоложенными до 500—300 млн. лет. В. Гроер (Grauert, 1966) продолжил эти исследования. Некоторые пробы, определенные рубидий-стронциевым методом, показали возраст 426 млн. лет, по мусковиту 280 млн. лет и по биотиту 124 млн. лет. Пробы были взяты из ортогнейсов.

Следовательно, возраст древних пород, на которых заложилась мезозойская и кайнозойская Альпийская геосинклинальная система, действительно частью близок к раннему рифею, частью вариссийский. Эти породы могли быть вовлечены в интенсивные деформации, сопровождавшиеся региональным метаморфизмом в середине мелового времени, что отразилось в соответствующих цифрах абсолютного возраста биотитов.

Представления альпийских геологов об интенсивной меловой фазе деформаций и образования шарьяжей подтверждаются также некоторыми определениями возраста минералов, входящих в состав регионально-метаморфизованных пород. Р. Г. Штайгер (Steiger, 1964) калий-аргоновым методом установил меловой возраст роговых обманок (112 млн. лет) из пород, составляющих Пеннинские покровы вблизи Готтардского массива. Однако последующие фазы деформаций регионального и контактового метаморфизма, развивавшиеся в эоцене, олигоцене и неогене, затушевывают картину древних фаз деформаций и регионального метаморфизма.

Исследуя породы Готтардского массива и перекрывавшие его фронтальные части Пеннинских шарьяжей, Р. Штайгер (Steiger, 1962) пришел к выводу, что позднеальпийская (кайнозойская) фаза деформаций и метаморфизма в этой части Центральных Альп представлена двумя

поздними и отчетливо различимыми тектоническими подфазами, разделенными термальной фазой¹.

Первая, наиболее отчетливая палеогеновая тектоническая фаза проявилась в районе Готтардского массива в перекрывававших его, двигавшихся на север Пеннинских шарьяжах. Вероятно, большая фаза тектонических движений и регионального метаморфизма в Пеннинской структурно-формационной зоне была в среднем мелу. На это указывают структурно-тектонические взаимоотношения, создавшиеся в догозауское время, после перекрытия Пеннинской системы шарьяжей Австро-Альпийскими шарьяжами. Следовательно, приводимые ниже факты ремобилизации вещества в породах основания Пеннинской зоны в эоцене отвечают следующей, возможно менее значительной для Пеннинской зоны тектонической деформации. Большая часть первоначальных минеральных ассоциаций была разрушена, и образовались новые минералы с преобладающей меридиональной ориентировкой, соответствующей движению шарьяжей. Возраст был определен калий-аргоновым методом по 17 пробам роговой обманки. Меридионально ориентированная роговая обманка характеризуется почти исключительно возрастом 46 млн. лет, что соответствует середине эоцена. Как отмечает Р. Штайгер, это, вероятно, и есть минимальный возраст больших альпийских шарьяжных движений вообще. А. Мильнес склонен на основании наблюдений зон контактового метаморфизма в Гельветских покровах поднять верхнюю возрастную границу больших шарьяжных движений до 35 млн. лет, т. е. до начальных этапов олигоцена, что для Гельветских покровов, может быть, имеет основание.

Большая термальная фаза контактового метаморфизма, охватившая значительную часть Центральных Альп, Пеннинскую и внутренние части Гельветской зоны, связана с интрузией Бергелльских гранитов (около 35 млн. лет назад, по А. Мильнесу), представляющих собой типичные посттектонические граниты.

Очень интересна третья фаза, по-видимому, уже не контактового, а регионального метаморфизма, которую констатировала Э. Ягер (Yäger, 1962) в районе южного склона Готтардского массива и располагающихся южнее пород Пеннинских шарьяжей. Возраст биотитов, определенный рубидий-стронциевым методом, — 16 млн. лет. Направление и тип ориентировки указывают на рекристаллизацию или гомогенизацию биотитов в условиях развивающегося сжатия. Это и есть вторая тектоническая подфаза, о которой упоминает Р. Штайгер (Steiger, 1962), причем это уже не подфаза формирования шарьяжей, а фаза, совпадающая по времени с одним из главных этапов горообразования, когда шарьяжи уже не формировались.

По данным Р. Армстронга и др. (Armstrong, Yäger, Eberhardt, 1966), абсолютный возраст биотитов в метаморфизованных породах Центральных Альп, определенный различными методами, следующий (в млн. лет):

	Rb-Sr метод	K-Ar метод
Гнейсы Зеврейла, Kaw 153	175	335,345
Гнейсы Монте-Роза, Kaw 86	91	105
Остальные 16 проб	21—41	29—42,5

Как видно, и здесь одна часть проб показывает вариссийский метаморфизм пород основания, другая — меловой метаморфизм, но большинство проб отражает поздний, миоценовый и плиоценовый метаморфизм (рис. 13).

¹ Утверждение о разделяющей термальной фазе можно принять, только учитывая данные А. Мильнеса (Milnes, 1969), потому что из материалов Р. Штайгера такого заключения сделать нельзя.

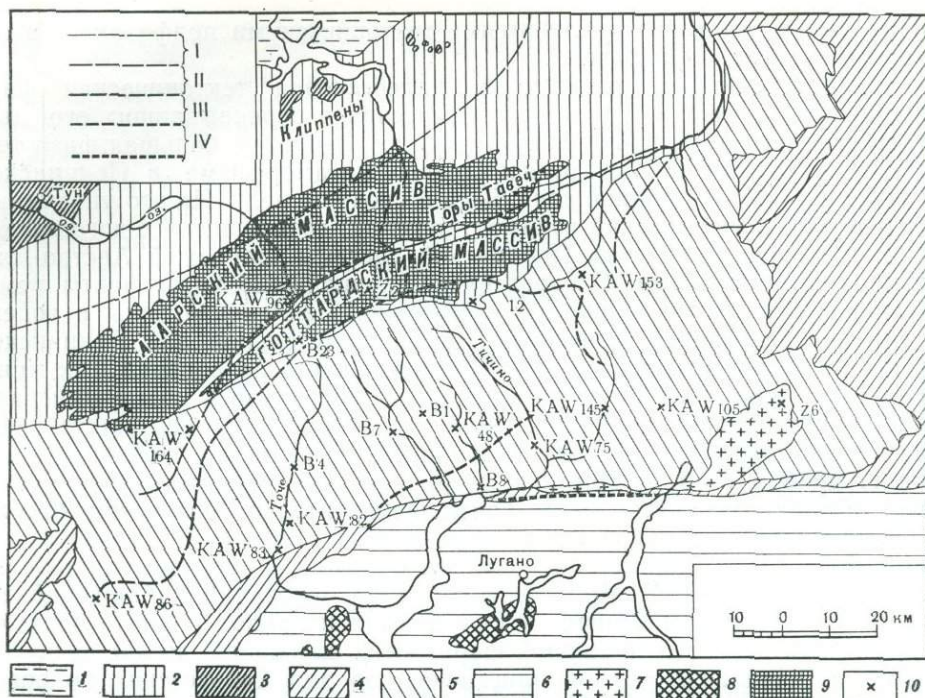


Рис. 13. Тектоническая схема и метаморфические зоны альпийской фазы в Южных и Центральных Альпах. По Р. Армстронгу и др. (Armstrong, Yager, Eberhardt, 1966)

1 — молассы; 2 — Гельветская зона; 3 — Предальпы; 4 — Австро-Альпийские покровы; 5 — Пеннинские покровы; 6 — Южные Альпы; 7 — Боргельская интрузия; 8 — позднепалеозойские интрузии; 9 — породы доальпийского кристаллического фундамента; 10 — места взятия и номера проб. Минеральные зоны альпийской фазы регионального метаморфизма (по Е. Ниггли): I — стильномелановая (гидрослюда, богатая железом); II — хлоритондная (со стильномеланом); III — кианитовая (со ставролитом); IV — кианит-силлиманитовая (со ставролитом)

Все приведенные определения абсолютного возраста минералов в основном из пород основания мезо-кайнозойской геосинклинали Альп, имеющих рифейский и палеозойский возраст, показывают многократные явления почти полной ремобилизации вещества этих пород, испытавших многократные фазы регионального, частью контактового, метаморфизма. Только в отдельных блоках пород, не подвергшихся действию тепловых потоков и гранитизирующих флюидов, найдены реликтовые минералы предшествующих фаз метаморфизма. Описанные очень важные факты полиметаморфизма дают основание для многих принципиальных выводов об истории формирования геосинклинали областей на средних этапах развития. В эти моменты по глубинным разломам в определенные по геологическим понятиям кратковременные интервалы времени увеличилась интенсивность тепловых потоков и потоков летучих компонентов.

Неожиданным оказался отрыв последней фазы тепловых потоков и потоков летучих, развивавшихся в интервале 17—11 млн. лет, когда тангенциальные сжатия существенно уменьшились и геосинклинали область вступила в поздний этап развития, характеризующийся главным образом вертикальными тектоническими движениями, приведшими к главным фазам горообразования.

ФОРМИРОВАНИЕ ШАРЬЯЖЕЙ

На примере Альп хорошо доказано

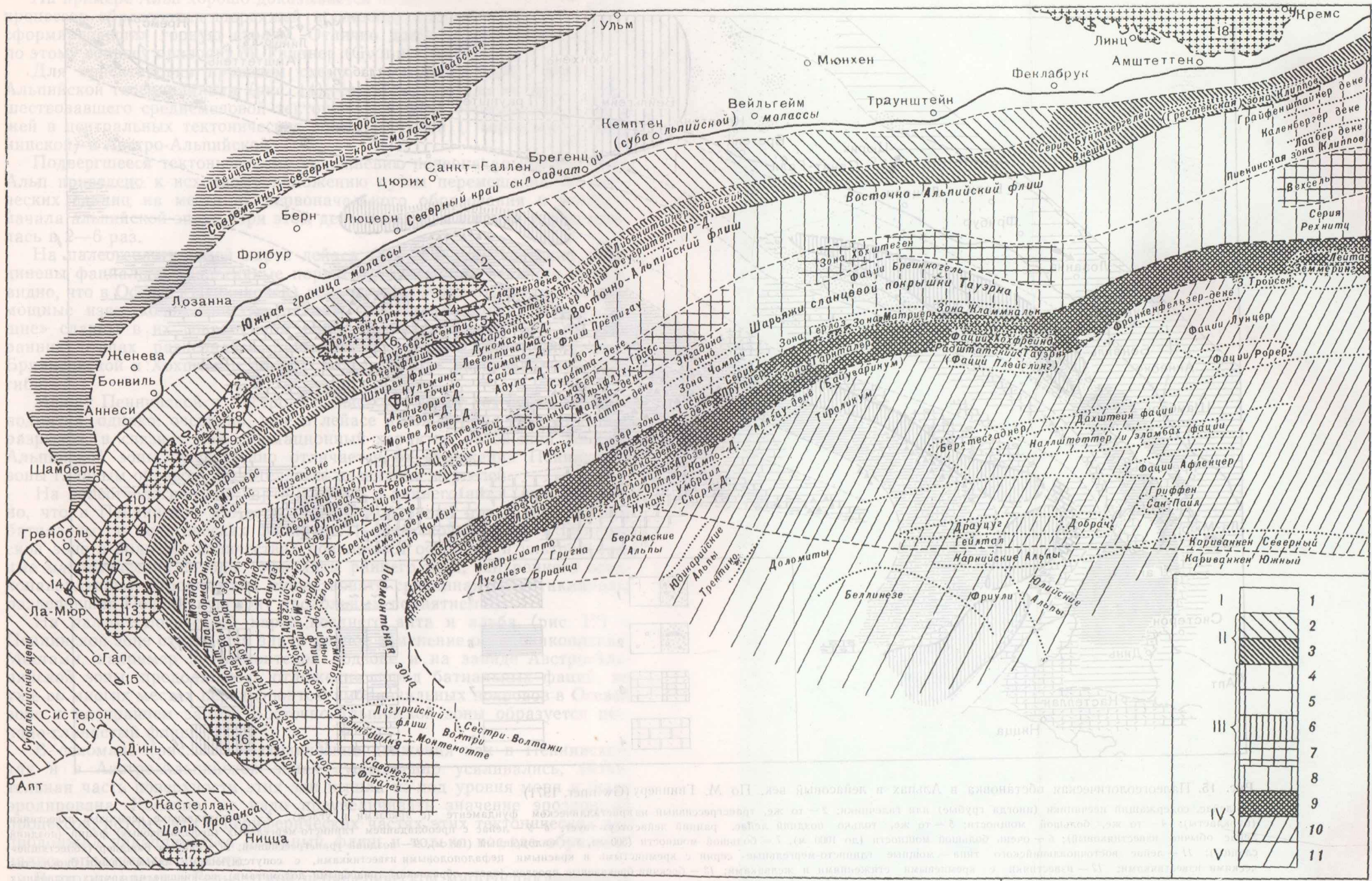


Рис. 14. Схема структурно-формационных зон Альпийской геосинклинали (предполагаемое первоначальное расположение областей седиментации, до стадии мелового тектогенеза). По М. Гвиннеру (Gwinnep, 1971), с уточнениями

I — зона моласс; II — внешние зоны: 1 — Дофине (включая зону Прованса), Гельветикум, 2 — Ультрадофине и Ультрагельветикум; III — внутренние зоны (центральные, осевые): 3 — Пенниникум, в том числе Вазезан, или северный (глубокий) Пенниникум, 4 — Суббриансоне, 5 — Бриансоне (Средний Пенниникум), 6 — Пьемонтникум (Южный, или Высокий Пенниникум); IV — зоны, тяготеющие к оси сооружения: 7 — Грзонида, Нижние Восточно-Альпийские (Австро-Альпийские), 8 — Верхние и Средние Восточно-Альпийские (Австро-Альпийские); V — Южно-Альпийские зоны

(некоторые приравниваются к Восточно-Альпийским); VI — Автохтонные кристаллические массивы фундамента: 1 — Вэтгис, 2 — Аар (Лиммерштук), 3 — Аар; 4 — Тавец; 5 — Готтард; 6 — Гомсер; 7 — Эгюй-Руж — Арпил; 8 — Монблан; 9 — Мон Хегиф; 10 — Беледон; 11 — Гран-Шетелер; 12 — Гранд-Рюсс; 13 — Мон Пельву; 14 — Дом де-ла-Мюр; 15 — Дом де-Ремоллон; 16 — Арджентера, или Меркантур; 17 — Эстерель; 18 — Богемский массив; 9 — границы комплексов зон (I—VI); 10 — границы зон (1—9); 11 — границы локальных фацций

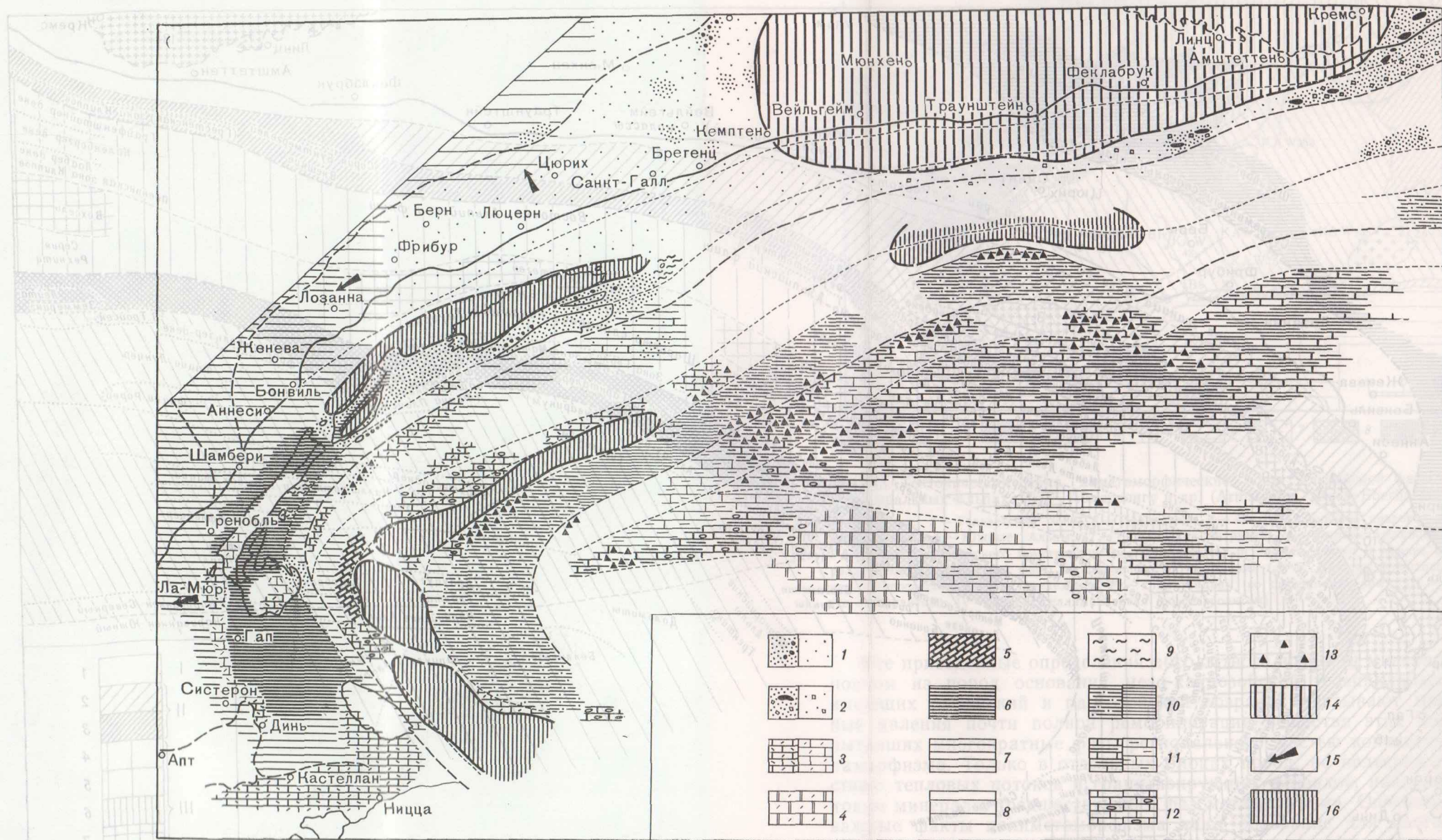


Рис. 15. Палеогеологическая обстановка в Альпах в лейасовый век. По М. Гвиннеру (Gwinner, 1971)

1 — лейас, содержащий песчаники (иногда грубые) или галечники; 2 — то же, трансгрессивный на кристаллическом фундаменте (с аркозами и углем); 3 — преобладающие неритовые известняки (блокласты); 4 — то же, большой мощности; 5 — то же, только поздний лейас, ранний лейас отсутствует; 6—9 — лейас с преобладанием глинисто-мергельных (цефалоподовых) фаций (поздний лейас обычно известняковый); 6 — очень большой мощности (до 1000 м), 7 — большой мощности (500 м), 8 — маломощный (100 м), 9 — поздний трансгрессивный; 10 — сланцы Бюнднер («блестящие» сланцы); 11 — лейас восточноальпийского типа — мощные глинисто-мергельные серии с кремнистыми и красными цефалоподовыми известняками, с сопутствующими маломощными блокластическими известняками; 12 — известняки с кремневыми стяжениями и желваками; 13 — брекчии, брекчиевые прослои (часто образованы триасовыми доломитами), возникшие на крутых подводных склонах — геосинклиналях с нормальными сбросами и флексурами; 14 — предполагаемая суша; 15 — направление увеличения мощности; 16 — зоны подводных поднятий. При двойном знаке правая его часть означает предположительность. На рис. 15—21 границы фациальных зон даны в соответствии с рис. 14

ФОРМИРОВАНИЕ ШАРЬЯЖЕЙ И ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

На примере Альп хорошо доказывается независимость тектонических процессов образования шарьяжей и главных орогенических поднятий, сформировавших горную страну. Отлично документированную сводку по этому вопросу приводит М. Гвиннер (Gwinner, 1971).

Для ориентировки приведем схему структурно-формационных зон Альпийской геосинклинали (рис. 14), составленную для времени, предшествовавшего средне меловой тектонической фазе образования шарьяжей в центральных тектонических зонах — Осевой (Пьемонтской, Пеннинской) и Австро-Альпийской.

Подвергшееся тектоническому усложнению первоначальное строение Альп приведено к исходному положению путем перемещения тектонических единиц на места их первоначального образования к моменту начала альпийской эпохи. При этом действительная ширина зон изменилась в 2—6 раз.

На палеогеологической карте лейаса (рис. 15), где частично объединены фациально аналогичные норийские отложения верхнего триаса, видно, что в Осевой (Пеннинской) зоне на этом этапе отлагались весьма мощные известково-глинистые сланцы (сланцы Бюнднер) и «блестящие» сланцы в их современном виде. Пеннинская зона уже на этих ранних этапах разделилась примерно посередине геоантиклиналями Бриансонской и Хохштеген на два более быстро развивавшихся прогиба.

Между Пеннинской и Австро-Альпийской зонами нет существенного поднятия, однако, очевидно, уже в лейасе имела зона тектонических разрывов, в связи с чем формационный характер отложений Австро-Альпийской зоны существенно отличается от отложений Пеннинской зоны главным образом значительным развитием мергелей.

На палеогеологической карте неокома и раннего апта (рис. 16) видно, что в Пеннинской и Австро-Альпийской зонах отлагались породы батинальных и пелагических фаций; в Пьемонтской подзоне и Пеннинской зоне в больших количествах появляются основные и ультраосновные магматические породы (офиолиты раннего типа, синхронного осадконакоплению). Продолжала существовать срединная геоантиклиналь, разделявшая Пеннинскую зону продольным поднятием.

На палеогеологической карте позднего апта и альба (рис. 17) в Пеннинской зоне отмечается значительное изменение осадконакопления. Местами, например в Пьемонтской подзоне и на западе Австро-Альпийской зоны, продолжалось отложение пород батинальных фаций, но уже во многих местах перед фронтом эмбриональных покровов в Осевой зоне и на крайнем западе Восточно-Альпийской зоны образуется песчано-глинистый флиш.

В сеномане (рис. 18) тектонические движения как в Пеннинской, так и в Австро-Альпийской зонах существенно усиливались, значительная часть поверхности этих зон вышла из-под уровня моря и была эродирована. Конечно, не надо преувеличивать значение эрозионных процессов, потому что в периферических частях этих тектонических зон продолжал накапливаться песчаный флиш и только кое-где образовывались оползневые брекчи.

В это же время в Гельветской периферической миогеосинклинальной зоне продолжалось отложение неритовых осадков.

Тектоническая история Австро-Альпийской зоны в сеномане и после сеномана изображена на диаграмме Р. Оберхаузера (1968 г.); схема дополнена М. Гвиннером (Gwinner, 1971). Однако рисунок не отражает общее мнение альпийских геологов, тектоническая структура показана очень не точно; из схемы можно лишь понять, что на юге шарьяжные движения произошли в сеномане и раннем туроне. Только в эоцене и

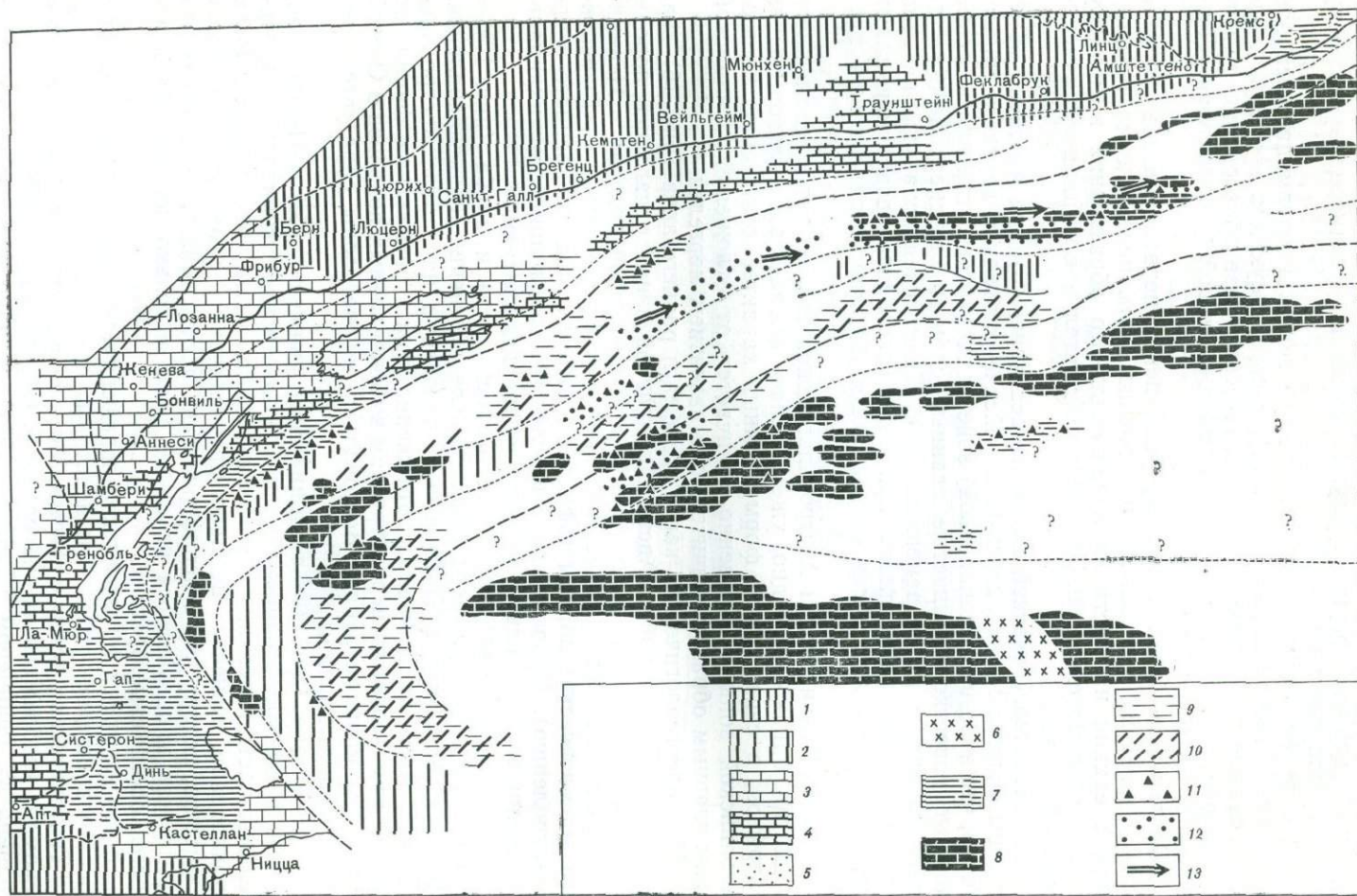


Рис. 16.

позднее фронт шарьяжей перекрыл Пеннинскую зону, и главное перемещение пород основания Австро-Альпийской зоны произошло после эоцена, в начале олигоцена (латторфский век). Это представление авторов схемы резко противоречит выводам П. Фалло (Fallot, 1955) о том, что главные движения Австро-Альпийских покровов произошли в догозауское время, между туронским и эмшерским веками, как полагают также некоторые геологи, другие же считают, что движения начались уже в позднем апте (см. рис. 17).

В палеоцене и эоцене (рис. 19) некоторая часть Пеннинской зоны и значительная северная периферическая часть Австро-Альпийской зоны представляли собой область, лишенную седиментации, однако другая часть этих же зон в палеоцене и раннем эоцене была покрыта морем, и лишь в лютетский век среднего эоцена и приабоне (средиземный эквивалент бартонского века, соответствующего всему объему верхнего эоцена) море по северной и западной периферии Альп отчетливо сместилось главным образом в Гельветскую зону, хотя отчасти перекрывало и Пеннинскую зону.

Следовательно, никакого сколько-нибудь значительного горного сооружения на месте современных Альп еще 38 млн. лет назад не было. Только в латторфский век раннего олигоцена (рис. 20) действительно произошло общее поднятие центральных тектонических зон Альп, причем они представляли собой низкую сушу, поставившую в латторфское море только среднеобломочный материал с некоторым количеством вулканогенных продуктов. Ни о каком настоящем горообразовании 35 млн. лет назад не может быть и речи. Тот же вывод относится к

Рис. 16. Палеогеологическая обстановка в Альпах в неокоме и раннем апте. По М. Гвиннеру (Gwinner, 1971)

1 — области сноса; 2 — области поднятий, частью подводные (с обнаженными коренными породами); 3—6 — неритовые фации: 3 — преобладающие биокластические и зоогенные известняки, иногда с глауконитом, мергели редки («ургонские фации»), 4 — неритовые фации с сильным развитием мергелей («фации смешанного типа»), 5 — готеривские «кремнистые» известняки, 6 — рифовые известняки и ассоциирующие с ними породы; 7 — батияльные фации — мергели и известковые мергели, бедные органическими ископаемыми, иногда с брахиоподами, местами мощные; 8 — пелагические фации — известняки и мергели, иногда окварцованные («майолика»), аптиховые, фораминиферовые и нанноконовые известняки; 9—12 — орогенные формации: 9 — сланцы Бюнднер («блестящие» сланцы), известковые сланцы (по итальянской терминологии — Calcescisti), местами переходящие в флиш, 10 — офиолиты (иногда взаимоотношения неясны), 11 — орогенные брекчии и конгломераты, 12 — флиш — известково-мергельные слои (Tristel) верхнего баррема (?), 13 — направления переноса обломков пород

Рис. 17. Палеогеологическая обстановка в Альпах в позднем апте и альбе. По М. Гвиннеру (Gwinner, 1971)

1 — преобладающие области сноса; 2 — области поднятий (валов), частью подводных; 3 — неритовые фации — преобладающие глауконитовые песчаники, глины, мергели, прерывающиеся маломощные известняки с цефалоподами; 4, 5 — батияльные фации: 4 — темные мергели и глинны, 5 — рифовые фации с сопутствующими породами; 6, 7 — пелагические фации: 6 — известняки и мергели (зоны Бриансон и Скаглия), 7 — пестрые мергели; 8 — орогенные фации — флиш, большей частью песчано-глинистый; 9 — брекчии; 10 — направления переноса обломков пород

Рис. 18. Палеогеологическая обстановка в Альпах в сеномане. По М. Гвиннеру (Gwinner, 1971)

1 — области сноса, частично подводные; 2—5 — неритовые фации — перемежающиеся, иногда глауконитовые и (или) фосфоритовые песчаники и мергели: 2 — пески (а) и мергели (б), 3 — мергели и известняки, 4 — рифовые известняки (рудистовые), 5 — мощные глинистые отложения; 6—8 — орогенные фации: 6 — флиш (а), преимущественно песчаниковый (б), 7 — брекчии, конгломераты, полигенные, с экзотическими компонентами, 8 — основные подводные вулканиты (спилиты и др.); 9, 10 — пелагические (фораминиферовые) фации: 9 — пестрые мергели (couches rouges), 10 — известняки и мергели, иногда красные (зона Скаглия); 11, 12 — направления переноса обломков пород: 11 — содержащих гранат (к северу от Среднепеннинского вала в северопеннинском, или «восточноальпийском», флише), 12 — содержащих хромит (к югу от Среднепеннинского вала); 13 — границы надвижения Верхних восточноальпийских покровов на Нижние восточноальпийские покровы (поступательное движение и седиментация заканчиваются в Нижних восточноальпийских образованиях)

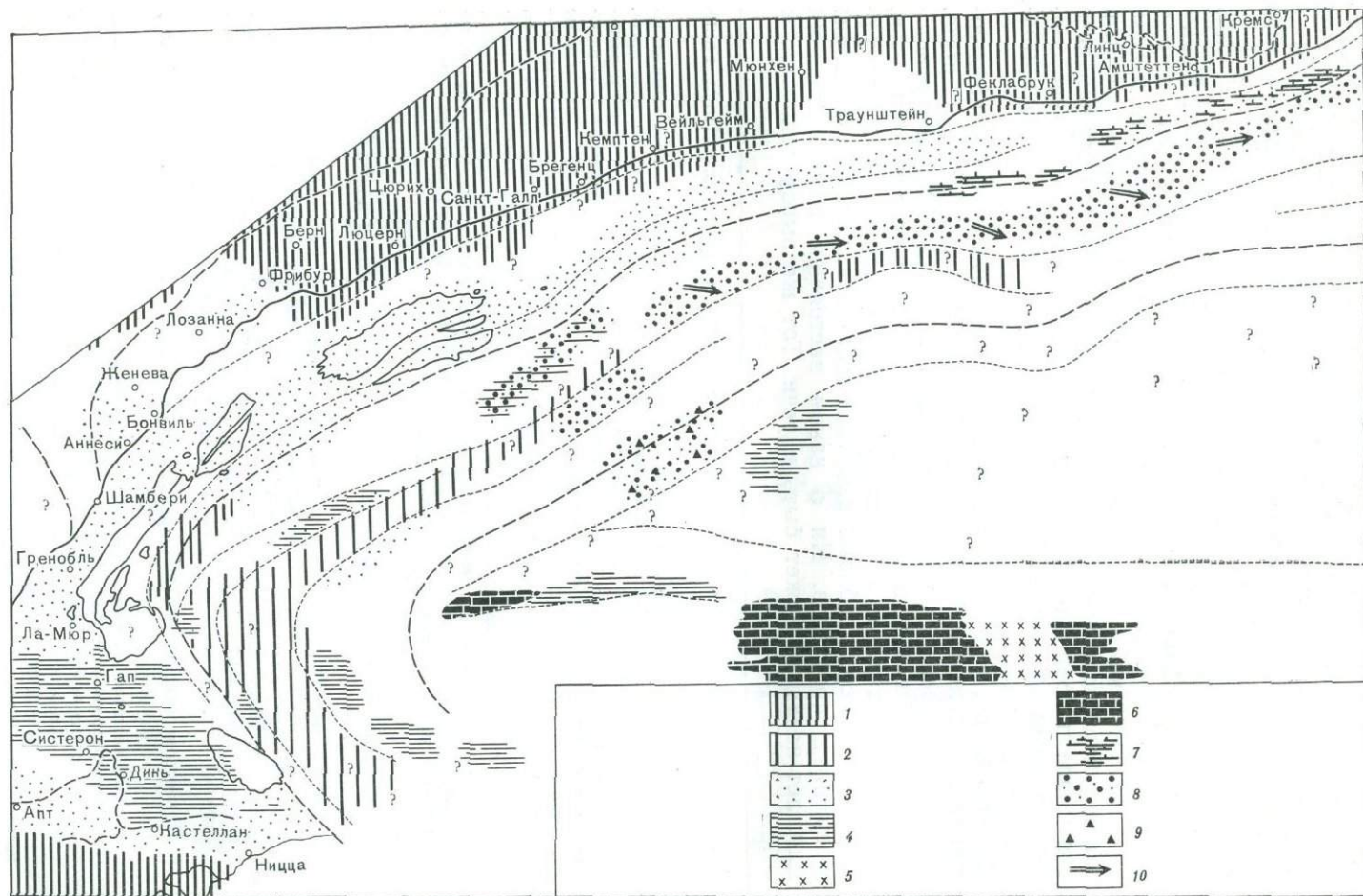


Рис. 17.

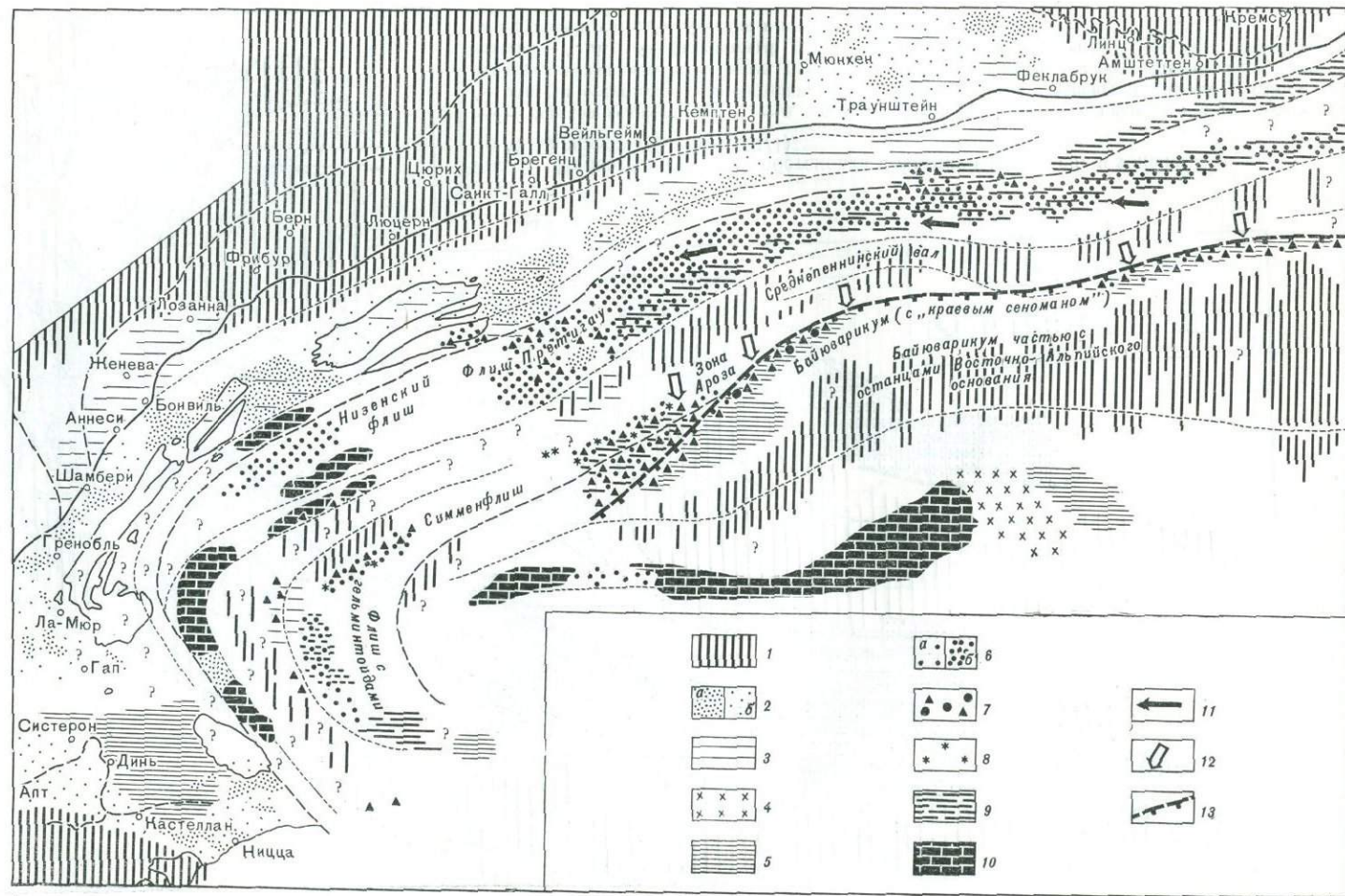


Рис. 18.

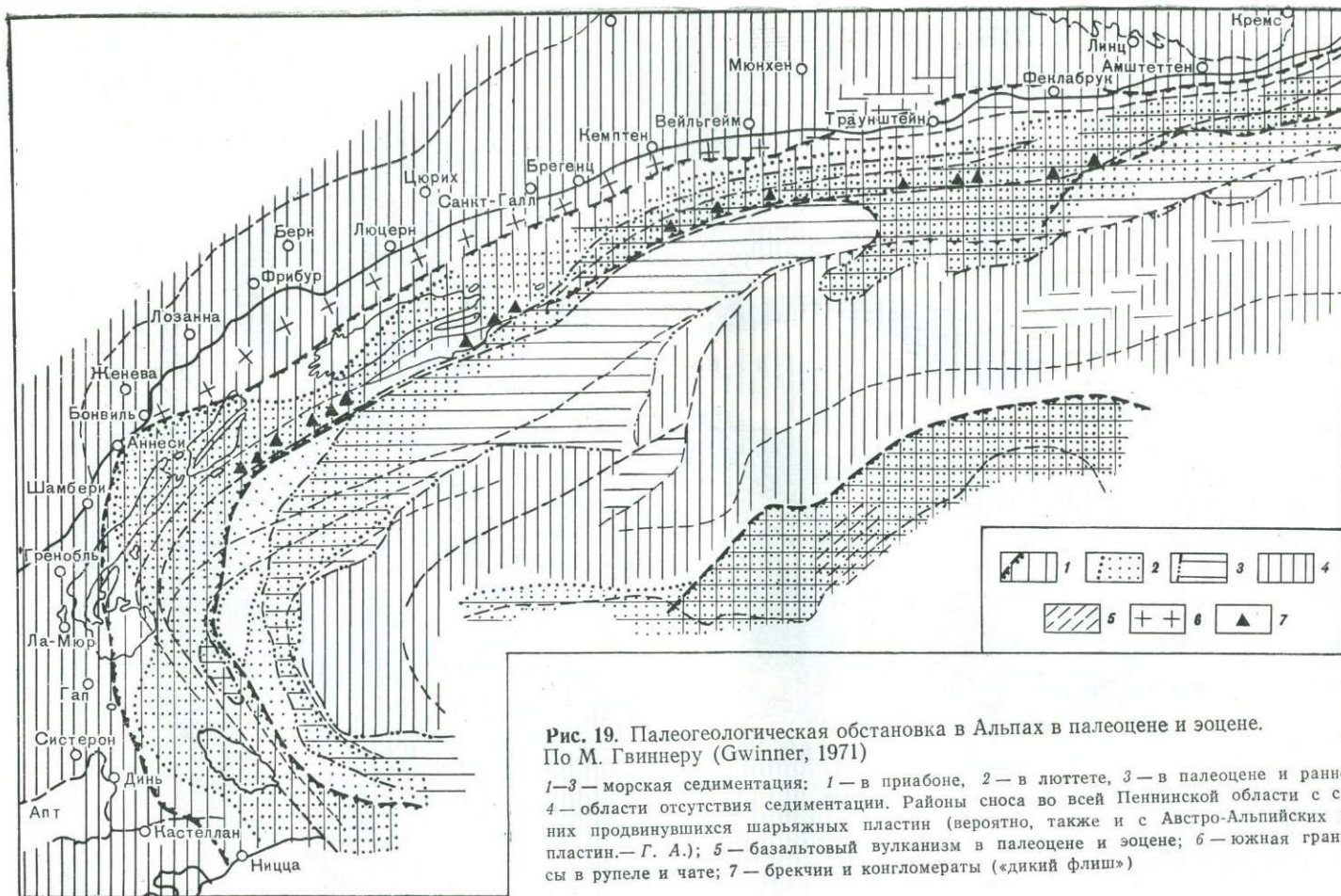


Рис. 19. Палеогеологическая обстановка в Альпах в палеоцене и эоцене.
По М. Гвиннеру (Gwinner, 1971)

1—3—морская седиментация: 1—в приабоне, 2—в лютете, 3—в палеоцене и раннем эоцене; 4—области отсутствия седиментации. Районы сноса во всей Пеннинской области с самых верхних продвинувшихся шарьяжных пластин (вероятно, также и с Австро-Альпийских шарьяжных пластин.— Г. А.); 5—базальтовый вулканизм в палеоцене и эоцене; 6—южная граница шарьяжных в рупеле и чате; 7—брекчи и конгломераты («дикий флиш»)

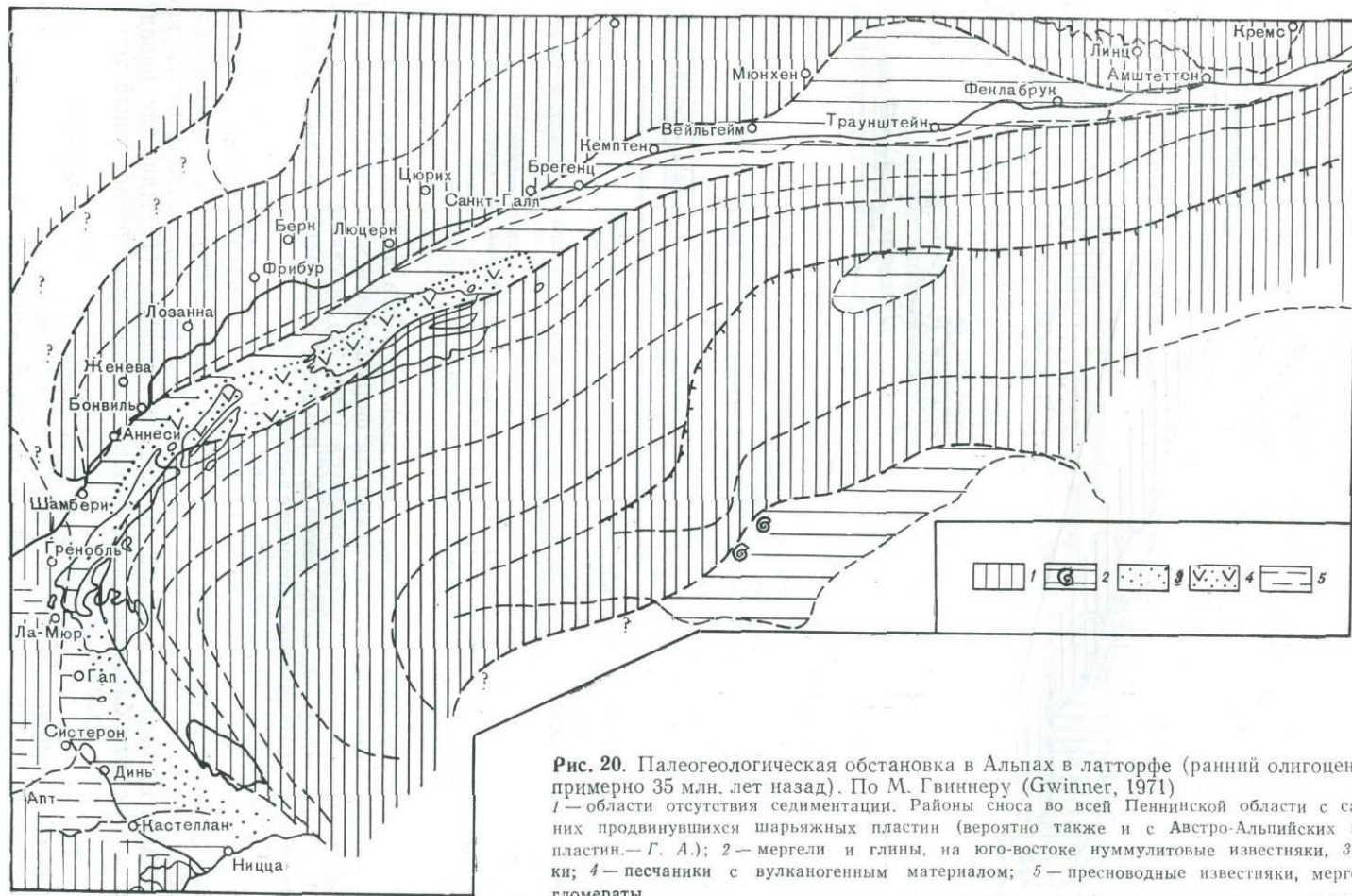


Рис. 20. Палеогеологическая обстановка в Альпах в латторфе (ранний олигоцен, примерно 35 млн. лет назад). По М. Гвиннеру (Gwinnep, 1971)
 1 — области отсутствия седиментации. Районы сноса во всей Пеннинской области с самых верхних продвинувшихся шарьяжных пластин (вероятно также и с Австро-Альпийских шарьяжных пластин.— Г. А.); 2 — мергели и глины, на юго-востоке иуммулитовые известняки, 3 — песчаники; 4 — песчаники с вулканогенным материалом; 5 — пресноводные известняки, мергели и конгломераты

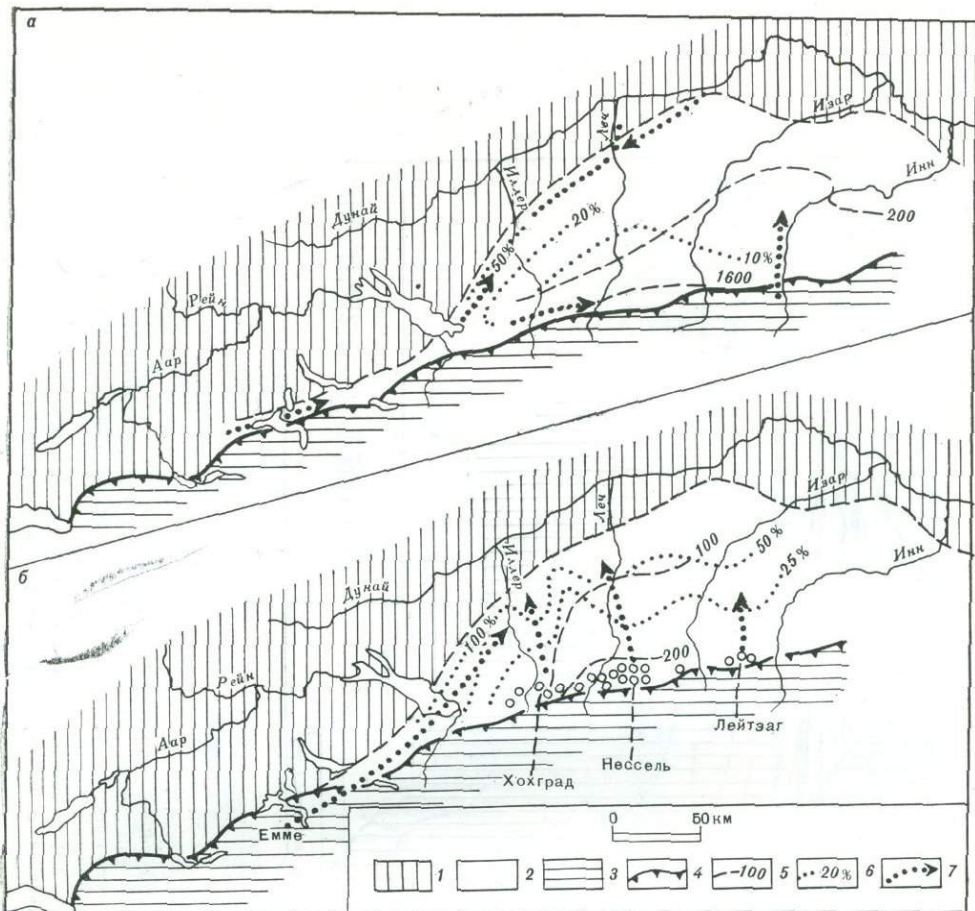


Рис. 21. Палеогеологическая обстановка в молассовом бассейне передового прогиба Альп. По М. Гвиннеру (Gwinnep, 1971) с дополнениями.

а — в латторфе — рупеле (рупельские слои глинистых сланцев, 35—32 млн. лет назад); б — в рупеле-чате (чатские слои «строительного камня», 32—27 млн. лет назад)
 1 — приподнятая варяжская Средневропейская платформа; 2 — область седиментации моласс; 3 — слабо приподнятый вал будущего Альпийского горного сооружения; 4 — современная южная тектоническая граница молассы; 5 — изолинии мощностей (в м); 6 — изолинии доли песчаного материала относительно конгломератов (в %); 7 — направление переноса обломков пород

концу латторфского и началу рупельского веков на границе раннего и позднего олигоцена, когда начинала формироваться первая, тонкообломочная мергельная морская моласса (рис. 21), а также к концу рупельского и началу чатского веков в позднем олигоцене, когда формировались слои Бауштейн («строительного камня»).

В чатском и аквитанском веках (27 млн. лет назад) отлагались осадки нижней пресноводной терригенно-флювиальной молассы на границе позднего олигоцена и раннего миоцена. В бурдигальском и гельветском веках (23—18 млн. лет назад) снова накапливались морские осадки, и только с тортона, в среднем миоцене (17 млн. лет назад), в молассовом бассейне окончательно установился пресноводный терригенно-флювиальный режим.

Таким образом, шарьяжи и геосинклинальная складчатость в Альпах сформировались задолго до того, как Альпы превратились в высокогорную страну. Интенсивное горообразование в Альпах началось 17 млн. лет назад, в тортоне, а сравнимый с современным рельеф возник еще позднее.

ШАРЬЯЖНАЯ АЛЬПИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ хр. ЭР-РИФ В МАРОККО

На западе Марокко расположен хр. Эр-Риф, который вместе с Бетской Кордильерой Испании образует сильно сжатую дугу, замыкающую Западное Среднеземноморье (рис. 22). Приблизительно в вершинной части этой дуги, обращенной на запад, расположен Гибралтарский пролив. Обзор строения и истории развития этой альпийской структуры дается по сводке Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре (1973). Вся дуга, в том числе ее южная часть, представленная хр. Эр-Риф, подразделяется на концентрические зоны, сменяющие одна другую от центрального ядра к периферии.

Внутренние зоны образованы мощными шарьяжными покровами, перемещавшимися с востока на запад, от вогнутой стороны дуги к выпуклой. Самая внутренняя, не скрытая морем зона сложена палеозойскими породами; следующая за ней к западу так называемая Известняковая зона (или кряж) состоит преимущественно из карбонатных пород триаса, юры, а выше по разрезу — из разнообразных отложений до олигоценовых включительно.

Обе внутренние тектонические зоны построены очень сложно и состоят из многих шарьяжных пластин, образованных породами различных фаций и даже различных формаций.

К внутренним зонам относят также комплексы ультрарифского флиша, разделяющиеся на три больших шарьяжных покрова. Считается, что Ультрарифские покровы имеют корни в зоне, внутренней относительно Известнякового кряжа. Шарьяжные пластины ультрарифского флиша сложены мергелями, известняками и песчаниками; возраст пород — от среднего мела до олигоцена. Чередование разнородных прослоев придает комплексу облик флиша, но обилие слоев с гальками метаморфических пород (сланцевые сланцы и филлиты) сближает его с молассовыми формациями. Другой Ультрарифский покров сложен глинистыми известняками с прослоями радиоляритов средней и верхней юры и песчано-сланцевым флишем позднепермского — аптского возраста. Третий Ультрарифский покров представлен альбским песчано-сланцевым флишем.

Шарьяжные пластины ультрарифского флиша только частью сохранились во внутренних тектонических зонах. Главная их масса перевалила через Известняковую зону и залегает на аллохтонных пластинах внешних тектонических зон.

Внешние тектонические зоны подразделяются на Эр-Рифскую зону, Предриф и платформу (форланд). В основании Эр-Рифской зоны располагаются породы автохтона или параавтохтона. В одних местах они сложены юрскими и меловыми породами флишевой фации, среди которых в крупных разломах зажаты известняки триаса. В некоторых местах (Темсаман) наблюдаются явления эпизонального метаморфизма послемiocенового возраста; в сходных районах он оказался ранне- и среднетортонским. Обширную площадь среди автохтонных пород занимает комплекс Кетама, охватывающий слон от юры до верхнего мела, сложенные сланцами и песчаниками, мощностью около 300 м. В опрокинутых к югу складках развит кливаж S_1 и параллельный осевым плоскостям складок кливаж S_2 (рис. 23). Складки и кливаж характерны для нижнетортонских, миоценовых пород автохтона, но отсутствуют в породах перекрывающих их шарьяжных пластин Эр-Рифа.

Аллохтонные комплексы восточной части внешних тектонических зон, или собственно Эр-Рифские покровы, построены очень разнообразно и

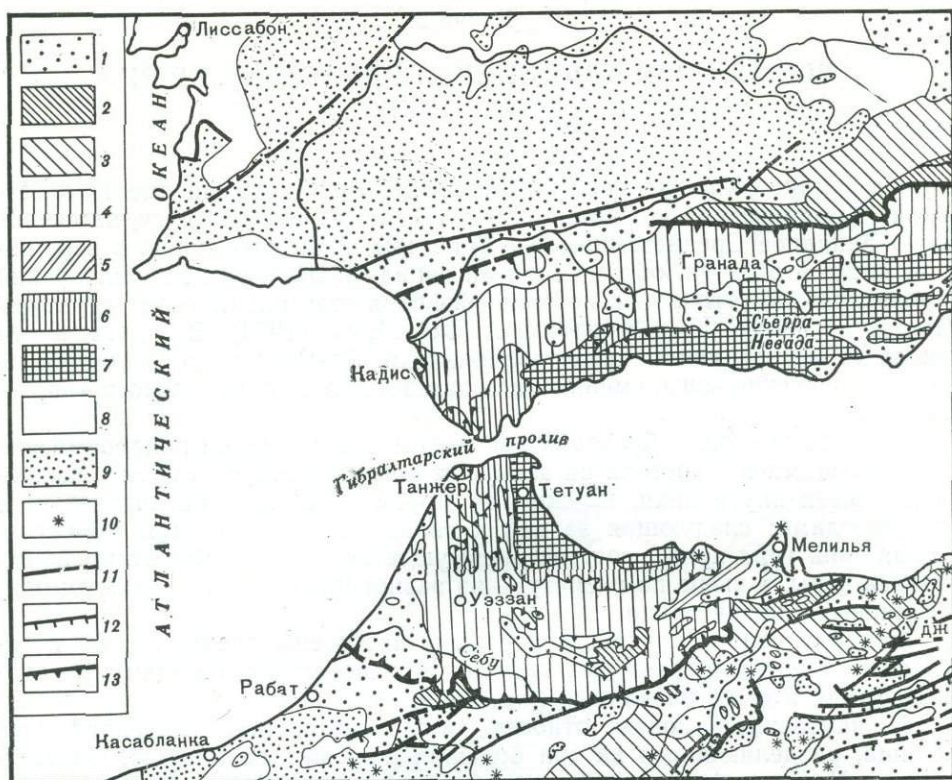


Рис. 22. Тектоническая схема Эр-Рифа и Бетской Кордильеры. По Ю. Шуберту и А. Фор-Муоре (1973), Р. Хоуппенеру и др. (Über den westlichen..., 1964)

Альпийская зона: 1 — поздние и посттектонические миоцен-плиоценовые впадины; 2 — автохтонный (или параавтохтонный) форланд; 3 — горы Атласа — внутрикратонные складчатые системы и складчатые чехлы. Внешняя зона. Средне-верхнеторто́нская фаза: 4 — Суббетская зона Испании, Субрифская зона Северной Африки; 5 — зона Нкор — Темсаман — Бени-Саид. Внутренняя зона. Нижне-среднемиоценовая фаза: 6 — «ультрарифский» флиш — тектонические покровы Камароте, Алхесирас и Альхибе (Испания), Тезирен, Бени-Идер и горы Сугна (Марокко). Эоцен-олигоценная (нижнемиоценовая) фаза: 7 — бетский (в широком объеме названия) комплекс Испании, Рифиды Марокко. Доальпийская область: 8 — палеозойский и послепалеозойский субгоризонтальный чехол; 9 — герцинские и докембрийские складчатые системы. Проявления вулканизма и интрузивной деятельности: 10 — действующие и потухшие вулканы. Тектонические элементы: 11 — разломы; 12 — флексуры и шарьяжи во внутренних зонах; 13 — шарьяжные покровы, важнейшие тектонические контакты

включают пластины палеозойских кристаллических или метаморфических пород и гранитов, мезозойские и кайнозойские породы различного состава. Корни этих покровов находятся, вероятно, севернее Кетамы, под краем Ультрарифских покровов. По-видимому, можно говорить о независимом образовании в Эр-Рифских покровах складчатости и кливажа. Только позднее произошло гравитационное соскальзывание их, как считают авторы сводки.

Аллохтонные пластины западной части внешних тектонических зон образованы апт-альбским флишем, сеноманскими породами, мергелями и известняками сенона, другими мергельно-сланцевыми породами верхнего мела, слоями эоцена, песчаниками и мергелями олигоцен-миоценового возраста.

Предрифская зона сложена в нижних горизонтах автохтонными формациями, перекрытыми в верхних горизонтах «грязевым» покровом (рис. 24), а также большим покровом Уэзан. Автохтон Предрифской зоны имеет в основании триасовый соленосный комплекс мощностью до 2000 м, с многочисленными экзотическими глыбами гнейсов и извер-

женных пород. Неясно, относятся ли экзотические глыбы к собственно автохтону или только «вытолкнуты» по секущим разломам. Выше залегают юрские, меловые, палеогеновые и нижнемиоценовые породы, обладающие большой подвижностью в связи с наличием пачек мергелей, играющих роль «смазки». На западе внешняя часть Предрифской зоны представляет собой настоящий грязевой покров, с чередованием меловых пород и мергелей тортона, включающий инъекции триасовых гипсов в форме олистостромов и олистолитов.

Несмотря на очень большое участие гравитационных движений, авторы сводки указывают, что перемещение Предрифского тектонического покрова можно объяснить как результат расчленения цоколя на отдельные чешуи, что привело к латеральному сокращению цоколя примерно на 30 км.

Тектонический покров Уэззан образует пологие синклинали. В основании залегают мергели палеоцена — нижнего эоцена, выше — мергели среднего и верхнего эоцена, а в кровле находится мощная нижнемиоценовая толща обломочных пород, в том числе конгломератов. В замках синклиналей расположены мергельные гельветские и ранне-тортонские слои. Корни покрова Уэззан находятся в самых восточных частях Предрифской зоны или представляют собой материал третичного чехла комплекса Кетама Эр-Рифской зоны.

Домиоценовый форланд шарьяжной альпийской области Эр-Риф в основании сложен смятыми в складки палеозойскими породами. Местами на этой платформе сохранились остатки чехла мезозойских пород, местами — прогибы, выполненные красноцветными породами пермо-триаса мощностью до 1000 м. В миоцене на поверхности форланда заложилась обширная впадина. Базальная моласса, образование которой сопровождалось трансгрессией моря, датируется тортоном (гельветский ярус, выделяемый предыдущими исследователями). Мощность вышележащих тортонских мергелей достигает 2000 м. В нижнюю часть толщи мергелей вложен Предрифский тектонический покров. Это означает, что образующие его породы переслаиваются с морскими породами среднего тортона. Становление покрова заняло очень короткое время, примерно 1 млн. лет, что соответствует средней продолжительности существования зоны пелагических фораминифер. При этом экология развития микроорганизмов не изменялась и средняя глубина бассейна оставалась на отметке около 800 м.

Таким образом, из сводки А. Фор-Мюре и Ю. Шубера видно, что геологическое строение шарьяжной альпийской области хребта Эр-Риф в Марокко отличается не меньшей сложностью, чем сложно построенные шарьяжные сооружения Альп. Это обстоятельство очень важно подчеркнуть, потому что среди части геологов бытует представление о нехарактерности сложно построенных Альп. Отсюда делаются неправильные выводы, что почти полуторавековой опыт изучения Альп мало полезен при изучении других шарьяжно-складчатых сооружений.

Другой важный вывод следует из оценки роли гравитационных шарьяжных деформаций, направленных к периферии тектонической системы. В области Эр-Рифа многие наблюдения указывают на большое значение направленных к периферии гравитационных соскальзываний шарьяжных пластин. Однако главным направлением движений было центростремительное перемещение пород, составлявших фундамент геосинклинальной впадины Эр-Рифа. Только таким механизмом можно объяснить образование концентрически располагающихся тектонических зон внутри Эр-Риф-Бетской дуги, с выдавливанием на верхние уровни древних пород фундамента в самой внутренней из концентрических дуг.

Считается, что две внутренние тектонические зоны — палеозойская и Известняковая, которые совместно называются Рифидами, в результате тектонического перемещения первыми заняли свое современное положение.

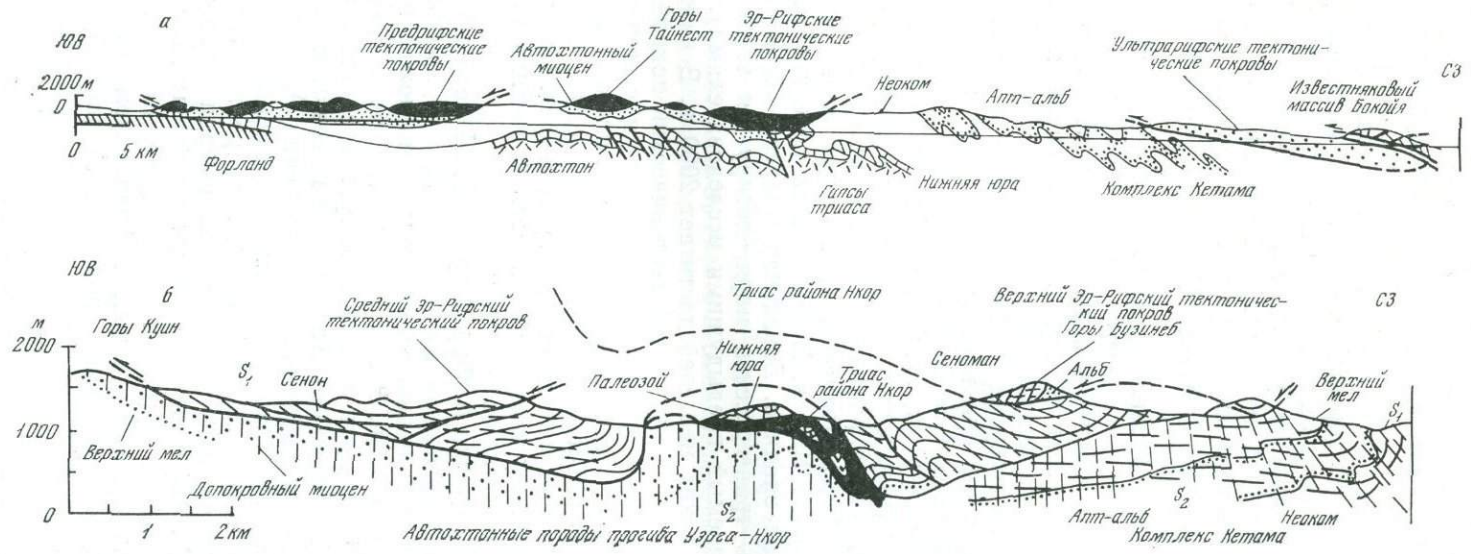


Рис. 23. Эр-Рифские тектонические покровы. По Ж. Андрио (1968 г.)

Геологические профили: а — через Эр-Рифский тектонический покров, б — тектонического окна Нкор

На профиле а видно, что движения по шарьягам моложе кливажных систем. Кливаж S_1 сильно развит в покрове и слабо — в субстрате. Кливаж S_2 хорошо выражен в субстрате и слабо — в шарьяжных пластинах.

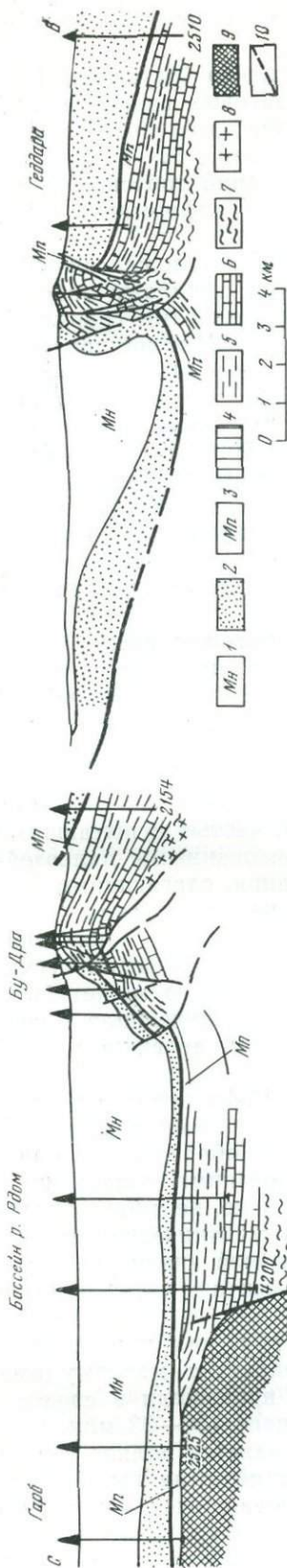


Рис. 24. Шарьяж Предтриасовой зоны. По Р. Леви и Р. Тиллоу (1952 г.)

1 — «последокровные» миоценовые отложения; 2 — предтриасовый тектонический покров; 3 — «допокровные» миоценовые отложения; 4 — средняя юра; 5 — «последокровный» лесс; 6 — массивные породы домерского яруса; 7 — инфралейас-триас; 8 — массивная известняковая соль; 9 — породы палеозойского фундамента; 10 — лежащий блок шарьяжской пластины

ние; как указывают авторы сводки, это во всяком случае произошло раньше перемещения ультрарифских покровов, протекавшего, по-видимому, в конце олигоцена или в раннем миоцене.

В результате детальных исследований палеозойская зона была подразделена на четыре комплекса (сверху вниз): Гомариды, Федерико, Филалиды и Бенибушериды.

Комплекс Гомарид, самый верхний в шарьяжной структуре, образует палеозойские тектонические покровы. Породы этих покровов неметаморфизованы. Наиболее высокое структурное положение в комплексе занимает покров Бени-Хозмар, сложенный силур-девонской свитой, на которой трансгрессивно залегают каменноугольные породы. Тектонический покров Кудиат-Тизиан содержит характерный прослой девонского известняка, пермские конгломераты, красноцветные песчаники и глины. Покров Акайли представлен девонскими известняками, трансгрессивной пачкой карбона и пермскими красноцветными песчаниками и конгломератами.

Комплекс Федерико общей мощностью до 2000 м начинается со сланцев карбона, на них лежат блестящие красно-фиолетовые сланцы, частые прослои конгломератов, мощный пласт светлых кварцитов и карбонатные породы. Все эти породы считаются пермо-триасовыми. Для пород комплекса характерен более или менее сильный метаморфизм с ассоциацией парагонит — мусковит — фенгит — хлорит. Радиометрические датировки метаморфизма — 11, 30, 50 млн. лет.

Комплекс Филалид, мощность которого 3000 м, в основании сложен мощными гнейсами с биотитом, силлиманитом и гранатом, кварцитами с лабрадором и салитом и местами очковыми гнейсами. Выше залегает мощная формация слюдяных сланцев с жилами пегматита, ассоциирующая с пироксенсодержащими

кварцитами, а еще выше — кварцевые амфиболиты, в которых силлиманит исчезает.

Геохронологические исследования показывают, что Филалиды были смяты в складки после внедрения жил андалузитовых гранитов, прошедшего 440 млн. лет назад. Определения калий-аргоновым методом дают три результата: 50 млн. лет (средний эоцен), 30—33 млн. лет (ранний — средний олигоцен) и 11 млн. лет (поздний тортон). По-видимому, это возраст трех главных фаз альпийских деформаций, которые испытали древние породы.

Комплекс Бенибушерид, мощностью более 1000 м, сложен главным образом ультраосновными породами, перидотитами с жилами пироксенитов, перекрытыми сильно метаморфизованными гнейсами гранулитовой фации с гранатом, дистеном и силлиманитом. Массив пересекается жилами граната, абсолютный возраст которого 440 млн. лет.

Ниже комплекса Бенибушерид залегают Известняковые Рифиды, сложенные весьма разнообразной толщей пород: морскими триасовыми доломитами в альпийской фации (мощностью до 2000 м), отложениями рэта (500 м), неритовыми известняками нижнего и среднего лейаса (до 400 м), что свидетельствует о значительных опусканиях в это время. В интервале от среднего лейаса до палеогена осадконакопление протекало в условиях пелагиали — мощность отдельных горизонтов невелика, местами они выпадали из разреза, что говорит о существовании отмели на всем протяжении времени.

Только с конца эоцена, возможно в позднелютетское время, когда отлагались конгломераты, но особенно в олигоцене, до отложения слоев хаттского яруса, происходило значительное складкообразование. В конце олигоцена формировались главные шарьяжные структуры Известнякового кряжа.

Таким образом, альпийское шарьяжное сооружение Эр-Рифа повторяет в основном по строению и истории развития, хотя и в меньших географических размерах, дугу Альп с древними, частью испытывавшими интенсивный метаморфизм, частью неметаморфизованными палеозойскими, возможно, и рифейскими породами основания, слагающими тектонические покровы внутренних зон, надвинутые на мезозойские и кайнозойские системы покровов внешних зон. Конечно, ни о каких значительных процессах гравитации по направлению к периферии структуры в связи с образованием главной части покровов не может быть речи. Так же, как и в Альпах, главная деформация произошла в связи с поддвижением пород древнего основания по направлению с запада на восток.

В отличие от Альп шарьяжные структуры Эр-Рифа представляют в большинстве своем пластины, ограниченные поверхностями скальвания, тогда как во внутренних тектонических зонах Альп образовались большие лежащие складки с ядрами, сложенными древними кристаллическими породами фундамента. Эти особенности, однако, не принципиальны и вызваны различиями в мощностях и физико-механических свойствах пород, составивших заполнение геосинклинальной впадины, различиями в глубине залегания древних пород фундамента и интенсивности метаморфических процессов.

Очень важно подчеркнуть, что в зоне Эр-Рифа, как и в Альпах, образование шарьяжных покровов тесно коррелирует с максимумами потоков летучих и тепла. Главные деформации произошли в среднем эоцене (50 млн. лет), в раннем и среднем олигоцене (30—33 млн. лет) и в позднем тортоне (11 млн. лет назад). Наблюдается полное совпадение геологических данных о возрасте деформаций, с данными определений абсолютного возраста минералов, образовавшихся при региональном метаморфизме.

ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ

Настоящий очерк основан на личных впечатлениях четырехкратного посещения Западных Карпат, дополненных литературными данными. Возможности ознакомиться с Западными Карпатами автор обязан главным образом Д. Н. Андрусову. Некоторые выводы, сделанные здесь, гипотетичны и, естественно, только автор несет за них ответственность. Часть выводов, равно как и главный фактический материал, приведена из работ чехословацких геологов.

Основы современного понимания геологического строения чехословацких Карпат заложены и разработаны академиком Д. Н. Андрусовым (1967; Andrusov, 1931, 1938, 1964, 1965, 1968 и мн. др.) и большим коллективом более молодых геологов, среди которых А. Биелый, О. Фузан, А. Быстрицкий (Biely, 1961; Biely, Bystricky, 1964; Biely, Fusan, 1965), А. Горек (Gorek, 1959), Э. Шайбнер (Scheibner, 1966) и др. Когда рукопись была подготовлена к печати, появились новые важные работы¹.

Наибольший интерес представляют новые сведения о геологии и истории тектонической структуры Западных Карпат в связи с рубцовыми зонами в древнем фундаменте Альпийской геосинклинальной области. Главная часть геосинклинальных прогибов, по-видимому, контролировалась региональными рубцовыми разломами в палеозойских и более древних породах фундамента. Такой вывод неизбежно вытекает из линейной формы всех прогибов. Они формировались и отмирали в определенной последовательности в течение мезозоя и отчасти кайнозоя (рис. 25). Ниже рассматриваются геологические особенности тектонических зон Западных Карпат с последовательной сменой состава и возраста седиментации в них.

СУБТАТРАНСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЕДИНИЦА

С юга на север эта часть геосинклинальной области, из которой происходит комплекс субатланских (субатридных) тектонических покровов (рис. 26), образована системой геосинклинальных прогибов и разделяющих их геоантиклиналей. Самая южная зона — Спишско-Гемерского рудногорья, интенсивно развивавшаяся как прогиб в триасе, включает структурно-фациальные зоны Гемерид и Страхова. В юрский период эта зона уже представляла собой геоантиклиналь.

Фундамент зоны Спишско-Гемерского рудногорья сложен слабометаморфизованными и неметаморфизованными мощными породами нижнего и верхнего палеозоя. Среди древних пород сохранились две полосы мезозойских отложений, почти исключительно триасовых. В основании залегают верфенские песчаники и сланцы, выше — различные известняки, отчасти в гальштаттской фации, и доломиты, общей мощностью до 580 м. Юра имеет ничтожную мощность и представлена известняками лейаса (10 м), а выше — в доггере и мальме — пестрыми джаспероидами и радиоляритами мощностью до 30 м.

Гемериды отделяются от следующей к северу зоны Вепорид (Вепора) большим взбросо-надвигом: линией Любеник — Маргецаны. Ряд сильно сжатых линз, сложенных мезозойскими породами, протягивается в полосе, пограничной между Вепоридами и надвинутыми на них

¹ Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Ed. M. Mahel, Bratislava, 1974. Tectonic Problems of the Alpine System. Volume dedicated 75th anniversary academician D. Andrusov. Bratislava, 1975.

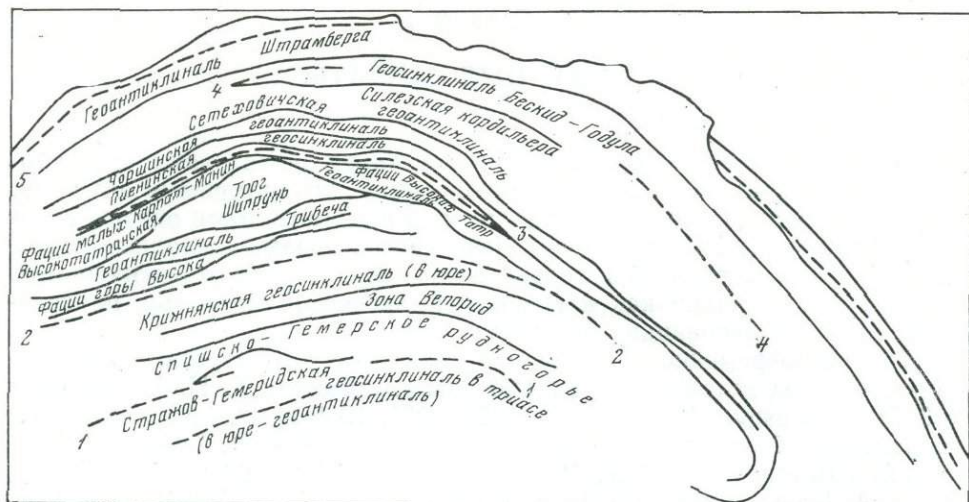


Рис. 25. Схема развития мезозойских седиментационных зон в северной части Карпат По Д. Н. Андрусову (1965)

1 — ось Карпатской геосинклинали в триасе; 2 — ось Центрально-Карпатской геосинклинали в юре; 3 — Пienińska кордильера; 4 — ось Карпатской геосинклинали (Бескид — Годула) в позднем мелу и палеогене; 5 — ось Карпатского предгорного прогиба

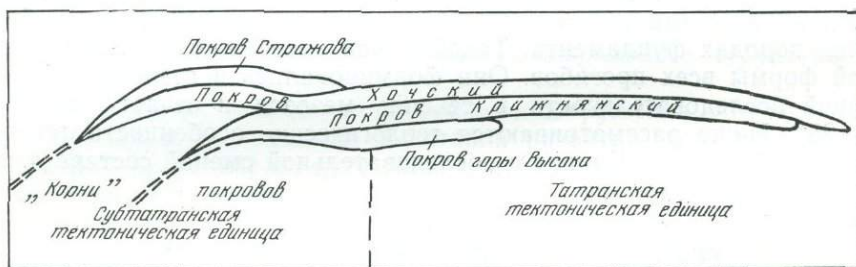


Рис. 26. Схема взаимного расположения тектонических покровов Субтатранской и Татранской тектонических единиц в Западных Карпатах

Гемеридами. По-видимому, в зоне разрыва Любеник — Маргецаны скрыта последующими надвижениями прикорневая часть хочских отложений, давших начало одному из самых значительных шарьяжей Западных Карпат — Хочскому покрову.

Вепориды представляют собой несколько приподнятую, хотя и геосинклинальную зону, отделяющую в триасовое и юрское время Хочский трог (геосинклинальную впадину) от следующего далее на север Крижнянского трога. Фундамент этой тектонической зоны образуют кристаллические сланцы, выше залегают верхнепалеозойские метаморфизованные породы. Мезозой от верфена до неокома включительно (как предполагают, хотя это трудно доказать) представлен отложениями без видимых перерывов. В отличие от мезозойских отложений геосинклинальных впадин, которыми сложены Хочский и Крижнянский покровы, мезозойские образования Вепорид имеют небольшую мощность и всегда метаморфизованы.

С севера Вепориды, так же как наблюдалось по северному краю Гемерид, отделяются тектонической линией Чертовицы от еще более северных зон. Вдоль этой линии, возможно, произошло перекрытие Вепоридами зоны, включающей прикорневые (радикальные) части Крижнянского покрова. Таким образом, то, что произошло с зоной Хочского

покрова, имеет место и в корневой зоне Крижнянского покрова — и та, и другая почти недоступны наблюдению.

Следующая к северу тектоническая единица, последняя из серии зон, среди которых зародились субтатранские тектонические покровы, представлена трогом, вмещающим мезозойские отложения в фациях горы Высока.

Система субтатранских тектонических покровов развивалась следующим образом. В южной, субтатранской, части геосинклинальной области Западных Карпат зародились и надвинулись далеко на север четыре главных покрова, которые занимают (см. рис. 26) определенное положение в вертикальном разрезе.

Нижние субтатранские покровы (самый нижний — горы Высока и вышележащий Крижнянский покров) обычно имеют в основании известняки и доломиты среднего триаса, что является следствием тектонического скальвания (сдирания) покровных пластин на уровне относительно пластичных верхневерфенских сланцев. Однако местами в пластинах шарьяжей встречаются и полные серии отложений, даже включающие кристаллические породы фундамента и пермь в континентальной фации веррукано. Верхний триас представлен хорошо выраженной лагунно-континентальной фацией кейпера, но перерыва между триасом и лейасом нет. Рэт сложен морскими отложениями, а лейас состоит внизу из обломочных пород, выше которых залегают породы разных фаций — пятнистые мергели на севере, слои в аднетской фации и криноидные известняки на юге. В отложениях доггера и мальма часто встречаются радиоляриты и яшмы. Ургонская фация почти не выражена, намечаясь лишь прослоями органогенных известняков в мергелях. В общем пелагическая серия отложений доггера и неокома характеризуется значительным постоянством фаций. Мел заканчивается флишоидной, мергелистой фацией альб-сеномана.

Покров Высока имеет некоторые особенности состава слагающих пород. В основании разреза иногда присутствуют пермские отложения. Образования триаса не отличаются от таких же отложений Крижнянского покрова, лейас и доггер сложены криноидными известняками и известняками с кремнями; в мальме также развиты известняки с кремнями. Радиоляритов в доггере и мальме нет.

Крижнянский покров лишь в разрезе от г. Банска-Бистрица (гора Крижня) до хр. Малая Фатра прослеживается с юга на север почти без перерывов. По этому разрезу фации лейасовых отложений постепенно изменяются. На юге развита фация криноидных известняков, в средней части — аднетская фация и на севере — преимущественно пятнистые мергели. Отложения альба и сеномана присутствуют главным образом в северной части покрова.

На северном склоне Высоких Татр различают два покрова второго порядка, входящих в систему Крижнянского покрова: нижний — Гаврана и верхний — Буячий. Они различаются между собой некоторыми особенностями фаций: синемюр в покрове Гавран представлен кварцитами, в покрове Буячий их нет, в нижнем покрове имеется ургонская фация, в верхнем — отсутствует. В случаях с простыми дигитациями (складчатыми и разрывными осложнениями одного и того же покрова) таких изменений фаций пород не бывает или они несравненно менее значительны. Это замечание Д. Н. Андрусова важно для точной характеристики объема понятия «дигитация тектонического покрова», широко применяемого в альпийской терминологии.

Близ сел. Старые Горы на кристаллических породах в Крижнянском покрове залегают мощные толщи перми в фации веррукано, выше на ней трансгрессивно лежат триасовые кварциты и полная серия пород вплоть до среднего мела. В долине р. Грон, в области «корней» Крижнянского покрова, наблюдается нагромождение чешуй мезозойских по-

род, падающих преимущественно на юг. Эти чешуи протягиваются южнее долины р. Грон до северной части Вепорид, представленной здесь Любиетовой зоной, и далее на северо-восток, к сел. Мыто под Дюмбьером. Дальше, на гребне Низких Татр, на перевале Чертовицы, кристаллические породы Дюмбьера, принадлежащие к зоне Татрид, иногда по тектонической линии Чертовицы соприкасаются с кристаллическими породами Вепорид без всяких признаков пород, соответствующих корням Крижнянского покрова между ними.

Хочский покров в большинстве случаев залегает на породах нижних субтатранских покровов «Субтатрикума» и лишь изредка на породах Татрид. Иногда среди пород покрова в самом основании лежат морские сланцы среднего и верхнего карбона и континентальные отложения перми, часто значительной мощности, содержащие в большом количестве изверженные, преимущественно основные породы («мелафиры»). Кварциты нижнего триаса залегают, по-видимому, трансгрессивно, над ними расположены верфенские сланцы. Средний триас представлен черными гуттенштейнскими («высокими») или светлыми штеймальскими известняками анизийского яруса, хочскими доломитами с рейсфлингскими известняками, преимущественно ладинского, но иногда верхов анизийского яруса. Карнийский ярус представлен лунцискими слоями песчаников и сланцев непостоянной мощности, от нуля до 500 м. Норийский ярус сложен так называемыми главными доломитами и дахштейнскими известняками, на которых залегают известняки рэта; лейас представлен преимущественно криноидными известняками с кремнями, доггер — криноидными и узловатыми известняками, титон и неоком — известняками типа «бианконе».

Залегание пластин Хочского покрова на Крижнянском покрове морфологически выражено очень отчетливо вследствие контраста между обрывающими обрывы известняками и доломитами среднего триаса Хочского покрова и сложенными главным образом альб-сеноманскими мергелями, верхними частями Крижнянского покрова.

На востоке Нижних Татр под верхним палеозоем и мезозоем Хочского покрова местами можно видеть параавтохтон, сложенный метаморфизованными мезозойскими породами Вепорской зоны.

В Хочском покрове, как и в Крижнянском покрове, тектоническое сдвигание происходило преимущественно в породах основания среднего триаса, поскольку нижележащие верфенские сланцы представляли для этого благоприятную по механическим свойствам поверхность. Только двигаясь к югу, к зоне корней, можно наблюдать появление всех членов стратиграфической серии, залегающих ниже среднего триаса, в том числе отложений среднего и верхнего карбона.

Стражовский покров отличается от Хочского развитием триаса. Обычно в ладинском, а также анизийском ярусах наблюдаются значительные массы известняков веттерштейнского типа с диплопорами. Раньше считалось, что верхний Субтатранский покров представляет собой верхнюю дигитацию Хочского покрова. Но удивительное сходство фаций отложений триаса с теми, которые распространены в Гемеридах, дает основание думать, что Стражовский покров является самостоятельным образованием.

ТАТРАНСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЕДИНИЦА

Татранская тектоническая единица расположена к северу от южной, Субтатранской, тектонической единицы. Ее можно подразделить на следующие структуры второго порядка: южную, среднюю и северную.

Южная единица — геосинклинального характера; на ее месте в настоящее время находятся сложенные главным образом древними кри-

сталлическими породами массивы Трибеча и Дюмбьера с облекающими их оболочками мезозойских пород.

Средняя единица представлена породами в фациях трога Шипрунь, в котором на протяжении мезозоя образовались относительно глубоководные осадки. В настоящее время среднюю единицу слагают массивы Малая Фатра, Сухий и Малая Магура с оболочками мезозойских отложений.

Северная единица — геоантиклиналь Высоких Татр; в настоящее время на ее месте с востока на запад последовательно развиты породы в фациях Высоких Татр и Малых Карпат, а немного севернее, в полосе, переходной к следующим к северу тектоническим зонам, известны породы в фациях Манина.

Центральный массив (кристаллическое ядро) Высочотатранской геоантиклинали сложен биотитовыми гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами и многочисленными мигматитами, образовавшимися в связи с внедрениями синтетектонических гранитов. Преобладают поздние, посттектонические граниты. Последние Я. Кантор (Kantor, 1959) считает верхнепалеозойскими, домосковскими, поскольку они не метаморфизуют средний карбон. М. Машка и В. Зоубек (Maška, Zoubek, 1960) полагают возможным присутствие среди кристаллических сланцев образований нижнего и верхнего протерозоя, нижнего и среднего палеозоя, а среди гранитов — докембрийских или каледонских пород.

Кристаллический фундамент, образующий центральные массивы в татранской части геосинклинали, перекрыт автохтонными мезозойскими образованиями, которые называются татранскими, и только выше автохтонных мезозойских пород залегают мезозойские же породы Субтатранских покровов.

Мезозойские татранские (автохтонные) отложения различаются характером стратиграфических разрезов, показывающих, что наряду с геоантиклинальными участками в Татранской тектонической единице существовали сравнительно глубоководные прогибы. Так, например, на участках Великая и Малая Фатра лейас в верхней части представлен фацией черных сланцев и пятнистых мергелей, ургонская фация отсутствует и альб не трансгрессивен. Все это не характерно для геоантиклинальных образований Татрид.

В главной части мезозойские татридные отложения, имеющие возраст от верфена до нижнего турона включительно, выражены большей частью в геоантиклинальных фациях. Иногда они представлены континентальными фациями. Нижний триас сложен кварцитами и верфенскими сланцами, средний — известняками и доломитами, верхний — лагунно-континентальными отложениями (кейпером), но местами последний отсутствует, как и рэт. Очень интересно представлен лейас: в тектонических чешуях и покровах Высочотатранской зоны он отсутствует; в автохтонных толщах той же зоны, залегающих стратиграфически нормально на кристаллических породах фундамента, лейас известен. Очевидно, в лейасовый век и несколько позднее современный, приподнятый тектонический блок Высоких Татр располагался ниже, чем более южные части этого блока, в настоящее время скрытые под покровом более молодых наложенных палеогеновых мульд. Именно отсюда происходят надвинутые к северу Высочотатранские чешуи и покровы (не следует путать последние с перекрывающими их субтатранскими покровами, переместившимися издалека).

Лейас часто представлен фацией песчанистых известняков или песчаников; в доггере отсутствуют радиоляриты, столь характерные для геосинклинали в Карпатах. Лейас, доггер, иногда нижний мальм залегают в Высоких Татрах трансгрессивно, что свидетельствует о древнекиммерийских тектонических движениях. Верхний неокм иногда представлен в ургонской фации, альб в Высоких Татрах подобен

тому, который известен в манинских фациях, с трансгрессивным залеганием на ургоне, в чем проявились первые движения австрийской тектонической фазы; комплекс флишоидных отложений от альба до нижнего турона представлен мергелями.

ПИЕНИНСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЕДИНИЦА, ИЛИ ЗОНА КЛИППЕНОВ

Севернее Татранской тектонической единицы находится впадина Пиенинской геосинклинали, развивавшейся особенно активно в юрское и меловое время. Состав пород, залегающих в ее основании, не вполне ясен. Во всяком случае в клиппенах собственно пиенинских фаций известны сланцы и известняки кейпера с гипсами общей мощностью более 200 м. Предполагается, что Пиенинская геосинклиналь была ограничена с юга особенно значительным тектоническим разломом (Андрусов, 1967), формировавшим Пиенинскую кордильеру. На севере геосинклинальная впадина осложнялась Чоршинской геоантиклиналью.

ЗОНА ВЕРХНЕМЕЛОВОГО И ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИША

Эта зона располагается севернее Пиенинской зоны и образована Сетеховичской геосинклинальной впадиной мелового возраста, к северу от которой прослеживается разлом Силезской кордильеры, отделяющий Сетеховичскую впадину от меловой и палеогеновой геосинклинали Бескид — Годулы.

Наконец, в самом северном ограничении Карпатской геосинклинальной области наблюдаем геоантиклиналь Штрамберга и зону менелитовых сланцев, за которыми на эпигерцинской платформе развивался Карпатский предгорный прогиб.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА СУБТАТРАНСКОЙ И ТАТРАНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Важной особенностью строения кристаллического фундамента, обнажающегося в Субтатранской и Татранской единицах Карпат, является присутствие в нем сильно сжатых, как бы глубоко «затащенных» синклиналей, сложенных верхнепалеозойскими и мезозойскими породами, часто деформированными и измененными. Многие геологи называют такие структуры септами.

Автор наблюдал септы, сложенные пермскими породами в фации веррукано и залегающими выше кварцитами и черными сланцами нижнего триаса в долине р. Грон, а также в кристаллическом массиве Дюмбьера, где зажата синклиналь — кварциты, доломиты и сланцы верфена — обнажена в долине р. Бистры.

Зона Вепора, по В. Зоубеку (1931 г.), также подразделяется септами на несколько блоков, имеющих характер чешуй. С юга на север различаются блоки Когута, Кральной Голи, Кракловой и Любиетовой. Они отделены один от другого синклинальными зонами, выполненными мезозойскими породами, имеющими форму узких полос или ряда линз, зажатых в древних кристаллических породах. Конечно, приуроченность септ к геоантиклинальным единицам означает только то, что они здесь быстрее попадали на уровень современного эрозионного среза. Вероятно, в геосинклинальных зонах такие тектонические структуры имеют еще большие размеры.

Опыт изучения Кавказа и некоторых других складчатых систем Советского Союза убеждает нас в том, что узкие синклинальные зоны пород верхних структурных этажей, зажатые среди кристаллических пород фундамента геосинклинальных областей, во многих случаях пред-

ставляют собой выход на поверхность региональных, рубцовых разломных зон, являющихся корнями шарьяжей. Каждая такая сильно сжатая синклираль не заканчивается там, где выклиниваются «затащенные» в нее породы, а продолжается на очень большие глубины среди пород кристаллического фундамента в форме зон дробления, милонитизации, а иногда плоскостей скалывания.

Такие узкие синклиральные тектонические зоны, являясь составными частями систем разрывов в породах фундамента, образующих зоны глубинных разломов, обычно имеют длительную историю тектонического развития. Наиболее значительные движения по ним, если опыт исследований их на Кавказе, Урале, Алтае и Тянь-Шане правилен, должны были происходить особенно интенсивно в этап главной тектонической деформации, когда формировалась покровная структура Западных Карпат. Позднее, в неогене, их развитие могло продолжаться и дополнилось большими изгибами поверхности кристаллического фундамента Карпат с образованием «складок коры».

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ ТАТР

Хорошо изученная стратиграфия Субтатранских и Татранских структурно-фациальных единиц и наблюдаемые в многочисленных пересечениях удвоенные, утроенные и даже учетверенные разрезы мезозоя, принадлежащие к различным структурно-фациальным зонам, представляют убедительную основу построенной Д. Н. Андрусовым схемы тектонических покровов в Татранской и Субтатранской единицах.

Западные Татры интересны и поучительны тем, что здесь, вероятно, лучше, чем в других складчатых сооружениях, можно понять, что представляет собой шарьяжная тектоника. Благоприятные условия для такого рода наблюдений определяются двумя редко сочетающимися обстоятельствами: во-первых, высокой степенью изученности на основе геологических карт масштаба 1:25 000 и 1:10 000 и, во-вторых, легкой доступностью.

В Татрах большие шарьяжные покровы — Крижнянский и Хочский, равно как и покровы горы Высока и Страховский, сложены породами, явно чуждыми Татранской единице. Они транспортированы из расположенной южнее Субтатранской единицы, потому что именно там стратиграфия и фации пород, составляющих прикорневые части покровов, оказываются близкими к разрезу самих покровов. Амплитуда перемещений по шарьяжам в направлении, поперечном к геосинклиальному поясу, достигает 80 км.

Главные тектонические движения, во время которых в центральной части Западных Карпат образовались большие шарьяжи, происходили после раннего турона и до коньяка (Андрусов, 1967). Эта фаза была названа им субтатранской, а альпийские геологи называют ее догозауской (Р. Бринкманн), или срединноморской (А. Толманн).

Очень важна общая закономерность пространственных связей и взаимоотношений по времени формирования покровов, установленная главным образом работами Д. Н. Андрусова и в настоящее время подтвержденная и отчасти развитая при детальном картировании А. Биелым, О. Фузаном, А. Бистрицким и др. Она заключается в том, что самый северный покров горы Высока (Высоцкий покров) располагается внизу (см. рис. 26), выше него залегает Крижнянский, на котором лежит Хочский покров; наконец, самый южный несколько дискуссионный Страховский покров там, где он установлен, залегает выше Хочского покрова.

Следовательно, каждый из Субтатранских покровов происходит из собственного иногда общего с соседним тектонического рубца (корневой

зоны). Такая закономерная связь расположения в пространстве прикорневых зон шарьяжей с размещением самих покровов по вертикали в тектоническом разрезе не может не заинтересовать тектонистов.

Гравитационное происхождение главных движений шарьяжных пластин в общепринятом понимании, т. е. как скольжение пород к периферии поднятия — механизм в данном случае невероятный. Детально изученный литологический и фациальный состав пород субатлантического чехла не дает никаких указаний на существование поднятий, а тем более горного рельефа между ранним туроном и коньякским веком в таких формах, которые могли бы вызвать гравитационное скольжение субатлантических покровов в северном направлении, на расстояние многих десятков километров. Д. Н. Андрусов указывает, что мегантиклинали, с ростом которых началось формирование современного горного рельефа внутренних Карпат, зародились только в савскую фазу, на рубеже олигоцена и миоцена. Поэтому Д. Н. Андрусов (1967) подчеркивает, что механизм образования шарьяжей, особенно тех, которые закончили главные перемещения в позднем туроне, можно объяснить только процессами, происходившими глубоко в земной коре и сопровождавшимися сильным сокращением первоначальной ширины геосинклинали.

Латеральное сжатие фундамента геосинклинальной области и соответствующее надвигание пород мезозойского осадочного чехла в данном конкретном случае должны были развиваться не совсем одновременно (хотя и очень близко по времени), сначала в более северных и несколько позднее — в более южных зонах.

Активность тектонических опусканий в геосинклинальных впадинах в этапы седиментации как будто сохранялась дольше в северных зонах, тогда как южные зоны со временем испытывали тенденции к переходу в геоантиклинальный тектонический режим. Это очень любопытное односторонне направленное смещение эпизодов тектонической жизни в последовательно сменяющихся тектонических зонах геосинклинальной области можно наблюдать и в других комплексах тектонических единиц. Однако нельзя строить слишком простые схемы, потому что наряду с намечающимся в то или иное время в том или ином комплексе поступательным смещением явлений седиментации или движений можно наблюдать и возвратные смещения. Закономерности таких явлений еще мало изучены.

ВЫВОДЫ

Особенности строения и истории формирования Западных Карпат имеют принципиальное значение, выходящее за пределы местных интересов. На основании вышеописанного можно сделать следующие выводы.

1. Совершенно отчетливо проявился контроль геосинклинальных впадин региональными разломными зонами (глубинными разломами), в их число входят рубцовые (корневые) зоны. Существование такого контроля доказывается линейностью геосинклинальных и геоантиклинальных зон. В настоящее время непосредственному наблюдению доступны в основном геоантиклинальные зоны, в то время как все геосинклинальные впадины оказались дислоцированными и перекрытыми надвигавшимися на них геоантиклинальными тектоническими блоками. Хочская геосинклираль, например, была сильно сжата и раздавлена, что видно на детальной геологической карте, составленной А. Бистрицким, О. Фузаном и М. Мерелем в 1956 г. Такую же деформацию испытала Крижнянская геосинклинальная впадина.

2. Возраст активных движений по глубинным разломам смещается с юга на север. Стражов-Гемеридская геосинклираль особенно активно прогибалась в триасе, а в юре превратилась в геоантиклинальную

структуру. Хочская геосинклиналь была активной в триасе и начале лейаса, но позднее значительно утратила свою способность к прогибанию, тогда лейас мощный (до 400 м), а доггер представлен радиоляритовыми роговиками и кремнистыми известняками.

3. Наблюдаются отчетливые различия в истории развития геосинклинальных впадин. Некоторые из них с течением времени превращались в геотанклинали. Однако главная фаза деформаций — в конце раннего турона и до коньякского века (догозауская, или субатлантическая, фаза) — охватила все, по крайней мере средние южные тектонические зоны Карпат. Это выразилось в приблизительном синхронном образовании многоярусной системы покровов Западных Карпат. Существенная синхронность движений покровов видна из грубой параллельности их залегания, хотя покровы верхнего комплекса иногда срезают нижележащие покровы северных зон. Возможно, главные деформации в северных зонах начались несколько раньше, чем в более южных зонах.

Значительно позднее, в мелу, палеогене и неогене, произошли интенсивные сжатия и деформации в северных (внешних) тектонических зонах Западных Карпат. Таким образом, закономерное смещение возраста тектонических деформаций в направлении, поперечном относительно геосинклинальной области, здесь хорошо документировано.

Такая особенность в развитии тектонических движений в геосинклинальных системах представляет закономерность первого порядка и проявляется в глобальном масштабе. Дальнейшее изучение этой закономерности имеет не только теоретическое, но и прикладное значение, так как ею определяются самые общие особенности образования магматогенных и осадочных месторождений в геосинклинальных поясах.

4. Важно отметить неприменимость к Западным Карпатам гипотез о гравитационном происхождении главных деформаций при образовании шарьяжей. Имеются в виду общепринятые гипотезы.

Есть определенное, хорошо обоснованное мнение Д. Н. Андрусова (1967) о незначительной роли гравитации (например, в таком виде, как предполагал З. Котанский) при образовании шарьяжей во внутренних тектонических зонах Карпат. Таков механизм образования шарьяжей, особенно тех, формирование которых закончилось сокращением первоначальной ширины геосинклинали. Мегантиклинали, создание которых началось формирование современного горного рельефа внутренних Карпат, зародились только в савскую фазу, на рубеже олигоцена и миоцена. Поэтому для гравитационных скольжений в общепринятом представлении в туроне во внутренних Карпатах не существовало реальных условий. Между тем амплитуда горизонтальных перемещений шарьяжей поперек складчатого пояса в Западных Карпатах достигает 80 км.

Отметим, что в последнее время противниками гравитационной гипотезы происхождения крупноамплитудных шарьяжей оказались Г. С. Поршняков (1961 г.) и Дж. Роджерс (1968), не говоря о других геологах, ранее также хорошо обосновавших свое отрицательное отношение к универсальным гипотезам гравитационного происхождения больших надвиговых покровов. Мы имеем основание считать решающими прекрасно документированные примеры в Западных Карпатах для того, чтобы сделать вывод о сугубо местном значении гравитационных движений, направленных от центральных зон поднятий, при образовании шарьяжей. Очевидно, механизм образования шарьяжей в основном не может быть объяснен гравитацией.

5. Шарьяжи в Западных Карпатах принадлежат к типу сколовых пластин, в отличие от довольно многочисленных, хотя и далеко не всех шарьяжей в Западных Альпах, происходящих из больших опрокинутых складок. То, что покровы Западных Карпат являются в основном сколовыми пластинами, только локально осложненными складчатыми структурами, хорошо доказывается также удивительно закономерным

ярусным строением «Субаттрикума». Это выражение применяется карпатскими геологами как собирательное для всей системы субатлантических покровов.

Но в этом случае сразу возникает проблема механизма образования сколовых пластин огромных размеров и протяженности. Эта проблема отчасти была рассмотрена М. Губертом и В. Раби (Hubbert, Ra-bey, 1959 г.) и Л. В. Беляковым (1968), показавшими некоторые особенности скольжения тяжелых пластин горных пород при наличии поровых вод. Тем не менее, даже учитывая последний фактор — наличие поровых вод при скольжении по поверхности надвиговых покровов, невозможно объяснить механизм передачи горными породами сжимающих тектонических напряжений, действующих в горизонтальном направлении, на расстояние многих десятков километров, если направление движения, как это было в Западных Карпатах, ориентировано против регионального наклона сколовых поверхностей.

Отсюда вытекает единственно возможный вывод, что образование покровных тектонических структур должно происходить в связи с поддвижением фундамента осадочной области, что и вызывает скалывание и надвигание в породах осадочной оболочки. При этом сколовые поверхности могут захватывать также консолидированные породы верхних частей фундамента, что и наблюдается в нижних горизонтах многих покровов в Карпатах.

Глава 4

КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

По каледонидам Северной Европы хорошая сводка опубликована В. С. Буртманом (1976), а из более ранних работ следует отметить обзор каледонид Великобритании, сделанный Е. В. Павловским (1958 а, б). Кроме того, на русском языке опубликованы сводки Д. Андерсона (1968), Д. Беннисона и А. Райта (1972).

В Шотландии главное внимание исследователей привлекли системы пологозалегающих надвиговых чешуй сколового происхождения, а в Альпах первоначально были описаны большие лежачие складки с растянутыми по шарьяжным поверхностям опрокинутыми крыльями. В обоих механизмах деформации больше общих черт, чем различий, и в конечном счете принципиальная схема деформации в том и в другом случаях остается одинаковой.

Каледониды Великобритании и Скандинавии, по крайней мере в позднем протерозое и раннем палеозое, составляли, по-видимому, единый мобильный геосинклинальный пояс, позднее разделенный морскими впадинами. То же можно сказать и о вероятно существовавшей непрерывной связи каледонид Великобритании с северными Аппалачами.

В Шотландии сохранилась северная часть каледонского геосинклинального пояса со знаменитой системой чешуй надвига Мойн (рис. 27), движение которых было направлено на северо-запад, в сторону докаледонской платформы Эриа. Южная часть пояса сильно переработана последующими варисцидскими и мезо-кайнозойскими нарушениями, которые скрыли от непосредственного наблюдения надвиги, ограничивающие южный борт геосинклинальной системы. Этим отрезок каледонид Великобритании отличается от их продолжения в Скандинавию, где современные условия обнаженности противоположны: в Скандинавии северная окраина целиком погрузилась во впадину Норвежского моря,

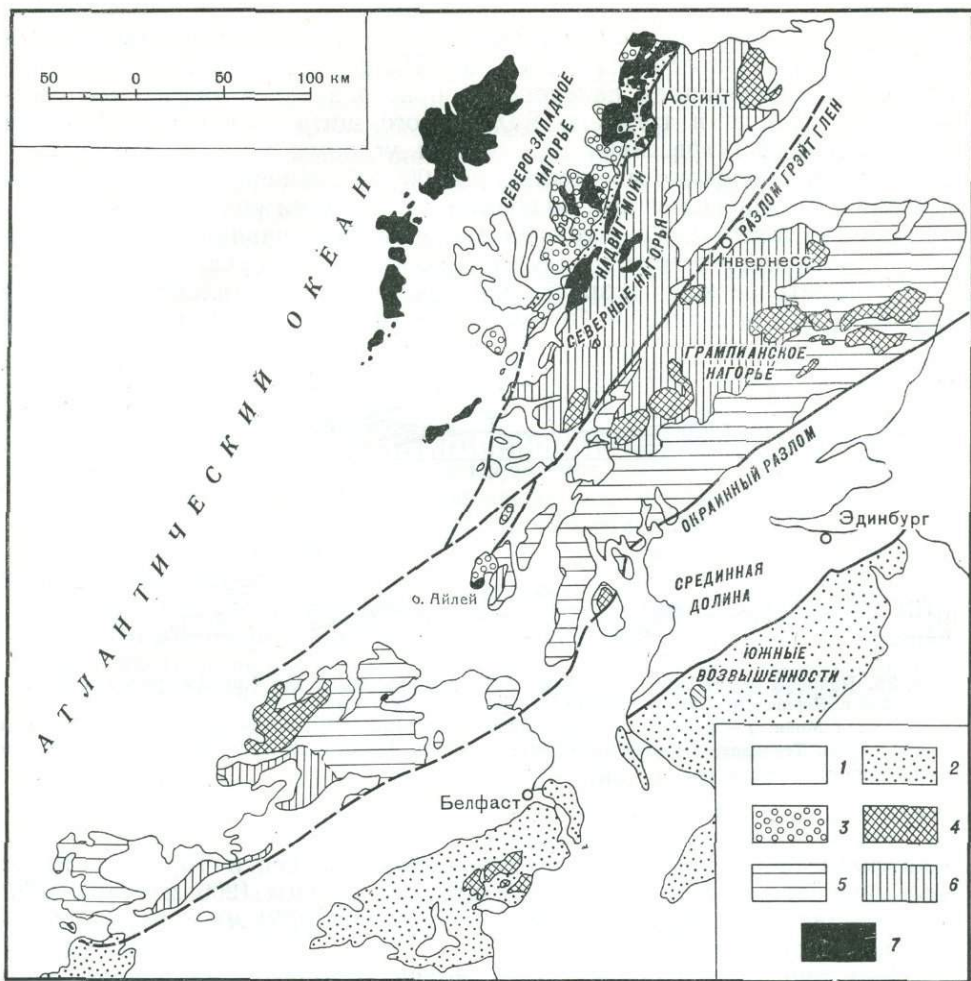


Рис. 27. Обзорная геологическая карта Шотландии и Северной Ирландии.
По Дж. Г. К. Андерсону (1968)

1 — посленижнепалеозойские образования; 2 — нижний палеозой; 3 — серия Торридон; 4 — наиболее крупные интрузии (главным образом каледонские); 5 — серия Дальредден; 6 — серия Мойн; 7 — серия Льюисен

тогда как юго-восточная часть каледонского пояса, представленная системой крупнейших шарьяжей, перемещавшихся на юго-восток, на платформу Балтийского щита, хорошо доступна изучению.

КАЛЕДОНИДЫ ВЕЛИКОБРИТАНИИ

Геологическая история формирования каледонид Великобритании начинается с образования первоначальных прогибов на сложно построенном и, по-видимому, многоциклическом комплексе кристаллических пород фундамента, получившем наименование Льюисен (Павловский, 19586, с. 4). Этот термин может приниматься как собирательный, поскольку в состав комплекса Льюисен входят разновозрастные группы пород. По данным Кориотти (см. The Geology of Scotland, 1965, с. 56), в комплекс Льюисен включены породы, принадлежащие по крайней мере к двум большим циклам. Первый, более древний, закончился орогенической эпохой Скоуриан (2600—2200 млн. лет назад), второй — орогенической эпохой Лаксфорднан (1600—1200 млн. лет назад).

Первоначальные прогибы обнажены и изучены на северо-западе пояса каледонид (Павловский, 1958а, б). На платформе Эриа, ограниченной с северо-запада каледонский пояс в позднем рифее, что соответствует ютнию и трюсилю Балтийского щита, на кристаллическом фундаменте трансгрессивно и с резким угловым несогласием отлагались толщи Торридона мощностью до 6000 м, сложенные красноватыми песчаниками и аргиллитами, аркозами с прослоями конгломератов и др. Эти толщи отлагались в условиях аллювиальной равнины, и суша того времени лежала к северо-западу от зоны накопления осадков.

Радиометрический возраст нижней части комплекса Торридон 965 млн. лет, а верхней — 789 млн. лет (Dewey, Pankhurst, 1970). На

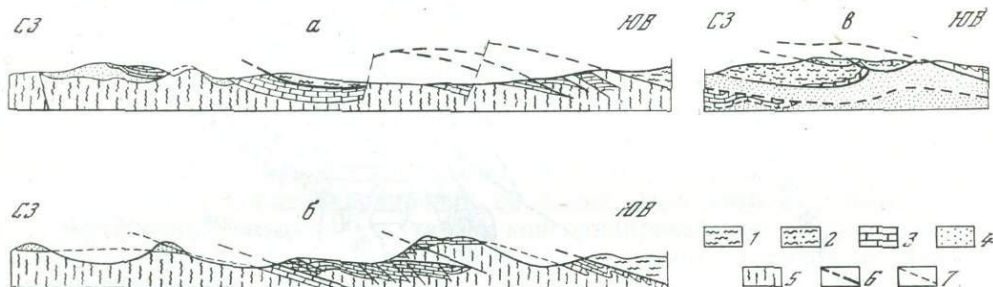


Рис. 28. Разрезы через зону сколовых пластин шарьяжа Мойн (по Джорджу, 1965 г.) а — район г. Дернесс; б — район Ассинта; в — мыс Слит на о. Скай.

1, 2 — серия Мойн: 1 — фация Северных нагорий, 2 — фации, рассматриваемые как переходные к фациям серии Торридон; 3 — кембро-ордовик; 4 — серия Торридон; 5 — серия Льюисен; 6 — шарьяжные сколы; 7 — разломы

платформе Эриа на породах комплексов Льюисен и Торридон трансгрессивно залегают кварциты и глинистые сланцы (200 м) с трилобитами раннего кембрия, а на них — известняки (750 м) с фауной кембрия и раннего ордовика.

Зона рубцового разлома Мойн, корни которого в настоящее время скрыты под пологими чешуями шарьяжей Мойн (рис. 28), представляла собой структурно-формационную границу комплекса Торридон на юго-востоке. С другой стороны разлома Мойн в то же позднерифейское время формировались геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся мощными сланцевыми толщами Мойн.

В каледонидах Великобритании выделяются: на севере — миогеосинклинальная зона, на юге — эвгеосинклинальная. Образования верхнерифейской миогеосинклинали широко обнажены в Северных нагорьях и северо-западной части Грампианского нагорья. Миогеосинклинальная зона разделяется сдвигом Грейт-Глен на два блока — Северный и Грампианский. В Северном блоке развиты комплексы Льюисен, Мойн и девонская моласса. На территории Грампианского блока распространены метаморфиты комплекса Мойн и вышележащего Дальреден, ордовик и девонская моласса.

Для комплекса Мойн характерны два типа пород — кварц-полевошпатовые псаммитовые, называемые гранулитами, и пелитовые, обычно превращенные в слюдяные сланцы. Мощность комплекса Мойн 3000—5600 м.

Радиометрический возраст пород Мойн, определенный рубидий-стронциевым методом, 800—1000 млн. лет. Комплекс Мойн сопоставляют с нижней частью спарагмитов Скандинавии.

По Д. Андерсону (1968), на Грампианском нагорье верхний Мойн без следов перерыва и несогласия перекрывается нижним, а затем и верхним Дальреденем, имеющим кембрийский возраст.

Комплекс Дальредиеи литологически весьма отличен от пород Мойн. Как отмечает Е. В. Павловский, для него характерна очень пестрая гамма осадочных пород. Нижний Дальредиеи состоит из трех толщ — базальной карбонатной, кварцевой и углистой. В разрезе кембрия (верхнего Дальредиеи) принимают участие четыре толщи: нижняя пелитовая и карбонатная, нижняя псаммитовая, верхняя пелитовая и карбонатная и верхняя псаммитовая. Эффузивы верхней пелитовой и карбонатной свиты представлены подушечными спилитовыми лавами, иногда туфами и агломератами; известны также фельзиты и гранит-порфиры. Мощность нижнего Дальредиеи 2—3 км, верхнего — 3—4 км.

В комплексе Дальредиеи различают два типа разрезов — Баллапель и Илтей. По последним данным (Rast, Litherland, 1970), породы разреза Баллапель подстилают породы Илтей, являясь нижней частью комплекса Дальредиеи. В разрезе Илтей низы сложены известняками, тиллитами и кварцитами, хорошо коррелирующимися с вендом Скандинавии. Выше преобладают осадочные породы, но локально встречаются мощные горизонты метабазитов с шаровой отдельностью. Найдены трилобиты среднего кембрия, а еще выше предполагаются тремадокские или ранние аренигские отложения. Мощность разреза Илтей 11,5 км.

В целом доорогенные отложения миогеосинклинальной зоны образуют единый разрез, последовательность которого, однако, нарушена шарьяжными поверхностями и лежащими складками. Установлены следующие шарьяжные пластины — структурные единицы (сверху вниз): Илтей, Баллапель, Россшир и Гленелг.

Структурные единицы Гленелг и Россшир расположены на Северных нагорьях и выделены недавно (Tanner *et al.*, 1970 г.). Породы единицы Гленелг представляют собой нижнюю пластину шарьяжа Мойн, подошва этого шарьяжа — наволок Мойн. На первой стадии деформации были сформированы изоклиналильные складки, очевидно, сопровождающие шарьяжные срывы. Возникла структура, в разрезе которой чередуются породы комплекса Мойн и автохтонного комплекса Льюисиеи.

Одним из очень характерных и показательных примеров шарьяжных сколовых пластин в системе надвига Мойн является антиформа Морар (The Geology of Scotland, 1965). В сколовых пластинах этой антиформы участвуют не только породы аллохтона (комплекс Мойн), но и породы кристаллического фундамента, представленного автохтоном Льюисиеи. Это факт большой теоретической важности, позволяющий отвергать взаимоотношения, как универсальные гипотезы сдирания (Decollement) или, в других случаях, гравитационного оползания при объяснении механизма образования надвиговых пластин. Система сколов формируется в породах не только верхнего структурного этажа, но и кристаллического основания. Породы последнего, таким образом, оказываются вовлеченными в шарьяжные структуры.

На второй стадии структурные единицы Гленелг и Россшир деформировались совместно. В эту стадию, кроме движений по шарьяжным сколам, во-первых, происходило образование лежащих изоклиналильных складок, которые развиты в породах структурной единицы Россшир и отсутствуют в подстилающих отложениях, и, во-вторых, произошло конформное смятие пород обеих структурных единиц в большие складки — синформы и антиформы. При детальном исследовании (Буртман, 1976) можно выделить множество разновозрастных деформаций, развитых локально. Автор синтеза пытается выделить и обобщить типы происшедших деформаций, распространив их на зону Северных нагорий, но очевидно, такое обобщение невозможно и вряд ли нужно.

Отметим важный факт — породы структурных единиц Гленелг и Россшир метаморфизованы после главных деформаций тех и других,

потому что изограды метаморфизма, достигающего ставролитовой ступени, пересекают шарьяжную пластину Россшир без смещения (Moinau stratigraphy..., 1970). Позднее образование широко развитых складок северо-восточного простирания происходило синхронно с ретроградным метаморфизмом в породах серии Мойн. Значительно более поздними являются, по-видимому, движения по сдвигам, в частности по большому левому сдвигу Грейт-Глен с амплитудой около 100 км. Это доказывает фактом смещения по сдвигу плутонов раннедевонского возраста. Главное смещение по сдвигу произошло в позднем девоне или раннем карбоне (Кеннеди, 1963). Структурные единицы Беллапель и Илтей, расположенные южнее разломной зоны Грейт-Глен, занимают территорию Грампианского нагорья и прослеживаются в Ирландию.

Породы комплекса Дальреддиен, слагающие обе структурные единицы, образуют большие лежачие, иногда опрокинутые складки, осложненные на северо-западе системой секущих, почти горизонтальных или слабонаклонных шарьяжных поверхностей. В целом большая складчатая структура Грампианских нагорий имеет дивергентное тектоническое строение, с опрокидыванием складок как на северо-запад, так и на юго-восток.

Определения возраста главных деформаций и метаморфизма радиометрическими методами (Dewey, Pankhurst, 1970) устанавливают, что главный этап метаморфизма, накладывающегося на основные фазы деформаций, одновременен в Северных нагорьях и в Грампианских горах и соответствует нижнему ордовику (480—510 млн. лет). Возможно, возрастные границы более узкие и соответствуют аренигу.

Ретроградный метаморфизм датируется ранним силуром (420 млн. лет), но эти данные сомнительны. Движения по шарьяжу Мойн произошли после ретроградного метаморфизма, так как в конгломератах среднего девона содержатся валуны милонитов, возможно, происходящих из этого шарьяжа. В связи с этим возраст какой-то части деформаций по шарьяжу Мойн может быть от раннего силура до среднего девона.

Главные движения по шарьяжам Скандинавии происходили в конце силура, такой же возраст могут иметь деформации или часть деформаций по шарьяжу Мойн.

Ордовик является самым верхним членом разреза каледонского структурного этажа Грампианского нагорья. Арениг представлен главным образом спилитами, с подчиненными горизонтами черных глинистых и кремнистых сланцев, мощностью до 300 м. Возможно, арениг отделен от кембрия перерывом. От вышележащих отложений карадока арениг отделен ясно выраженным несогласием. Предположительный карадок сложен грубыми брекчиями и конгломератами, аркозами и обломочными известняками общей мощностью около 60 м.

Орогенное осадконакопление началось на Грампианском нагорье, вероятно, в конце силура — 600-метровая толща песчаников даутона несогласно залегает на ордовике у южной границы нагорья. Мощные терригенно-вулканогенные девонские молассы несогласно перекрывают породы серий Дальреддиен и Мойн.

Примерно северной границей эвгеосинклинальной зоны очевидно является Крайний разлом, но граница не вполне точно совпадает с разломом. В Грампианском нагорье севернее разлома развиты офиолиты, а в Ирландии граница проходит южнее разлома. Во многих местах эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная зоны разделены полосой девонских отложений — явление обычное в древних рубцовых разломах, имеющих грабен-синклинальное строение.

В строении опущенного юго-восточного крыла Крайнего разлома участвуют отложения верхнего силура (даутона), сложенные песчаниками, туфами и аргиллитами видимой мощностью 730 м.

Нижний палеозой эвгеосинклинальной зоны образован мощными вулканогенно-терригенными отложениями со спилитами, распространенными преимущественно в ордовике. Часто встречаются зеленые метаморфические сланцы, глаукофановые сланцы, эклогиты и серпентиниты. Между нижнепалеозойскими породами известны перерывы на разных уровнях. Например, на одних участках на породы ордовика несогласно налегают отложения позднего лландовери, на других — отложения венлока. Имеются перерывы между аренигом и лландейло и перед карадоком. Метаморфизм нижнепалеозойских пород слабый.

Ископаемая фауна миевгеосинклинальной зоны относится к так называемой Американской провинции (трилобиты кембрия и нижнего ордовика и граптолиты нижнего ордовика), тогда как в эвгеосинклинальной зоне распространена фауна Балтийской провинции.

Кембрийские отложения известны не всюду, но в Уэльском прогибе мощность кембрия достигает 5 км. Суммарная мощность пород ордовика и силура 3—10 км (Даннинг, 1964). В Ирландии, в горах Коннемара, в основании разреза присутствуют метаморфические породы серии Дальредииен, но нет уверенности в непрерывности разреза, и взаимоотношения с вышележащими породами ордовика неясны.

Значительные складкообразовательные деформации, осложненные разрывами, начали формироваться в позднем силуре и закончились в основном до раннего девона. Сдвиги, как и в более северных зонах, образовались, по-видимому, позднее и смещают нижнедевонские отложения. Движения по сдвигам фиксируются вплоть до кайнозоя. На каледонскую структуру эвгеосинклинальной области наложены значительные складкообразующие деформации, происходившие в среднем палеозое.

Эта короткая справка о стратиграфии каледонского структурного этажа дает представление о геологической истории геосинклинальной области перед тем, как она в ордовике и силуре подвергалась главной деформации, региональному метаморфизму и интрузивному магматизму, с образованием мегасинклинория с двусторонней вергентностью, с движением масс верхнего структурного этажа (и отдельных пластин кристаллического фундамента) на северо-запад в северо-западной части геосинклинальной области и на юго-юго-восток — в юго-восточной. Механизм сжатия и двустороннего надвигания был фактически не надвиговым, а поддвиговым.

После главного (или главных) параксизма сжатия, установленного в карадоке и силуре, в конце силура начинается новый этап развития Грампианской геосинклинали, а именно орогенный этап, сопровождавшийся существенным поднятием горной страны (о чем говорит большая мощность девонской молассы), формированием мегантиклинория и проявлением субсеквентного андезитово-базальтового магматизма (Г. Штилле).

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О КАЛЕДОНИДАХ ВЕЛИКОБРИТАНИИ

Геологическая карта (см. рис. 27) и принципиальный поперечный профиль через каледониды Великобритании (рис. 29) дают представление о геологическом строении мегантиклинория каледонид, хотя на профиле не показаны крутопадающие разрывы — сдвиги Грейт-Глен и Ок-райнный разлом, а также крутопадающий первоначальный (прото-) разлом Мойн, в зоне которого в дальнейшем образовалась система полных сколовых чешуй, известная сейчас под названием шарьяжа Мойн. Е. В. Павловский (1958б) указывает, что это обобщение Б. Пича и его сотрудников (The geological structure..., 1907; см. рис. 29) не находит подтверждения. В ходе докембрийской и раннепалеозойской истории территория Шотландии была постепенно расчленена глубинны-

ми разломами на ряды глыб (блоков), которые, последовательно опускаясь или оставаясь приподнятыми, регулировали границы геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий и особенности их развития.

Критические замечания Е. В. Павловского справедливы, и мы действительно могли убедиться на примерах изучения других геосинклинальных областей (Большой Кавказ, Тянь-Шань и Алтай), что ни одна из них не развивалась без того, чтобы не быть разделенной продольными (а иногда и поперечными) разломами на отдельные блоки, которые



Рис. 29. Схематический разрез через нагорья Шотландии. По Б. Пичу и др.

1 — серия Льюисен; 2 — серии Торридон и Мойн; 3 — серия Дальредиев (рифей и кембрий); 4 — ордовик

жили более или менее различной геологической жизнью и в которых складкообразование и магматические процессы часто происходили одновременно.

Так и в данном случае, возраст главных тектонических событий отчетливо изменялся в направлении с северо-запада на юго-юго-восток, причем на северо-западе в позднем протерозое (в век накопления сланцев Мойн) условия геологического развития соответствовали миогеосинклинальным, в то время как на юго-юго-востоке в ордовике они были эвгеосинклинальными. Блок Северных нагорий, расположенный между разломами Мойн и Грейт-Глен, как указывает Е. В. Павловский, в эпоху образования комплекса Дальредиев и в начале ордовика частично был сушей, областью краевого поднятия, поставщиком обломочного материала в соседнюю с юга зону геосинклинального прогиба Дальредиев. Вот почему показанные на схематическом профиле Б. Пича мощные толщи комплекса Дальредиев и ордовика на северо-северо-западе разреза представляют фактическую ошибку.

Однако Е. В. Павловский преувеличивает значение этих неточностей профиля и преуменьшает роль общих черт в геологическом развитии геосинклинальной области в целом. Вероятно, прав Б. Пич, несмотря на частные несовершенства его схемы. Конечно, на его схеме неправильно показан Мойн юго-юго-восточной части, то же следует сказать и о Дальредиев и ордовике на северо-северо-западе, мощность которых на северо-западе могла быть значительно уменьшена местными размывами. Возраст главных складчатых деформаций в мегантиклинории Шотландских нагорий также различен. На профиле должны были найти выражение крутопадающие разломы и различия в мощностях и фациях осадочно-вулканических серий на разных, отсеченных крутыми разломами блоках.

Но в целом двусторонняя вергентность и принципиальная схема каледонского складчатого сооружения, каким оно стало с середины ордовика, отражает именно то общее, что дает право объединять каледонскую геосинклинальную систему Великобритании в одно целое. Второе важнейшее, принципиальное содержание схемы Б. Пича заключается в том, что на ней показано примерное согласное залегание всей серии пород от верхнего докембрия (Мойн) и до ордовика включительно.

Необходимо обратить внимание также и на третью особенность профиля — на нем изображен сложный мегантиклинорий. Такую форму тектоническая структура каледонид Великобритании приобрела только на самых последних этапах тектонического развития, к началу девона, когда тектоническая область перешла в орогенный этап развития и началось образование девонской красноцветной молассы. До этого в позднем докембрии и раннем палеозое вся область представляла собой поэтапно развивавшийся сложный мегасинклиний, в котором происходили сперва локальные, а затем общие шарьяжные и складкообразовательные деформации. В середине ордовика образовались система чешуй и лежащих складок шарьяжа Мойн с вергентностью в северо-северо-западном направлении и система надвигов и лежащих складок Срединной долины и Южных возвышенностей, сформировавшихся, вероятно, в конце ордовика, с вергентностью в юго-юго-восточном направлении (The Geology of Scotland, 1965, с. 148).

Для формировавшегося мегасинклиния было характерно двустороннее пододвигание, направленное к центральным зонам, если судить по вергентности надвиговых, шарьяжных структур и направлению опрокидывания складок. Это пододвигание приняло всеобъемлющие масштабы во второй половине ордовика.

Наконец, только в конце силура — начале девона произошла общая инверсия тектонического режима и образовался мегантиклинорий, изображенный Б. Пичем.

КАЛЕДОНИДЫ СКАНДИНАВИИ

Шарьяжи на юге Норвегии были описаны А. Е. Торнбомом (Törnholm, 1896, 1903 г.) и позднее были обнаружены во всем каледонском геосинклинальном поясе Скандинавии. Надвигание шарьяжных пластин происходило обычно с северо-запада на юго-восток, причем многие шарьяжи перекрывают край Восточно-Европейской платформы (рис. 30).

В части разрезов автохтонное основание сложено не только древними кристаллическими породами докембрийского фундамента, но также обычно маломощными (до 350 м) кембрийскими и ордовикскими осадками эпиконтинентального моря, перекрывавшего метаморфические породы Балтийского щита (рис. 31).

В этом регионе принято выделять четыре аллохтонных комплекса шарьированных пород (снизу вверх).

Первый комплекс сложен миогеосинклинальными породами венда (кварцитовая, спарагмитовая серия) и нижнего палеозоя. В районе Вальдрес (Strand, 1961) на спарагмитах стратиграфически залегают песчаники и сланцы с фауной среднего и верхнего кембрия (200 м) и филлиты с граптолитами лландейло и карадока (300 м).

В покровах Емтланд в Швеции нижние аллохтонные пластины сложены кембро-силурийскими породами, а верхние — кварцитами венда. Иногда среди нижних шарьяжных пластин присутствуют параавтохтонные пластины, образованные древними породами Балтийского щита. Подошва первого аллохтонного комплекса залегает параллельно с подстилающими кембрийскими отложениями автохтона и деформирована вместе с ними.

Второй аллохтонный комплекс имеет двучленное строение. Внизу лежит пластина милонитизированных гранитов, сиенитов и очковых гнейсов (шарьяжи Оффердаль, пластины севернее Тронхейм-фьорда и на побережье Норвежского моря у Нурланна и Тромса). В Тромсе возраст пород определен рубидий-стронциевым методом в 1550 млн. лет, поэтому не исключено их происхождение из автохтона или даже автохтонное залегание в окнах шарьяжной структуры.

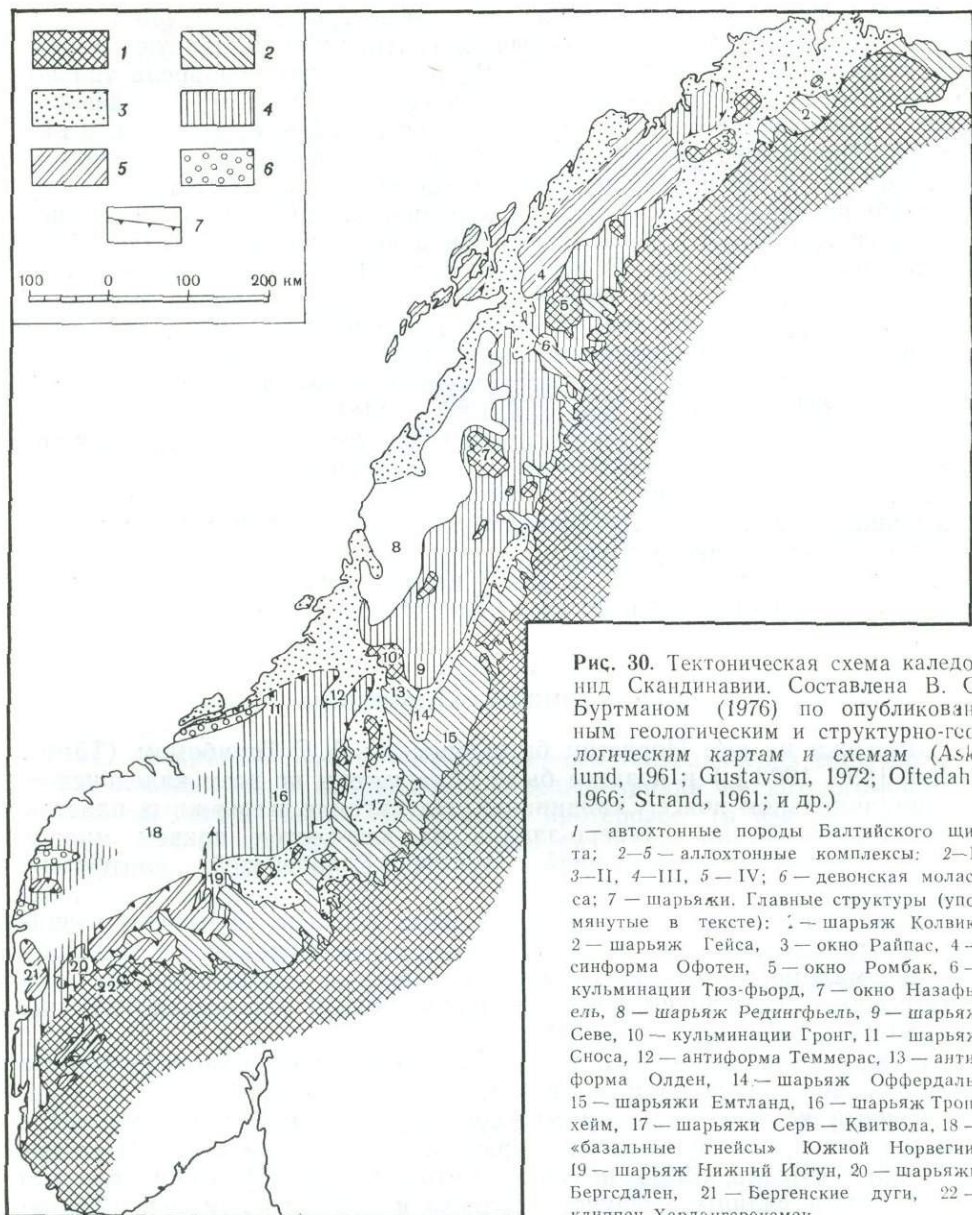


Рис. 30. Тектоническая схема каледонид Скандинавии. Составлена В. С. Буртманом (1976) по опубликованным геологическим и структурно-геологическим картам (Asklund, 1961; Gustavson, 1972; Oftedahl, 1966; Strand, 1961; и др.)

1 — автохтонные породы Балтийского щита; 2—5 — аллохтонные комплексы: 2—I, 3—II, 4—III, 5—IV; 6 — девонская моласса; 7 — шарьяжи. Главные структуры (упомянутые в тексте): 1 — шарьяж Колвик, 2 — шарьяж Гейса, 3 — окно Райпас, 4 — синформа Офотен, 5 — окно Ромбак, 6 — кульминации Тюз-фьорд, 7 — окно Назафель, 8 — шарьяж Редингфель, 9 — шарьяж Севе, 10 — кульминации Гронг, 11 — шарьяж Сноса, 12 — антиформа Теммерас, 13 — антиформа Олден, 14 — шарьяж Оффердаль, 15 — шарьяжи Емтланд, 16 — шарьяж Тронхейм, 17 — шарьяжи Серв — Квитвола, 18 — «базальные гнейсы» Южной Норвегии, 19 — шарьяж Нижний Иотун, 20 — шарьяжи Бергсдален, 21 — Бергенские дуги, 22 — клиппен Хардангерекемне.

Верхняя пластина второго комплекса (шарьяжа Серв и Квитвола) прослежена по простираию на 500 км. Она сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками, глинистыми сланцами и мраморами. Т. Странд (Strand, 1961) считает эти породы метаморфизованными спарагмитами, Б. Асклунд (Asklund, 1961) полагает, что они значительно более древние — протерозойские или архейские.

В области Финмарк степень метаморфизма пород шарьяжной пластины увеличивается с юго-востока на северо-запад. По Р. Гайер и Дж. Робертсу (Gayer, Roberts, 1971), она достигает низов зеленосланцевой и верхов амфиболитовой фаций.

Третий аллохтонный комплекс сложен эвгеосинклинальными отложениями кембро-силурийского возраста (фации Тронхейм) и подстилающими их породами, которые представлены спарагмитовой серией или «базальными гнейсами».

Снизу вверх комплекс состоит из слюдяных сланцев с прослоями известняков, конгломератов и амфиболитов. Выше залегают зеленокаменные основные эффузивы с шаровой отдельностью, с горизонтами яшм, прослоями известняков и осадочных пород, общей мощностью 2500 м. Выше находятся граувакковые песчаники и глинистые сланцы с горизонтами конгломератов. Наблюдаются флишевая ритмичность и турбидитные текстуры. В этих породах мощностью 4000 м установлена фауна всех ярусов ордовика.

Выше залегают конгломераты, песчаники и глинистые сланцы с граптолитами лландовери.

В гнейсах, подстилающих палеозойские породы в районе Тронхейма, известны альпинотипные гипербазиты (дуниты, пироксениты) и анортозиты, залегающие конформно среди метаморфизованных венд-палеозойских отложений и совместно с ними смятые в складки.

Аналогичные эвгеосинклинальные шарьированные комплексы изучены на западе Норвегии (шарьяжи Бергсдален) и северо-восточнее района Тронхейма, где они слагают шарьяж Севе.

Четвертый, верхний, аллохтонный комплекс образован породами, метаморфизованными до амфиболитовой и даже до гранулитовой (на юге Норвегии) фации. В последнем районе возраст этих пород по стронцию около 1550 млн. лет (Smithson, Ramberg, 1970). Часто среди пород четвертого комплекса встречаются габбро, нориты, анортозиты и другие, поэтому отнесение четвертого аллохтонного комплекса к миогеосинклинальному представляется натяжкой.

Корни каледонских шарьяжей Скандинавии (рис. 32), как считают большинство исследователей, находятся в Норвежском море (Strand, 1961; Oftedahl, 1966; Gustavson, 1972; и др.). Амплитуда перемещения шарьяжей в этом случае превышает 200 км.

Представления о главных взаимоотношениях различных структурно-формационных зон скандинавских каледонид и последовательности в геологическом возрасте деформации довольно противоречивы. В интерпретации В. С. Буртмана (1976) следует различать три главные структурно-формационные зоны, продольные по отношению к подвижному поясу. Восточная зона сложена комплексом пород, образовавшихся в миогеосинклинальных прогибах. Центральная зона отвечает эвгеосинклинальной оси всего мобильного пояса и западнее располагаются опять миогеосинклинальные прогибы.

Комплексы пород эвгеосинклинальных и юго-восточных миогеосинклинальных прогибов деформировались сколовыми, шарьяжными движениями до проявлений складчатости. Однако породы северо-западных миогеосинклинальных прогибов (тектонические пластины четвертого аллохтонного комплекса) до шарьяжных перемещений подверглись нескольким фазам деформаций, в том числе складкообразовательных, с формированием лежащих складок различных порядков.

Главные деформации, шарьяжные сколы и смятие шарьяжных пластин в складки имели место в конце силура. В частности, перемещение по шарьяжу Севе, относящемуся к третьему аллохтонному комплексу, происходило не раньше позднего силура. Силурийские породы входят в состав аллохтона и автохтонно подстилают шарьяжную пластину.

На северо-западе и западе Норвегии песчаники и конгломераты нижнего и среднего девона несогласно залегают на верхних шарьяжах. На о. Хитра в подстилающих аллохтонных породах имеется фауна лудлова — даутона.

Миогеосинклинальный комплекс северо-восточной зоны Скандинавии, образующий четвертую аллохтонную пластину, является, по-видимому, продолжением на северо-восток Шотландской миогеосинклинальной зоны. Эвгеосинклинальные породы, образующие третий аллохтонный

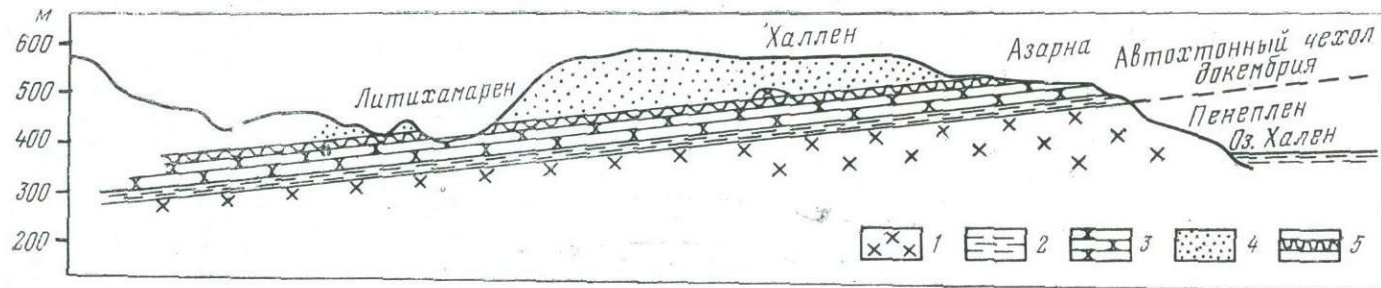


Рис. 31. Кровля автохтона и нижний шарьяж в районе оз. Стуршёен, Швеция. По Б. Асклунду (Asklund, 1961)

1—3 — автохтон: 1 — архей, 2 — кембрий, 3 — ордовик; 4 — шарьяж кварцитов Вемдал (венд); 5 — поверхность шарьяжа

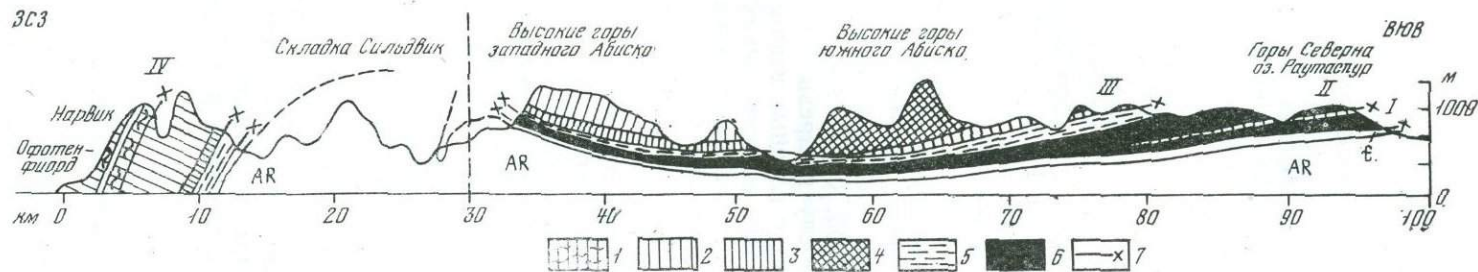


Рис. 32. Шарьяжи каледонид Норвегии и Швеции на широте Нарвика. По О. Куллингу и П. Гейеру (1960 г.).

На западе — северо-западе, около Нарвика, видна зона корней скандинавских каледонид. 1 — кристаллические сланцы с обилием гранитных интрузий; 2 — слюдяные сланцы и слюдяные гнейсы; 3 — мраморы, большей частью кальцитовые; 4 — амфиболиты; 5 — полосчатые серицитовые кварциты; 6 — катакlastические архейские граниты и сиениты надвиговых структур; 7 — надвиги; t — автохтонный нижний кембрий; AR — архейский субстрат каледонид. Покрывы: I — Раутас, II — Абиско, III — Севе-Кёли; IV — Рёдингфьель (?)

комплекс в Скандинавии, также являются, вероятно, продолжением эвгеосинклинальных образований Великобритании. Однако фауна Тронхейма в Скандинавии принадлежит к американскому типу, в то время как фауна в эвгеосинклинали Шотландии относится к балтийскому типу (Dewey, 1969).

Почему на островах Великобритании пространственные взаимоотношения между размещением фаун балтийского и американского типов различны — не вполне ясно, необходимы дополнительные исследования.

Таким образом, особенности морфологии и истории формирования шарьяжных сооружений Северной Европы подтверждают основную идею, развиваемую в этом труде. Несмотря на многие различия и усложнения в истории развития, в каледонских образованиях далекого прошлого, так же как в сравнительно недавно сформировавшихся альпийских образованиях, главным механизмом деформации шарьяжных поясов являлось значительное поперечное сокращение ширины геосинклинальной системы. При этом гравитационные тектонические движения, направленные от центральных зон к периферии, могли проявляться только локально, во фронтальных частях шарьяжей.

Другое важнейшее обстоятельство — волна регионального метаморфизма и метасоматических процессов, весьма сближенных во времени и в пространстве с движениями по шарьяжам, особенно в их корневых частях.

Еще одной примечательной особенностью каледонид (одним из первых на это указал Н. С. Шатский) является сравнительно слабое развитие передовых предгорных прогибов, хотя хорошо развитая красноцветная девонская моласса на островах Великобритании предостерегает от слишком категоричных выводов.

Глава 5

ГИМАЛАИ

В данной главе рассматриваются преимущественно западные Индийские Гималаи, с которыми авторзнакомился в бассейнах рек Сатледж и Биас во время геологического конгресса в 1964 г., затем работал с аспирантами в 1970—1971 гг. в содружестве с большим коллективом геологов Пенджабского университета. Обработка коллекций еще продолжается, поэтому многие материалы еще не получены, но имеющиеся факты позволяют сделать предварительные важные выводы. Имеющаяся литература указывает на типичность исследованной части Гималаев и допустимость распространения многих важнейших заключений на всю систему Гималаев.

Наиболее выдающиеся исследования в конце прошлого и начале нашего века выполнили в описываемой части Гималаев Г. Медликотт (Medlicott, 1864), К. Мак-Магон (MacMachon, 1877), Р. Олдхем (Oldham, 1893, 1917), К. Пилгрим и У. Уэст (Pilgrim, West, 1928), Дж. Ауден (Auden, 1934), У. Уэст (West, 1939). Важные сводки по геологии Гималаев в последнее время опубликовали Д. Вадиа (Wadia, 1928, 1957), А. Гансер (Gansser, 1964; Гансер, 1967).

В настоящее время крупные работы на территории западных Индийских Гималаев ведутся двумя большими группами индийских геологов: коллективом Гималайского института им. Вадиа под руководством проф. А. Джингран и докторов С. Сах, К. Вальдия, Аншу Синха и коллективом Пенджабского университета под руководством проф. И. Панде,

с участием проф. Б. Тевари, Б. Батия, докторов М. Саксена, Л. и В. Гупта, Р. Кумар, С. Кумар и др.

Высказывавшиеся в литературе предположения о том, что Гималаи в отличие от других складчато-покровных поясов Тетиса не являлись в рифее и фанерозое типичной ортогеосинклиналью и представляли собой активизированную в неогене часть Индостанской платформы, оказались неправильными. Для того чтобы попытаться восстановить действительную картину строения и геологической истории Гималаев, необходимо привлечь опыт изучения складчато-покровных сооружений Альп, Карпат и Тянь-Шаня.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ ГИМАЛАЕВ

Для Гималаев, как в южной их части, так и по крайней северной границе, характерны структурно-формационная зональность (рис. 33) и широкое развитие шарьяжной тектоники, совершенно так же, как и для других сооружений Альпийского геосинклинального пояса. Одной из важнейших особенностей геологического строения Гималаев является подразделение их в продольном направлении на несколько больших структурно-формационных зон. Северная зона носит название Тетис- (или Тибетских) Гималаев и представляет собой систему больших миогеосинклинальных прогибов, заполненных почти непрерывной, согласно залегающей серией осадочных отложений верхнего докембрия и фанерозоя — от кембрия в низах разреза до мела вверху. В составе этой мощной (обычно 8—9 км) серии пород присутствуют разнообразные терригенные и органогенные осадки и почти нет продуктов магматического происхождения. Обильные органические остатки позволили исследователям Тетис-Гималаев распознать в разрезе осадочных отложений триаса и юры аналоги хорошо изученных в Альпах и Карпатах биостратиграфических зон.

Еще севернее располагается полоса очень характерных пород, так называемого флиша Инда, вмещающая значительные массы основных и ультраосновных пород. Эта полоса является большой рубцовой тектонической зоной, протягивающейся в верховьях долины Инда на 900 км. Она исследована Г. де Терра (De Terra, 1935), Д. Вадиа (Wadia, 1937). Арн. Геймом и А. Гансером (Heim, Gansser, 1939 а, б; Gansser, 1959). По-видимому, этот же разлом или система разломов того же значения протягивается далее на восток, вдоль долины р. Цангпо. Общие размеры огромной рубцовой зоны, располагающейся к северу от Тетис-Гималаев, превышают 2200 км.

В пенджабской части Тибетских Гималаев, в районах Драса и Каргила, флиш Инда содержит разнообразные «офиолиты», секущиеся роговообманковыми гранитами. Восточнее, в Рупшу, А. Бертельсен (Bethelsen, 1953) исследовал гранито-гнейсы, связанные с рубцовой зоной. В Тибетских Гималаях Кумаона, в районе Киогара и Джунгбва, в связи с той же рубцовой зоной наблюдаются шарьяжи мощных пластин меланжа, составленного ультраосновными и основными породами, с экзотическими глыбами пород от пермского до мелового возраста, с амплитудой перемещения в южном направлении более 50 км.

На основании этих данных можно полагать, что параллельно синклинорию Тетис-Гималаев, заполненному породами миогеосинклинального облика, севернее протягивается огромная геосинклинальная рубцовая структура с эвгеосинклинальными чертами развития.

К югу от Тетис-Гималаев располагается отличающаяся по составу комплексов пород и тектоническому строению южная структурно-формационная зона, которую впредь мы предложили бы именовать Южными Гималаями. Здесь, в северной половине южной зоны (она отчасти совпадает с зоной Высоких Гималаев), широко развиты интенсивно

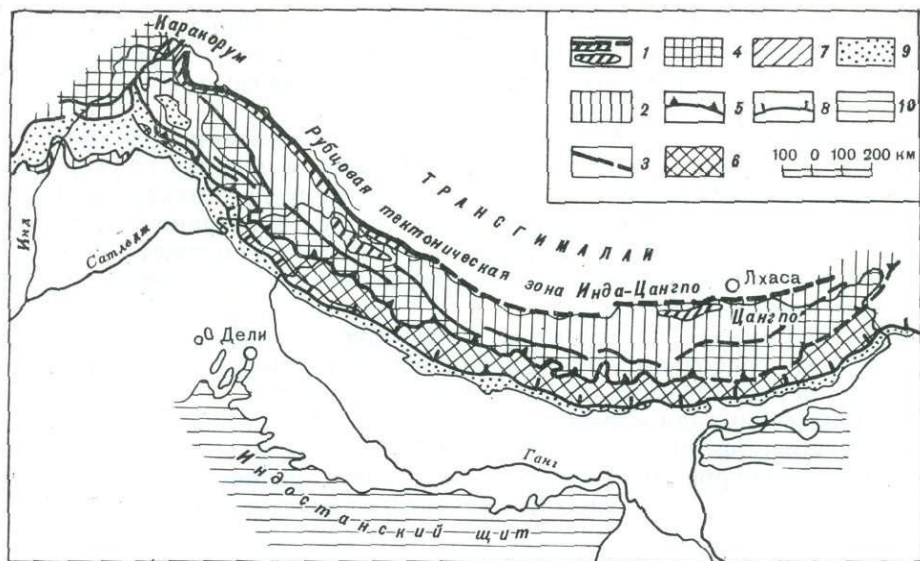


Рис. 33. Тектоно-формационная схема Гималаев (за основу взят вариант А. Гансера, существенно измененный)

1 — рубцовая эвгеосинклинальная зона Инда — Цангпо; 2 — Тибетские (Тетис-) Гималаи — отложения многоэпиклиналиной, возможно, геантиклиналиной, зоны; 3 — осевой глубинный рубцовый разлом; 4 — высокие Гималаи — комплексы высоких шарьяжных пластин, обычно с нормальной последовательностью метаморфической зональности; 5 — Главный центральный «надвиг» Гималаев (по терминологии А. Гансера) представляет собой подошву различных высоких шарьяжных пластин и потому не имеет однозначной позиции по простиранию Гималаев; 6 — Низкие Гималаи — комплексы шарьяжных пластин, обычно с реверсивной последовательностью метаморфической зональности; 7 — пояс шарьяжных пластин Джаунсар — Крол (Симла — Крол, по терминологии Дж. Аудена) и лежащих в их основании пород рифейского параавтохтона; 8 — главный пограничный разлом Гималаев (понятие часто неопределенное, потому что Гималаи обычно отделяются от передового прогиба сериями субпараллельных взбросо-надвигов, возможно, крутыми окончаниями шарьяжных поверхностей); 9 — Субгималаи — главным образом отложения комплексов Сивалик и серии Марри; 10 — древние кристаллические и метаморфические породы Индостанского щита

метаморфизованные и частью гранитизированные толщи. Южную половину зоны Южных Гималаев обычно называют Низкими Гималаями. Ее составляют сложные комплексы малометаморфизованных пород, перемежающиеся с регионально метаморфизованными и гранитизированными толщами. Примерно по границе Высоких и Низких Гималаев А. Гансер проводит Главный Центральный надвиг⁴. Для всех отложений Южных Гималаев, даже почти неметаморфизованных, характерна крайняя бедность органическими остатками, в связи с чем строение и история геологического развития Южных Гималаев до сих пор являются предметом споров и многих совершенно неприемлемых гипотез.

ОСЕВОЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ ГИМАЛАЕВ

В настоящее время выяснилась замечательная геологическая особенность границы, отделяющей Тетис-Гималаи от Южных Гималаев. В некоторых районах породы, составляющие зону, метаморфизованы весьма слабо и представлены филлитами, карбонатными сланцами, иногда с пачками известняков. По мере движения на север и юг региональный метаморфизм этих отложений довольно быстро возрастает. Еще немно-

⁴ Это разделение не всегда отчетливо, иногда граница между Низкими и Высокими Гималаями смещается.

го севернее эти регионально метаморфизованные сланцевые толщи составляют фундамент, на котором покоятся базальные кембрийские или ордовикские слои фанерозойского малометаморфизованного разреза синклинория Тетис-Гималаев.

Аналогичные, заполненные малометаморфизованными породами зоны, представляющие собой грабен-синклинории региональных рубцовых зон глубинных разломов, были изучены автором на Кавказе и Тянь-Шане. Очевидно, толщи филлитовых сланцев в пограничной полосе между Тетис-Гималаями и Южными Гималаями заполняют большую рубцовую зону, разделяющую две важнейшие структурно-формационные зоны Гималайской системы.

Южные Гималаи в настоящее время представляют собой сложно построенное покровное (шарьированное) тектоническое сооружение, имеющее черты сходства с Альпами и Карпатами. Подобно последним, Южные Гималаи образованы сериями тектонических покровов как во внутренних тектонических зонах (в Высоких Гималаях), так и тектоническими покровами послесреднеэоценового, вероятно, олигоценового возраста во внешних зонах (в Низких Гималаях). До сих пор в Высоких Гималаях возраст покровов не датирован.

МАЛОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОРОДЫ ОСЕВОГО (РУБЦОВОГО) ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА ГИМАЛАЕВ

На существование зоны малометаморфизованных пород в центральных частях Гималайской системы указывали многие исследователи Гималаев. По А. Гансеру (1967, с. 136, 165, 301—303), в Низких Гималаях обычно наблюдается реверсивная последовательность регионально-метаморфизованных пород — чем выше поднимается исследователь при пересечении гор, тем сильнее метаморфизованы породы. (О значении этого очень важного явления будет сказано ниже.)

Затем, на некотором уровне, как отмечает А. Гансер, реверсивная последовательность изменяется на прямую последовательность смены метаморфизованных пород, т. е. еще выше сильно регионально-метаморфизованные породы замещаются мало метаморфизованными породами. Именно верхняя зона малоизмененных пород иногда соответствует полосе осевого глубинного разлома, отделяющего Тетис-Гималаи от Южных Гималаев.

А. Бертельсен (1968, с. 39) отметил нахождение малометаморфизованных филлитов, алевролитов и песчаников в глубине Гималаев, на пересечении, проходящем вдоль долины р. Сатледж, в районе сел. Гаора (рис. 34). Дальше к северу региональный метаморфизм пород увеличивается, и за перевалом Бабех на метаморфизованные породы ложатся базальные слои с нижнепалеозойской фауной, образующие основание Тетис-Гималаев. Так, полоса малометаморфизованных, по видимому, преимущественно древних пород (поскольку севернее на них ложатся нижнепалеозойские, кембрийские и ордовикские отложения) отделяет структурно-формационную зону Южных Гималаев от Тетис-Гималаев.

Еще одно наблюдение было проведено в конце 60-х годов в районе пересечения Гималаев по меридиану Леха, т. е. около 77° в. д., в бассейнах рек Биас и Чандра, экспедицией, организованной под руководством проф. И. Панде Центром геологических исследований Пенджабского университета (Observations..., 1970).

После пересечения малометаморфизованных толщ, сменившихся выше сел. Манали средне-, а затем регионально сильнометаморфизованными породами до гранито-гнейсов включительно, за перевалом Рутанг-пасс, в долине р. Чандры, протягивающейся с юго-востока на

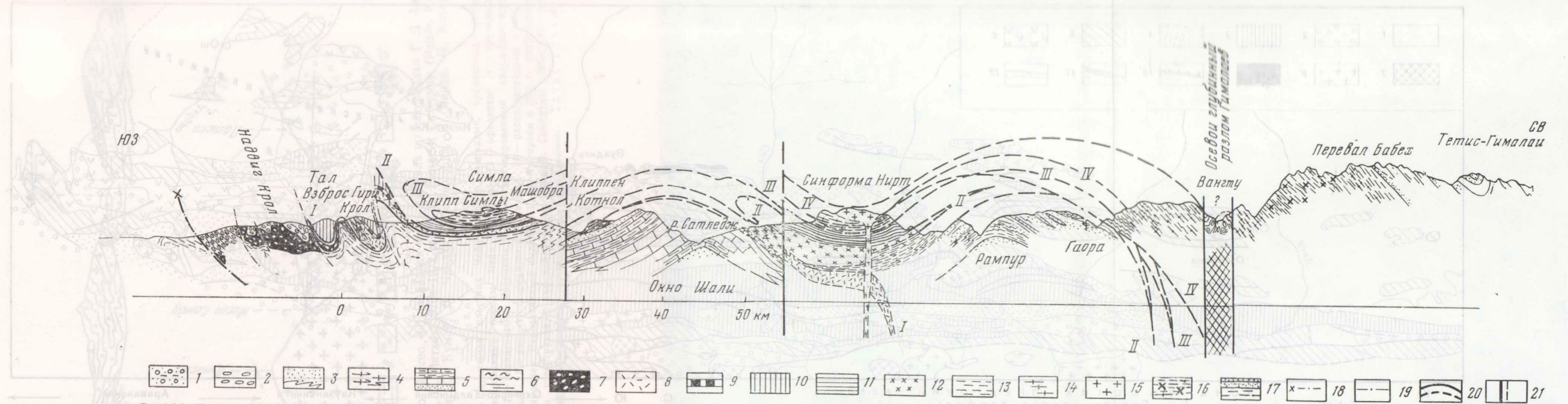


Рис. 34. Профиль I—I' (см. рис. 43) через Гималаи в районе Симлы и выше по долине р. Сатледж. Юго-западная часть профиля — по материалам Дж. Аудена, В. Веста, Г. Пилгрима; центральная (система поздних сбросов) — в трактовке Г. Д. Ажгирей, Субгималаи: 1 — комплекс Сивалик (миоцено); 2 — серия Марри (Дагшай-Казаули) — миоцен. Низкие Гималаи, Автохтон: 3 — песчаники и сланцы серии Рампура (рифей); 4 — то же, мигматизированные; 5 — комплекс серии Шали (рифей) — кварциты, известняки и глинистые известняки; 6 — сланцы и песчаники Симла (верхний рифей — венд); 7 — серо-зеленые и красноватые сланцы и ракушечники с нуммулитами свиты Субату (средний эоцен). Аллохтон. Шарьяжная пластина Джаунсар — Крол (I): 8 — красноцветы свиты Джаунсар (девон); 9 — валунные слои Блайни (карбон); 10 — известняки и сланцы серии Крол (пермь — мезозой). Шарьяжная пластина Чейл (II): 11 — серия черных, аспидных и туфогенных, граувакковых зеленокаменно-измененных сланцев (палеозой — мезозой); 12 — порфириды синформы Ниртх, приуроченные к сланцам

А. Синха и Б. Маллика (1969—1972 гг.); строение синформы Ниртх — по И. Панде и Н. Вирди; северо-восточная часть — по А. Бертельсену, с дополнением вероятного расположения рубцовых разломов, по Г. Д. Ажгирейу
Чейл, Шарьяжная пластина Джутог (III): 13 — кристаллические метапсамиты, преимущественно кварциты в гранат-амфиболитовой фации (палеозой — мезозой). Шарьяжная пластина высоких покровов (IV): 14 — кристаллические сланцы, обычно мигматизированные (мезозой, палеозой, докембрий), корни этих покровов находятся в Высоких Гималаях; 15 — олигоценовые граниты. Тетис-Гималаи: 16 — докембрийское основание мегасинклинория Тетис-Гималаев — метаморфические, частью гранитизированные сланцы; 17 — толща кембрийских, ордовикских и более молодых отложений; 18 — Главный пограничный разлом Гималаев; 19 — взбросы в поясе Джаунсар — Крол; 20 — шарьяжные поверхности; 21 — поздние нормальные сбросы

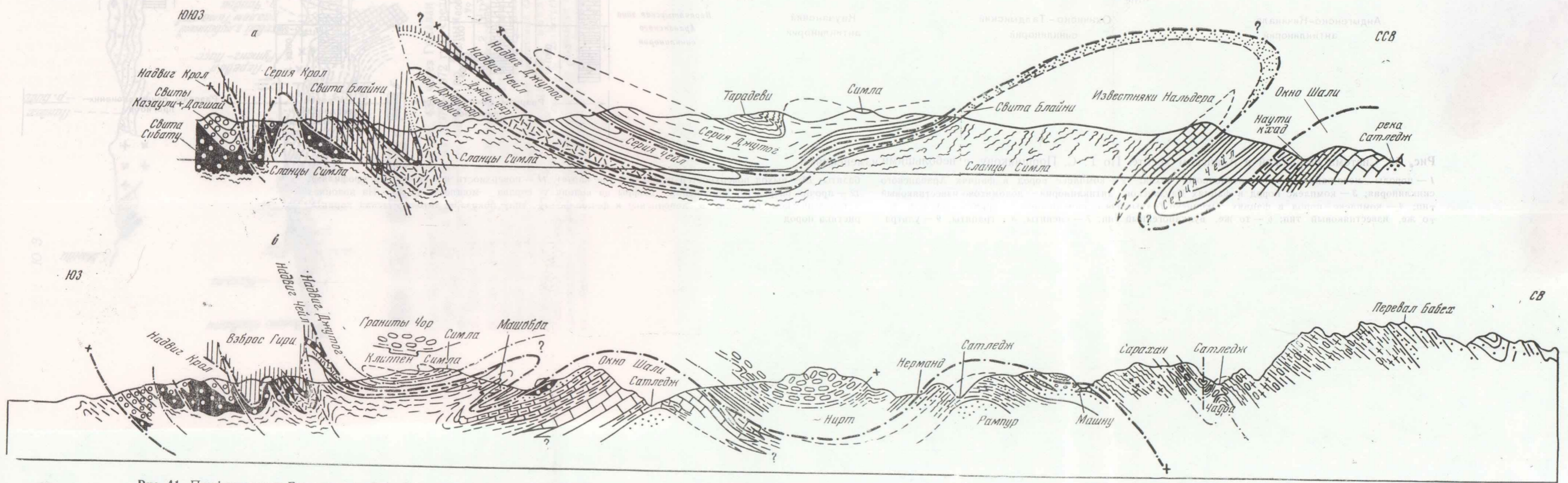


Рис. 41. Профили через Гималаи в районе Симлы и по долине р. Сатледж
а — переинтерпретация профилей Г. Пилгрима и В. Веста, Дж. Аудена и В. Веста, сделанная А. Бертельсеном (1968); Гипотетическая трактовка вергентной к северу синформной структуры

шарьяжной пластины Чейл предложена А. Бертельсеном; б — генерализованный профиль через Низкие и Высокие Гималаи. Северо-восточная половина профиля по А. Бертельсену (1968)

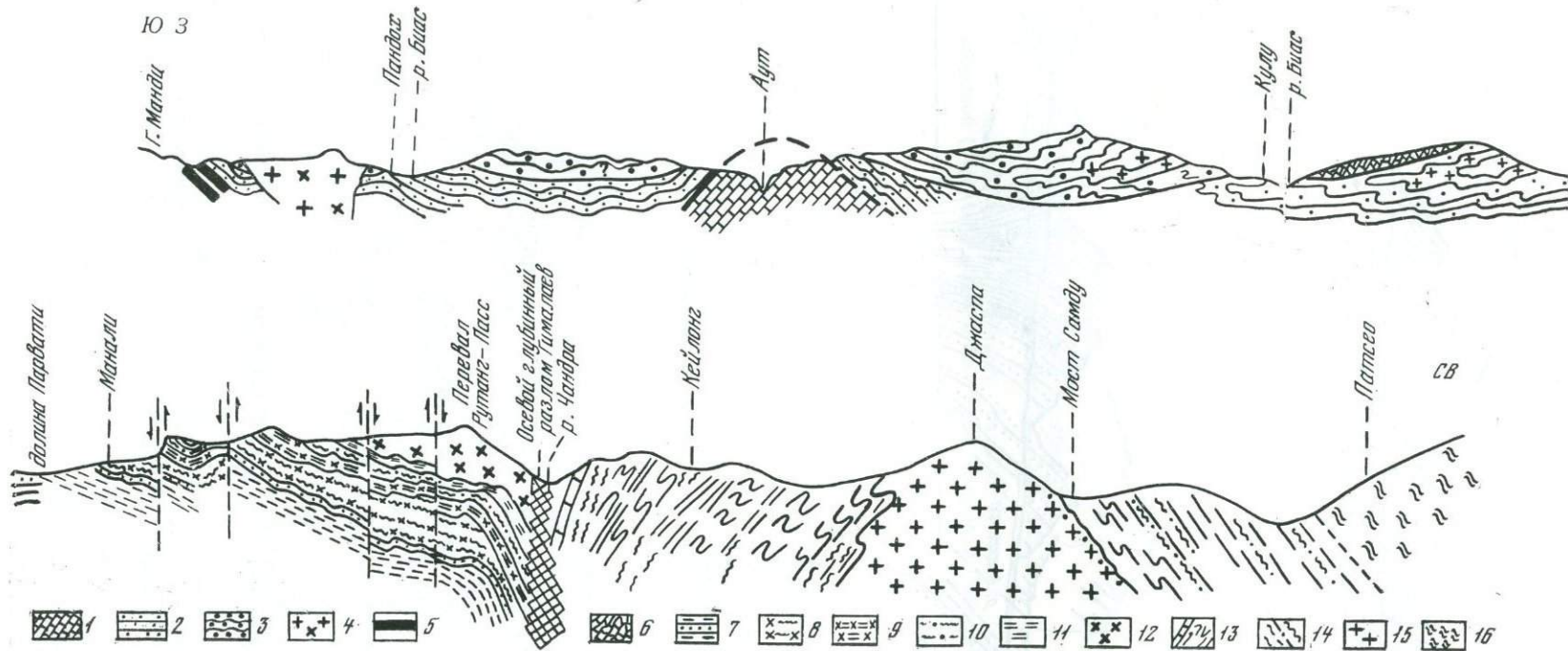


Рис. 35. Профиль II—II' (см. рис. 43) через Гималаи по долине р. Биас, от г. Манди до Патсео. Юго-западная часть профиля по материалам Г. Д. Ажгирея, А. Синха и Б. Маллика (1970—1972 гг.); средняя часть — по данным И. Панде, П. Метха (1970—1972 гг.) и И. Панде и С. Кумар (Pande, Kumar, 1974); северо-восточная часть — по данным И. Панде, В. Гупта, М. Гаутам, С. Кумар, Д. Чандха, П. Бишариа, Н. Вирди, Н. Кохар, С. Кашьян (1970 г.)

Низкие Гималаи: 1 — автохтон — известняки серии Шали (рифей); 2—5 — Аллохтон: 2 — шарьяжная пластина Чейл — черные, аспидные, туфогенные, зелено-каменно-измененные сланцы (палеозой — мезозой), 3 — шарьяжная пластина Джутог, 4 — гранитизированные породы Чейл и Джутог, 5 — офиолиты; 6 — эрозионный шарьяж Кулу. Высокие Гималаи. Аллохтон — комплекс высоких шарьяжных пластин: 7 — сланцеватые кварциты; 8 — мигматизированные кварц-биотитовые сланцы и кварциты; 9 — порфиробластовые биотитовые сланцы; 10 — гранат-слюдяные сланцы; 11 — кианит-ставролитовые сланцы; 12 — рассланцованные гнейсы и мигматиты. Зона Осевого глубинного разлома (Главная структурная линия Гималаев. Первоначально выделена Г. Д. Ажгиреем в 1970 г., опубликовано в 1975 г.): 13 — филлиты, известняки и кварциты (декембрий, местами с тектоническими линзами известняков с юрской фауной; Powell, Conaghan, 1973; 14 — рассланцованные кварциты, карбонатные сланцы, слюдяные сланцы (докембрий, палеозой, мезозой); 15 — граниты палингенные, миоценовые. Тетис-Гималаи; 16 — кембрийские (?) неметаморфизованные сланцы (Stratigraphy..., 1970)

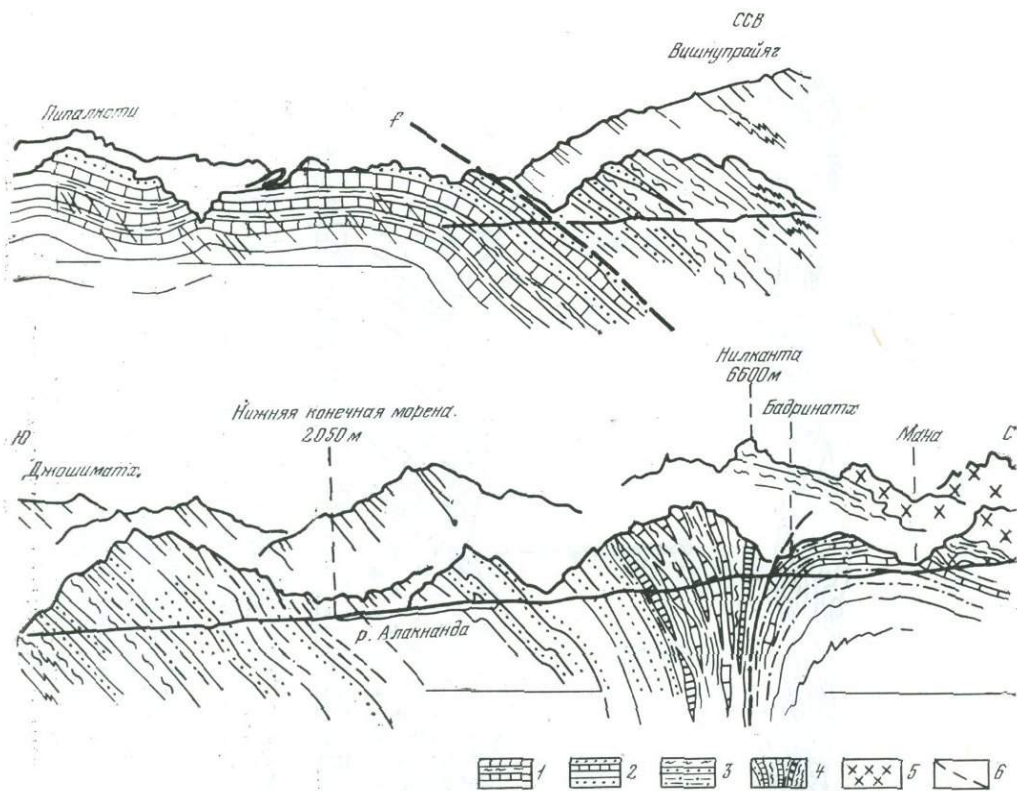


Рис. 36. Корневая тектоническая зона в Восточных Кумаонских Гималаях в верховьях Алакнанды. По А. Гансеру (1967.; Gansser, 1964)

1 — известняки, сланцы и метаморфические сланцы Теджема; 2 — кварциты Чамоли; 3 — комплекс метаморфических пород Главного Центрального надвига — гнейсы с кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами и пегматитами; 4—5 — корневая зона: 4 — кристаллические сланцы, амфиболиты, габбро-диориты, кварциты, мраморы и пегматиты, 5 — молодые турмалиновые граниты; 6 — разломы

северо-запад, снова, как и в верховьях р. Сатледж, наблюдается полоса пород Осевого разлома (рис. 35). Долина р. Чандра здесь представляет принципиально важный отрезок поперечного профиля в Высоких Гималаях, потому что вдоль ее долины, в направлении с юго-востока на северо-запад, простирается зона малометаморфизованных темных филлитов и пелито-алевролитовых сланцев, прорванных в районе сел. Джаспа мощной (около 2 км) вертикальной дайкой гранитов. Возраст гранитов 52 млн. лет¹. Северо-восточнее этой дайки метаморфизм вмещающих пород увеличивается, и они представлены кварцитами, углистыми сланцами и слюдяными сланцами. По двум пробам по биотитам определен возраст: в северной зоне вблизи контакта с дайкой гранитов 42 млн. лет, а в метаморфических породах около моста через р. Кадо-Топко 21 млн. лет.

На метаморфических породах с неотчетливым несогласием залегают почти неметаморфизованные кембрийские (?) зеленые глинистые сланцы, известняки и кварциты (ширина полосы их выходов на карте около 5 км, т. е. мощность не менее 2—3 км), а выше обнажаются фаунистически охарактеризованные верхнеордовикские породы, еще выше

¹ Все описания и пробы по пересечению выше сел. Манали принадлежат И. Панде, С. Кумару (Pande, Kumar, 1974). Определения абсолютного возраста проводились в 1972 г. калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР М. М. Аракелянц под руководством Л. Л. Шанина.

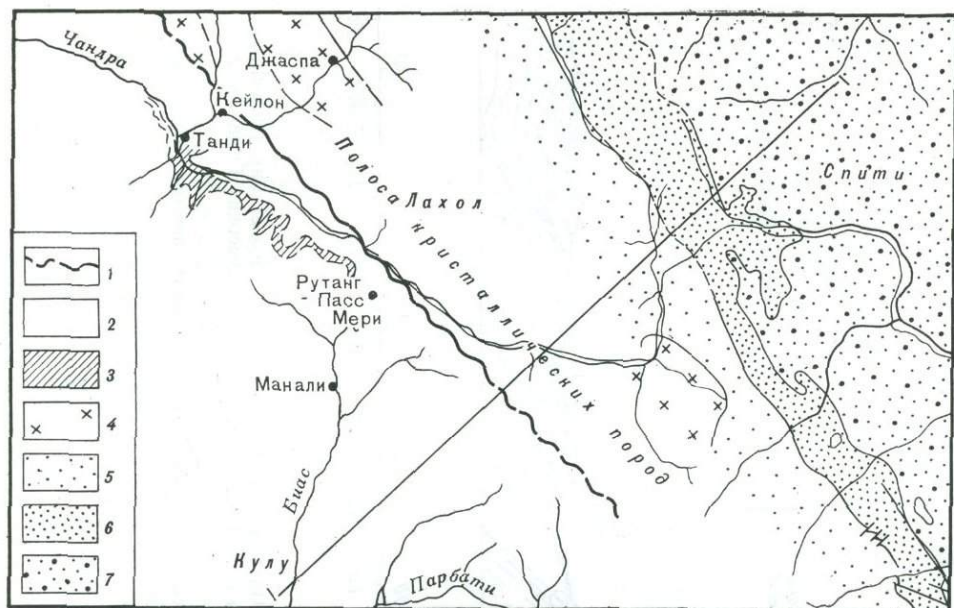


Рис. 37. Зона Осевого глубинного разлома (Главная структурная линия Гималаев) с корневой (рубцовой) зоной в бассейне р. Чандра, в Пенджабских Гималаях

Схематическая карта по С. Мак Повелу и П. Конагхану (Powell, Conaghan, 1973). К юго-западу от оси антиформы (1), сложенной малометаморфизованными породами (2) — метаморфизованные и интрузивные породы, неразделенные; среди них тектонический пакет юрских фаунистически охарактеризованных пород (3). Далее к юго-западу располагаются кристаллические породы верхних шарьяжных пластин Высоких Гималаев (см. профиль на рис. 38). К северо-востоку располагаются породы неметаморфизованные и метаморфизованные, составляющие основание мегасинклиниория Тетис-Гималаев в районе Спити, интродуцированные миоценовыми гранитами (4). Выше залегают доордовикские неметаморфизованные породы Тетис-Гималаев (5), комплекс пород ордовика — перми (6) и комплекс пород триаса — юры (7)

лежит остальная серия палеозойских и мезозойских отложений мегасинклиниория Тетис-Гималаев.

Возникают два важных вопроса: 1) откуда происходят описанные ниже покровы, т. е. где находятся корни шарьяжных покровов Южных Гималаев и 2) почему интенсивно метаморфизованные комплексы пород Высоких Гималаев отделяются от мегасинклиниория Тетис-Гималаев зоной (ширина до 15—30 км) пород, претерпевших незначительный метаморфизм в фациях филлитов и зеленых сланцев. Оба вопроса взаимосвязаны.

Шарьяжные покровы Гималаев, особенно верхние, образованные гранито-гнейсами, не могут происходить из мегасинклиниория Тетис-Гималаев, сложенного малометаморфизованными сериями палеозойских и мезозойских пород, деформированных в большие открытые складки. Очевидно, Тетис-Гималаи представляют собой особую структурно-формационную единицу. Наш опыт геологического изучения геосинклинальных областей показывает, что крупные единицы отделяются, как правило, от соседних единиц рубцовыми разломными зонами, являющимися на определенных этапах развития корневыми зонами шарьяжей. Такие огромные разломные зоны не обязательно могут быть представлены непрерывно протягивающимися разрывами. Именно такой случай наблюдается в Гималаях, где отдельные кулисные разломы, разделяющие Южные Гималаи от Тетис-Гималаев, имеют длину по простиранию от 250 до 400 км, а разломы образуют цепь кулис, протягивающуюся примерно на 2200 км. Это и есть Главный осевой разлом Гималаев

Отсутствие в некоторых местах, в заполняющих их породах, зна-

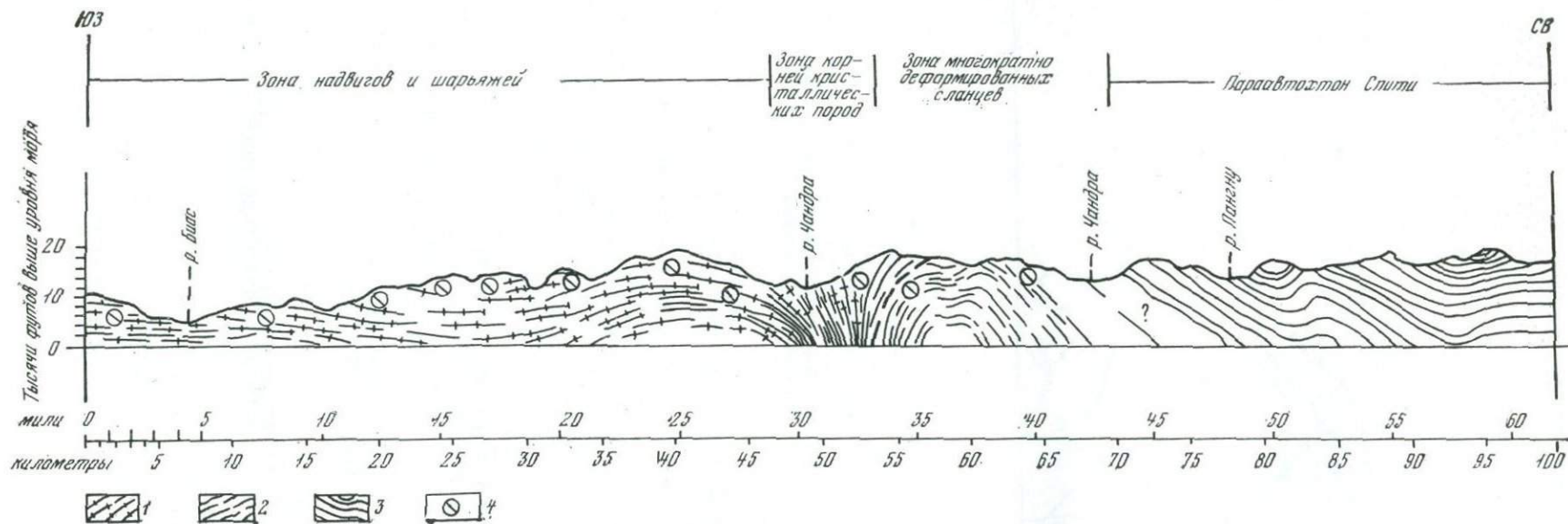


Рис. 38. Геологический профиль через зону Осевого глубинного разлома Гималаев в бассейне р. Чандра. По Мак Повелу и П. Конагхану (Powell, Copaghan, 1973). Видны рубцовая (корневая) зона верхних шарьяжных пластин Высоких Гималаев и тектоническое сопряжение Высоких Гималаев с Тетис-Гималаями

1 — поверхности сланцеватости в гнейсах; 2 — поверхности сланцеватости в метаморфических и малометаморфизованных сланцах; 3 — поверхности слоистости в фанерозойских породах мегасинклинария Спити в Тетис-Гималаях; 4 — точки наблюдений микротектонической структуры

чительного регионального метаморфизма является особой проблемой, с которой давно уже столкнулись геологи, изучавшие подобные крупнейшие региональные разломные зоны. Автор (Ажгирей, 1974) предложил гипотезу «опрокинутой крыши» для объяснения незначительности регионального метаморфизма во многих крупных разломных зонах. Она обсуждается в теоретической части монографии.

Возраст регионального метаморфизма слюдяных сланцев, заполняющих осевую зону Главного разлома, оказался верхнемиоценовым (21 млн. лет), а возраст гранитов в осевой зоне и минералов, образующихся в контактовом обрамлении гранитов, нижнемиоценовым или верхнеолигоценым (соответственно 42 и 52 млн. лет). Конечно, речь идет о возрасте последней фазы регионального метаморфизма и гранитов, потому что возраст значительной части вмещающих сланцев докембрийский, так как на них стратиграфически выше залегают нижнепалеозойские отложения.

Однако полученные цифры возраста регионального метаморфизма более метаморфизованных пород, о чем будет сказано ниже, несомненно свидетельствуют о том, что Главный осевой глубинный разлом Гималаев функционировал по крайней мере с начала фанерозоя, когда он отделял Южные Гималаи от Тетис-Гималаев. Последние имели совершенно особый состав осадков в палеозое, мезозое и кайнозое, что служит указанием на долговременное развитие зоны глубинного разлома Гималаев. Судя по установленному возрасту молодых гранитов и регионального метаморфизма слюдяных сланцев, зона Главного осевого глубинного разлома продолжала функционировать и в конце кайнозоя.

Обратимся к профилям через Высокие Гималаи, составленным ранее А. Гансером (1967, прил. III) для Восточных Кумаонских Гималаев, в верховьях р. Алакнанды, на широте сел. Бадринатх (рис. 36), а также в Восточных Гималаях Бутана, на перевале Джуле-ла. На профилях показаны типичные рубцовые зоны с круто поставленными, зажатыми в них тектонически деформированными породами.

Наши предположения о существовании корневых зон шарьяжных полого лежащих пластин различно метаморфизованных пород в Гималаях недавно подтвердились детальными исследованиями долины р. Чандра в Западных Гималаях (рис. 37), произведенными Мак Повелом и П. Конагханом (Powell, Conaghan, 1973). Они установили хорошо выраженную корневую зону, сложенную круто, почти вертикально рассланцованными гнейсами и кристаллическими сланцами, быстро приобретающими в юго-западном направлении форму полого залегающей шарьяжной пластины (рис. 38). Непосредственно к северу от этой части корневой зоны располагается антиклиналеобразная структура, сложенная разнообразными малометаморфизованными терригенными и карбонатными породами, среди которых прослеживается слой, охарактеризованный юрской фауной.

Последнее обстоятельство не означает, конечно, что породы корневой зоны представлены только мезозойскими образованиями. Изучение, например, Тырнауз-Пшекишского глубинного разлома на Большом Кавказе показало, что, несмотря на палеозойский возраст, грабен-синклинорий глубинного разлома содержит, кроме древних метаморфизованных и неметаморфизованных пачек пород, пачки черных глинистых сланцев с юрскими ископаемыми. Такое строение свидетельствует только о многократности тектонических подвижек по глубинному разлому. Этот вывод вполне закономерно распространить и на глубинные разломы осевой части Гималайских гор.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНЫХ ИНДИЙСКИХ ГИМАЛАЕВ (В ПРЕДЕЛАХ ЗОНЫ ЮЖНЫХ ГИМАЛАЕВ)

Автор проводил исследования главным образом в бассейнах рек Сатледж и Биас, в области Низких Гималаев. Геологическое строение последних характеризуется тем, что в глубоко врезанных речных долинах широко распространены мощные терригенные и карбонатные толщи, незначительно метаморфизованные. В тех же районах на возвышенностях широко развиты породы, все более сильно метаморфизованные по мере того, как их гилсометрическое положение становится выше; на вершинах водоразделов обычно залегают кристаллические сланцы, гранито-гнейсы и граниты.

На основании детального геологического картирования Низких Гималаев большинство геологов пришло к выводу, что такое необычное расположение неметаморфизованных и метаморфизованных толщ является результатом тектонического надвигания (шарьирования) регионально метаморфизованных серий пород, происходящих из Высоких Гималаев, на мощные толщи малометаморфизованных автохтонных пород.

АВТОХТОННОЕ (ПАРААВТОХТОННОЕ)¹ ОСНОВАНИЕ ГИМАЛАЕВ

В низах разреза Низких Гималаев (рис. 39) широко развиты мощные карбонатные и терригенные толщи, значение которых до сих пор было неясно главным образом по причине бедности остатками ископаемых организмов, а также потому, что составляющие низы разреза породы — автохтонные, шарьированные и аллохтонные — в равной мере малометаморфизованы.

В результате исследований Дж. Аудена (Auden, 1934), выделившего по тектоно-структурным признакам шарьированные толщи карбонатных и терригенных пород пояса Симла — Крол (точнее Джаунсар — Крол, потому что сланцы Симла параавтохтонны), а также на основе советского опыта датировки древних карбонатных пород по строматолитам удалось отделить породы автохтона от литологически похожих толщ нижних шарьяжных пластин пояса Джаунсар — Крол.

Одними из первых обратили внимание на возможность использования строматолитов для датирования возраста карбонатных толщ в Низких Гималаях профессор Р. Мишра и его ученики К. Вальдия и С. Кумар (Misra, Valdiya, 1961; Misra, Kumar, 1967; Valdiya, 1962a, б; 1969). В дальнейшем эти ученые широко использовали советский опыт по расчленению и корреляции по строматолитам древних докембрийских толщ.

В Низких Гималаях в доломитах Ганголихата мощной карбонатной серии Питхорагарха (бассейн р. Кали, вблизи границы с Непалом, примерно в 350 км юго-восточнее описываемого района), в нижних известняках Деобана района Дерадуна, в нижних известняках серии Шали в окрестностях г. Симла и в известняках Тундапатхара, образующих тектонические линзы в Главном взбросо-надвиге, отделяющем Гималаи от Индо-Гангской депрессии, в районе Амбала — Симла Р. Мишра определил *Collenia baicalica* Maslov (*Baicalia baicalica* Krylov), *C. columnaris* Fenton, *C. symmetrica* Fenton et Fenton, *C. buriatica* Maslov (= *Minjaria uralica* Kryl.).

На основании сравнения со строматолитовыми комплексами верхнего докембрия СССР К. Вальдия склонен относить эти толщи к среднему рифею или к пограничным слоям среднего и верхнего рифея.

¹ Ниже будет показано, что автохтонные породы фанерозойских шарьяжей Гималаев также испытали более древние тектонические перемещения.

В известняках Талкедар карбонатной серии Питхорагарха, в верхних известняках Деобан и в верхних известняках серии Шали К. Вальдия были собраны строматолиты, напоминающие строматолиты из группы *Jugusania* Krylov, 1963 из верхнерифейских свит Южного Урала. По мнению К. Вальдия, строматолиты в известняках Нальдера и Какархатти в сланцах серии Симла могут быть моложе позднего рифея.

Принципиальное значение имеет установленное им направленное изменение форм строматолитов вверх по разрезам докембрийских образований Нижних Гималаев, соответствующее такому же изменению форм в рифее СССР.

Выводы К. Вальдия были подтверждены, расширены и дополнены исследованиями автора и его сотрудников (Ажгирей и др., 1977). Распространение древних докембрийских карбонатных толщ было прослежено еще на 100 км к северо-западу, в бассейне р. Биас. В тектоническом окне около сел. Ларджи и Аут были обнаружены строматолиты¹ в карбонатных породах *Conophyton* ex gr. *cylindricus* (Grabau), из группы *Conophyton* Maslov, 1937, *Colonella* sp. indet, из группы *Colonella* Komar, 1964. Совместное присутствие представителей этих групп характерно для отложений нижнего и среднего рифея СССР и пока не отмечалось выше пограничных слоев среднего и верхнего рифея.

В карбонатных породах серии Шали, развитых в тектоническом окне, вскрытом глубоким ущельем р. Сатледж, около сел. Татапани были обнаружены *Newlandia*, для которых вероятен доверхнерифейский возраст, хотя в последнее время эти формы стали известны и в более высоких горизонтах докембрия. Находки строматолитов надгруппы *Tungussida*, а именно *Tungussia* (?) *Semikh* sp. indet из известняков нижней части серии Шали у сел. Кхайры датируют возраст этих пород в интервале от среднего до верхнего рифея включительно. В районе сел. Арки в линзах известняков среди сланцев Симла содержатся *Jurusania* Krylov хорошей сохранности. Они отвечают новой форме этой группы, широко распространенной в верхнем рифее СССР, от его нижних горизонтов до венда включительно. Содержащие строматолиты породы районов Нальдера, Наутикхад и Какархатти включают постройки *Jurusania* sp. и пластовые строматолиты с тонкой волнистой слоистостью.

Породы автохтона на территории Западных Индийских Гималаев, равно как и восточнее, в Непале, развиты широко, на больших площадях, и представлены четырьмя формациями. Три из них древние, докембрийские, четвертая имеет эоценовый возраст. Породы, составляющие последнюю формацию, после глубокого размыва образований древнего автохтона несогласно налегают на нижележащие отложения.

ДРЕВНИЕ АВТОХТОННЫЕ ФОРМАЦИИ

Наиболее древняя, вскрытая эрозией формация представлена мощными терригенными толщами, вышележащая формация — преимущественно карбонатными толщами. Оба древних комплекса залегают без видимого несогласия. В районе Симлы они представлены Рампурским комплексом терригенных пород, описанным А. Бертельсеном (1968), и карбонатными породами и кварцитами Шали, рассмотренными В. Уэстом (West, 1939) и Х. Сингом (Singh, 1964). Полная мощность этих отложений нигде не обнажается, и можно только предполагать, что она существенно более значительна, чем видно в обнажениях. В тектоническом окне Шали мощность верхней части серии Шали на

¹ Определения строматолитов из коллекций, собранных Г. Д. Ажгиреем, А. Синха, П. Метхом и Б. Маликом, а также одного образца, присланного профессором И. Панде (коллекция Р. Кумара) из района сел. Арки, выполнены М. Е. Раабен (ГИН АН СССР).

Возраст	Свита	Колонка	Мощность, м	Тектоническая единица	Литологический состав и руководящие формы
Протерозой (?)	Гарвальские тектонические покровы		Более 5000	Верхние аллохтонные единицы	Преимущественно кристаллические породы Гранито-гнейсы Гнейсы Кристаллические сланцы Абсолютный возраст метаморфизма 98-730 млн. лет
Палеозой (?)	Джунот (тектонический покров)		0-3000	Средние аллохтонные единицы	Слюдяные сланцы Кварциты Бойлегандж (часто с гранатом) Углистые сланцы и прослои известняков Абсолютный возраст метаморфизма 23-123 млн. лет
	Чейл (тектонический покров)		0-2000		Черные и зеленоватые глинистые сланцы и туффиты, кварцитовые сланцы и филлиты Абсолютный возраст метаморфизма 28-124 млн. лет
Верхний мезозой	Тал		0-1500	Нижняя аллохтонная единица	Кварциты Известковые граувакки Углистые сланцы
Мезозой	Крол Симла-Крол	E D C B A	1000-1200		Известняки верхнего Крола Бурые сланцы с мезозойским нанопланктоном <i>Tergestiella margereli</i> (Noel.) Rein., <i>Microrhabdulus orbitosus</i> Shum., <i>Lucianorhabdus cayeuxi</i> Defl., <i>Tetralithus gothicus</i> Defl., <i>Lithraphidites caniolensis</i> Defl., и др. Известняки нижнего Крола Песчаники
		Инфракрол			Углистые глинистые сланцы и кварциты
Перм-триас	Блайни		100-300		Розовые известняки Валунные слои (тиллиты?)
Нижний палеозой (?)	Джаунсер		450-2000		Кварциты и сланцы Сланцы с красными и светло-зелеными листоватыми включениями Конгломераты и брекчии с обломками кварца и красным песчаниковым цементом
Палеоген и эоцен	Субату и Какарха		500	Параавтохтонное основание	Сланцы, зеленые и бурые глинистые сланцы, песчаники и ракушняковые известняки с <i>Nummulites laevigatus</i> (Brug.), <i>N. perforatus</i> (Montf.), <i>Assilina exroneus</i> (Sow.) и др.
	Симла		0-2000		Сланцы Симлы (во флишевых грабенах) с верхнерифейскими строматолитами <i>Jurusania</i> Kryl.
	Шали		0-5000		Известняки Шали и кварциты Шали (=карбонатные зоны Путорагаркха, пояса Деобан-Теджам) с верхне- и среднерифейскими строматолитами <i>Newlandia</i> и <i>Tungussida</i> и средне-нижнерифейскими строматолитами в тектоническом окне Ларджи <i>Conophyton</i> и <i>Colonnella</i> .
	Рампур		0-3000		Кварциты и сланцы Рампура (=кварцитовая зона Беринага)

профиле, составленном А. Бертельсеном, превышает 5000 м. Мощность нижележащего терригенного Рампурского комплекса больше 4000 м.

Восточнее породы тех же формаций развиты в широком поясе Деобан — Теджам, находящемся южнее Главного надвига Высоких Гималаев, по которому перемещались к югу самые высокие шарьяжные пластины кристаллических сланцев и гранито-гнейсов.

Пояс Деобан — Теджам А. Гансер (1967, с. 143) подразделяет на два — северный, который он называет Чамоли — Теджам, и южный — Бадоллизер — Питхорагарх. Карбонатные толщи пояса Чамоли — Теджам имеют мощность более 4000 м, толщи кварцитов — более 1000 — 2000 м. Судя по опрокинутому залеганию строматолитов, разрез здесь обращенный, и поэтому кварциты залегают выше карбонатных пород. Южнее, в поясе Бадоллизер — Питхорагарх мощности пород автохтона также очень велики (Heim, Gansser, 1939 а, б).

Итак, на большей площади Западных Индийских Гималаев, на протяжении 500 км по простиранию и более чем на 200 км в глубину горной страны породы автохтона отличаются довольно однотипным разрезом и очень значительной мощностью. На основании литературных данных (Reemu, 1973), еще восточнее, в Непале, широко распространены автохтонные толщи тех же формаций мощных терригенных и карбонатных толщ, также со строматолитами.

Следовательно, на очень большом пространстве Южных Гималаев состав и характер пород автохтона поддается корреляции. Можно с большой уверенностью говорить о существенно одинаковых условиях образования этих громадных толщ в едином прогибе, который, судя по составу пород, можно с известной долей вероятности рассматривать как древнюю геосинклиналь Гималаев.

Нигде в Западных Гималаях и в Гималаях Непала нет указаний на существование других, более древних образований. Поэтому если наше предположение правильно, на каком-то еще более древнем фундаменте, скорее всего на фундаменте Индостанской платформы, 1700—1200 млн. лет назад, в раннем или среднем рифее, заложилась геосинклиналь Южных Гималаев в форме глубокого прогиба. Вероятность первой цифры (1700 млн. лет) установлена находкой Г. Д. Ажгиреем, А. Синха, П. Метхом, Б. Малликом ниже-, среднерифейских строматолитов в породах серии Шали в тектоническом окне Ларджи в бассейне р. Биас. Распространялась ли эта геосинклиналь в глубь Южных Гималаев до Главного осевого разлома или находилась в паре с одновозрастной рифейской эвгеосинклиналью, примыкавшей к Осевой зоне глубинного разлома, — вопрос сложный, и мы к нему вернемся ниже.

О РАННИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЯХ ПОРОД ДРЕВНЕЙШИХ АВТОХТОННЫХ ФОРМАЦИЙ В ГИМАЛАЯХ

На большой площади Западных Индийских Гималаев, между бассейнами рек Алакнанды на западе и Кали на востоке, породы формации мощных карбонатных толщ пояса Деобан — Теджам содержат строматолиты в перевернутом положении (Gansser, 1964; Гансер, 1967, с. 142). Особенно подробно этот вопрос был исследован К. Вальдия (Valdiya, 1962a), который по положению строматолитов, а также по знакам ряби и косой слоистости в кварцитах Беринага установил, что в районе Питхорагарха карбонатная серия и кварциты на огромном пространстве, простирающемся на 150 км в глубь Гималаев, залегают опрокинуто.

Рис. 39. Тектоно-стратиграфическая колонка Низких Гималаев в бассейнах рек Сатледж и Биас. Составлена Г. Д. Ажгиреем (1964—1972 гг.) по личным наблюдениям с использованием данных А. Синха и Б. Маллика и литературных источников.

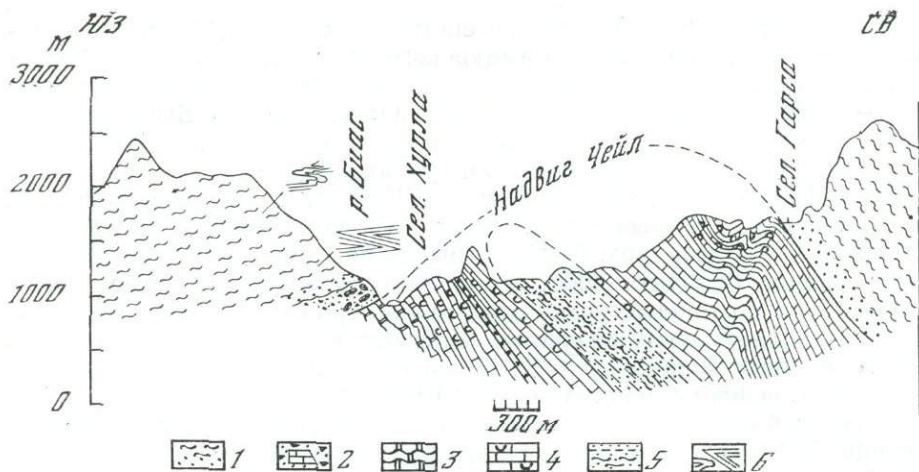


Рис. 40. Схематический профиль через тектоническое окно Ларджи
По А. Синху (Sinha, 1972)

Аллохтон: 1 — сланцы и кварциты серии Чейл; 2 — брекчия в зоне шарьяжа Чейл. Автохтон; 3 — мраморизованные известняки серии Шали; 4 — известняки серии Шали со строматолитами (показано нормальное и опрокинутое залегание строматолитовых построек); 5 — кварциты серии Шали; 6 — микроструктура в сланцах Чейл

А. Синха в 450 км северо-западнее района Питхорагарха, в тектоническом окне Ларджи, наблюдал сжатую и опрокинутую к юго-западу антиклиналь, образованную древнейшими, судя по строматолитам, рифейскими карбонатными породами серии Шали, что доказывается перевернутым залеганием строматолитов в одном из ее крыльев. Опрокинутая складка пород серии Шали совершенно несогласно перекрывает ся олигоценовым шарьяжем пластины Чейл.

Итак, вскрытые эрозией мощные автохтонные формации терригенных и карбонатных пород, которые удовлетворительно коррелируют между собой, по крайней мере на половине описываемой площади залегают опрокинуто. Их опрокинутое залегание не связано с позднеальпийской деформацией Гималаев, потому что никак не соответствует условиям залегания вышележащих аллохтонных шарьяжных пластин послесреднеоценового, вероятно, олигоценового возраста. Это четко видно на разрезе через тектоническое окно Ларджи (рис. 40), а также на профилях через Гималаи, составленных А. Геймом и А. Гансером (Heim, Gansser, 1939a, б).

Когда же могли произойти эти огромные деформации, которые привели к опрокинутому залеганию пород автохтона на большой площади, распространяющейся в глубину Гималаев? Это, по-видимому, указывает на образование очень больших опрокинутых складок. Проблема возраста интенсивных деформаций пород, составляющих автохтонное основание Гималайского сооружения, представляет одну из загадок строения и истории их развития.

Возможно, описанные деформации не древнее байкальских, потому что рифейский разрез геосинклинали Южных Гималаев представляется, судя по смене состава строматолитов и отсутствию больших внутриформационных несогласий, более или менее непрерывным. Возможность более молодого возраста деформации пород автохтонного основания, чем раннебайкальский, маловероятна, судя по тектоническим взаимоотношениям деформированных пород формации Шали с недеформированными позднерифейскими породами третьей, описываемой ниже автохтонной формации.

Во всяком случае, если мы сейчас называем комплекс вышеописанных пород автохтонным, то только относительно послесреднеэоценовых, олигоценых шарьяжных структур. Правильнее говорить о параавтохтонном характере мощных геосинклинальных рифейских толщ первой и второй рифейских формаций.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ (ТРЕТЬЯ) АВТОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ

Довольно важным фактом, если он подтвердится, будет установление самостоятельной верхнерифейской, более молодой автохтонной формации в районе Симлы, а затем распространение этих представлений на район Чакраты и в бассейне Ганга (города Массури — Дера — Дун).

Строматолиты, найденные К. Вальдия, Р. Кумаром и А. Синхом в сланцах Симлы, были определены М. Е. Раабен как верхнерифейские, многие из форм, возможно, могут быть вендскими и моложе.

А. Синха в результате детального картирования долины Наути-Кхад и водораздела Нальдеры севернее г. Симлы, а также Г. Д. Аджирей на основе данных детального картирования А. Синха пришли к выводу о существовании древнего сброса, впоследствии омоложенного альпийскими движениями, отделяющего сланцы Симлы от пород серии Шали. Так была разрешена проблема взаимоотношений сланцев Симлы и пород Шали, поставленная А. Бертельсеном (1968), не располагавшим еще материалами детального картирования. А. Бертельсен предполагал существование в районе водораздела Нальдеры опрокинутой к северу синформной шарьяжной пластины, сложенной сланцами Чейл, описываемыми ниже. Однако на водоразделе Нальдеры их не оказалось, нет и синформной структуры (рис. 41). Вероятно, здесь существовал большой сброс, разделивший породы двух разных формаций. Сброс был подновлен в плейстоцене или раньше, на его продолжении у сел. Татапани известны горячие сероводородные источники.

Вероятно, как и в других геосинклиналях, в конце рифея, после больших шарьяжных перекрытий байкальского этапа, геосинклиналь пра-Гималаев была разбита системой нормальных сбросов; образовались грабены, в которых отложилась более молодая автохтонная формация типа сланцев Симлы, иногда флишеидных, в низах которой флишевые черты редуцированы и «сланцы» Симлы сложены мощными слоями тонкозернистых песчаников.

К. Вальдия (Valdiya, 1969) описал сланцы Симлы во всех районах Гималаев, где они хорошо коррелируются со стратотипом этих же сланцев около г. Симлы. По его мнению, обломочный материал в верхнерифейские грабены был снесен с прилегающих к Гималаям частей Индостанского щита.

Если верны наши представления о нормальном залегании верхнерифейской формации сланцев Симлы, то возрастная граница огромных рифейских шарьяжных перекрытий в геосинклинали Низких Гималаев определяется как самые верхи рифея, может быть, венд. Устанавливаемые факты имеют теоретическое значение, потому что до сих пор большие шарьяжи не были достоверно установлены в складчатых сооружениях байкальской тектоно-магматической эпохи.

О ТАК НАЗЫВАЕМОЙ АКТИВИЗИРОВАННОЙ ЧАСТИ ИНДОСТАНСКОГО ЩИТА, ОБРАЗУЮЩЕЙ ЮЖНЫЕ ГИМАЛАИ

Распространено мнение, что современная Гималайская горная страна возникла не в результате обычной эволюции геосинклинальных прогибов, а как пояс орогенной активизации древних консолидированных пород части Индостанского щита (Гансер, 1967, с. 306, 310). Утвер-

ждение А. Гансера о незначительных корнях Гималаев, с поверхностью Мохоровичича на глубине 35—40 км, является недоразумением. П. Н. Кропоткин, Е. Н. Люстих и Н. Н. Повало-Швейковская в 1957 г. указывали на залегание поверхности Мохоровичича под Гималаями на глубине 60—70 км. Аналогичные данные находим на карте рельефа поверхности Мохоровичича территории СССР и сопредельных стран, составленной в 1970 г. под редакцией Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, И. С. Вольвовского и др.

Тектоническая структура пород, заполняющих большой рифейский прогиб в южной части Южных Гималаев, не имеет ничего общего со структурами северных частей Индостанского щита. Тектонические простирания в поясе Дели — Аравали — Читтор — Малани (Sarkar, 1968) имеют направление, почти перпендикулярное генеральным направлениям в западных Гималаях. Установлены редкие случаи и поперечных простираний, но они локальны.

Первоначально возраст главных тектонических деформаций в Аравалийском поясе считался позднерифейским (580—640 млн. лет). Затем исследованиями С. Саркара выяснено, что названные цифры указывают возраст регенерации, а не главных тектонических деформаций. Появилось много новых определений абсолютного возраста метаморфизма пород древнего основания в этом же поясе и среди них цифры 2600 и 3500 млн. лет. Таких древних пород на уровнях эрозионного среза в Гималаях нет.

Следовательно, наиболее вероятно заложение Гималайской геосинклинали на фундаменте Индостанского щита примерно 1700 млн. лет назад, что соответствует старым представлениям Г. Штилле об эпохе «великой революции» (Algotan Umbguch), в течение которой произошло образование главных разломов системы Тетиса.

Обычно противники таких взглядов указывают на отсутствие сведений о геосинклинальном развитии Южной Гималайской системы в фанерозое. Действительно, в легко доступных для изучения зонах Низких Гималаев, кроме широко распространенных пород рифейского автохтона и многочисленных шарьированных пластин, как будто нет определенных признаков существования геосинклинальных прогибов в фанерозое.

Однако в таких случаях неосновательно сбрасывают со счетов породы, образующие покровные пластины, недооценивают вероятную очень большую пережатость некогда широкой зоны Высоких Гималаев, откуда происходят самые высокие покровные пластины. Корни покровов Южных Гималаев могли быть рифейскими и фанерозойскими геосинклинальными впадинами, в настоящее время почти целиком сжатыми и скрытыми под вышележащими шарьяжами. А. Гансер (1967, с. 308) считает, что Гималаи в процессе деформации испытали поперечное сокращение не менее чем на 400 км. Эта величина, вероятно, минимальная, потому что А. Гансер не учитывает геосинклинального происхождения Гималаев.

РИФЕЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ ГИМАЛАЕВ

Прежде чем рассматривать фанерозойские образования Гималаев, следует закончить обсуждение вопроса о рифейской истории Гималаев. Выше было показано, что в течение всего рифея (т. е., вероятно, от 1700 до 600 млн. лет назад) в южных тектонических зонах существовал геосинклинальный прогиб. Этот прогиб был достаточно значительным, потому что вскрытые современной эрозией мощности автохтонных пород обычно больше 5—6 км, а расположенная глубже нескрытая часть может быть также большой. На это указывает размах опрокину-

тых складок, подвернутые крылья которых протягиваются в глубь гор на 150 км.

Возникает естественный вопрос — если во внешней части геосинклинальной системы существовал такой значительный геосинклинальный прогиб, не было ли парного ему эвгеосинклинального прогиба во внутренней части системы? Есть прямые указания на существование вулканогенных эвгеосинклинальных толщ в тектонических зонах Высоких Гималаев, там, где эти зоны непосредственно примыкают с юга к Осевому глубинному разлому.

Некоторый материал по этому вопросу получен в 1969—1971 гг. Сурендар Кумаром при изучении Высоких Гималаев в бассейне р. Бисас, севернее сел. Манали, вдоль дороги Кулу — Ротанг-пасс. Здесь выше типичной шарьяжной пластины Джутага располагаются кристаллические сланцы и гранито-гнейсы самых высоких шарьяжных покровов.

Почти все породы, взятые С. Кумаром из шарьяжных пластин, показывают высокие содержания SiO_2 (62—74%) и K_2O (до 7%), что указывает на далеко прошедшие процессы гранитизации исходных пород, восстановить первоначальный состав которых часто вряд ли возможно. Большинство пород представлено кварц-мусковит-биотитовыми, в той или иной мере мигматизированными кристаллическими сланцами, мусковитовыми и микроклиновыми гранито-гнейсами.

Среди этих глубоко измененных пород только четыре образца внешне петрографически близки к нормальным регионально метаморфизованным сланцам и сложены биотит-гранатовыми, кварц-биотит-гранатовыми и кварц-биотит-мусковитовыми сланцами с содержанием (в вес. %): SiO_2 54—65, Al_2O_3 12—16, Fe_2O_3 1—5, FeO 5—11, MgO 2,5—5, CaO 0,5—5, Na_2O 0,5—3,6 и K_2O 1—6,5.

Повышенные содержания SiO_2 и K_2O указывают на то, что и эти породы не избежали довольно значительных метасоматических изменений, связанных с гранитизацией. По химическому составу они близки к породам габбро-диоритовой и базальтовой формаций геосинклинальных областей, для которых характерны содержания (в вес. %): SiO_2 50—62, Al_2O_3 15—17, Fe_2O_3 3—5, FeO 5—6, MgO 3—7, CaO 6—10, Na_2O 2—3, K_2O 1—2.

Особенно важно обнаружение петрографическими методами несомненных метавулканитов среди пород шарьяжной пластины Чейл, занимающей более низкое тектоническое положение, но происходящей из «корней», расположенных на границе Низких и Высоких Гималаев, либо из рубцовых зон Высоких Гималаев, перекрытых поверхностью Главного центрального надвига, описанного А. Гансером.

Химические анализы метавулканитов Чейл были выполнены А. И. Округиной под руководством М. М. Чеховских в лабораториях МГУ и Университета дружбы народов и оказались удивительно близкими к анализам четырех образцов кристаллических сланцев С. Кумара. В зеленых сланцах Чейл содержатся (в вес. %): SiO_2 50—55,5, Al_2O_3 13—17, Fe_2O_3 2—5, FeO 4—10, MgO 4—7, CaO 2—6, Na_2O 0—3 и K_2O 3—5. Высокое содержание калия объясняется, по-видимому, наложенными метасоматическими процессами гранитизации. Хорошее совпадение анализов образцов несомненных вулканитов Чейл и предполагаемых вулканитов из района Ротанг-пасса подкрепляет нашу гипотезу об эвгеосинклинальном характере существенной части пород, образовавшихся во внутренних тектонических зонах Высоких Гималаев.

Абсолютный возраст двух проб кристаллических сланцев, происходящих из зоны Высоких Гималаев, позволяет отнести некоторые породы верхних шарьяжных пластин к рифею. Имеются два определения: одно Д. Круманакхера, на которое ссылается А. Гансер (1967, с. 304), — обломочный мусковит из слюдяных кварцитов покрова Навакот в Непале (728 млн. лет), второе наше из коллекции С. Кумара — проба КО-20

из гранат-слюдяных кристаллических сланцев, частично мигматизированных, обнажающихся у сел. Мери, севернее района Манали, в бассейне р. Биас (730 млн. лет).

Следовательно, вероятность существования мощных рифейских вулканогенных накоплений в северных зонах Южных Гималаев вполне реальна. Есть много оснований предполагать образование большой парной рифейско-фанерозойской геосинклинали — миогеосинклинали на юге и эвгеосинклинали на севере Южных Гималаев.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЮЖНЫХ ГИМАЛАЕВ

Возникает вопрос, какова была геологическая история Гималаев (исключая Тетис-Гималаи, которые в фанерозое представляли северную миогеосинклинал, перманентно развивавшуюся весь палеозой, триас, юрское и часть мелового времени).

После байкальского тектогенеза, когда сформировалась система больших шарьяжей в Южных Гималаях, без существенных проявлений регионального метаморфизма (на уровнях современного эрозионного среза), произошла временная консолидация подвижного пояса в позднем рифее, сопровождавшаяся образованием систем нормальных сбросов и грабенов, заполнявшихся флишондными сланцами Симлы.

Как долго продолжалась эта консолидация, судить трудно в связи с бедностью органическими остатками пород и поэтому большими проблемами в геологической летописи Гималаев.

Палеозойские и мезозойские породы в Низких Гималаях Кумаона пока не известны в коренном (автохтонном) залегании. В Высоких Гималаях Пенджаба и в Гималаях Непала описаны спорадические находки силурийской фауны в породах с неясными тектоническими взаимоотношениями. К. Поуэлл и Р. Конагхан (Powell, Conaghan, 1973) обнаружили юрскую фауну в породах, зажатых в тектонической зоне Осевого глубинного разлома в бассейне р. Чандра. Выше рифейского автохтона в Гималаях Кумаона залегают аллохтонные единицы, из которых самая нижняя, образующая пояс Джаунсар — Крол, сложена неметаморфизованными породами.

Вероятно, в палеозое в самой южной части Низких Гималаев либо совсем не происходило осадконакопления и эта часть представляла собой геодантиклинал, либо породы палеозойского чехла в какой-то период были эродированы.

Только в среднем эоцене (лутетский век) произошла морская трансгрессия, в связи с чем непосредственно на рифейских автохтонных породах накопились слои свиты Субату, сложенные серыми, зеленоватыми и красными глинистыми сланцами, песчаниками и органогенными известняками с нуммулитидами: *Alveolina ovoidea* d'Orbigny; *Nummulites scabra* Lam, *N. laevigatus* (Brug.) (incoludes *N. actus* of Sowerby); *N. obtusus* Sow. = *N. perforatus* (de Montf.) (megalaspheric form of *N. obtusus*) *N. beaumonti* d'Arch and *H. Assilina exponens* (Sow.); *A. spira* de Roissy.

Слои свиты Субату вошли в состав основания в качестве четвертой автохтонной формации, которая перекрывается аллохтонными шарьяжными пластинами. В некоторых местах этими же шарьяжными пластинами, по-видимому гравитационными их отторженцами, перекрываются даже более высокие слои неогенового разреза, представленные свитами Дагшай (нижний миоцен) и Казаули (верхний миоцен).

Так как региональный метаморфизм отсутствует и в автохтонных породах Низких Гималаев, до сих пор исследователям Гималаев трудно уверенно разделить породы рифейского автохтона и аллохтонные породы нижней покровной пластины пояса Джаунсар — Крол.

Б. Тевари (Tewari, 1969) и в 1970—1972 гг. А. Синха (Sinha, 1975) обнаружили мезозойский наннопланктон в мощных карбонатных толщах пояса Джаунсар — Крол. Строматолиты фанерозойского облика изредка встречались в них. С другой стороны, наннопланктон мезозойского облика нигде не отмечен в мощных карбонатных толщах автохтона.

Этими наблюдениями была обеспечена региональная корреляция пород автохтона и аллохтона и показано, что нижняя тектоническая единица аллохтона составлена породами формаций, залегающих внутри тектонической пластины в общем согласно. Это согласие может быть только кажущимся, вероятнее всего аллохтонные породы самой нижней пластины принадлежат фанерозою.

ШАРЬЯЖНЫЕ СТРУКТУРЫ ГИМАЛАЕВ

В Западных Индийских Гималаях распознаются четыре альпийских шарьяжных комплекса, образующих четыре надвинутые одна на другую пластины (см. рис. 34). Конечно, мы упрощаем схему, потому что в конкретных случаях можно подозревать дополнительные усложнения, расщепления и повторения шарьяжных комплексов или их отдельных составляющих. Сверху вниз располагаются (см. рис. 39):

1) кристаллические покровы, в некоторых районах известные как Гарвальские, сложенные высокометаморфизованными кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами; мощность покровов колеблется от сотен до многих тысяч метров;

2) комплекс покрова Джутог, представленный кварцитовыми толщами средней ступени метаморфизма, с гранатом, с характерными в некоторых разрезах базальными горизонтами, образованными слоями графитовых сланцев и линзами биотитовых сланцевых пород; мощность комплекса обычно не превышает 2000 м;

3) комплекс покрова Чейл, представленный обычно черными и темно-зелеными сланцами, алевролитами и серыми кварцитами, тонко пересланцающимися, обычно хлоритизированными филлитами, зелеными хлоритовыми сланцами и туфовыми сланцами; мощность комплекса 3000 м, но местами покровы тектонически пережаты до тонких пластин толщиной в десятки метров;

4) комплекс покрова пояса Симла — Крол, выделенного под таким названием Дж. Ауденом (Auden, 1934), переименованный нами в покров Джаунсар — Крол, чтобы избежать недоразумений в связи с тем, что сланцы Симлы — автохтон. Пояс прослежен Дж. Ауденом вдоль южных тектонических окраин Низких Гималаев более чем на 500 км по профилю.

Сланцы Симлы составляют автохтонное основание, тогда как вся остальная часть разреза пород, от Джаунсара внизу и до Крола включительно, относится к аллохтонной пластине. Это очень сложный комплекс, в свою очередь распадающийся на отдельные покровы вторых и третьих порядков. Мощность составляющих его пород превышает 9000 м, но нигде такая мощность не наблюдается в конкретных разрезах. По возрасту комплекс пород покрова Джаунсар — Крол относится, вероятно, к периоду от начала палеозоя или среднего палеозоя и включает, возможно, весь мезозой.

Система шарьяжных чешуй покрова Джаунсар — Крол составлена (снизу вверх) породами серии Джаунсар, свит Блайни и Инфракрол, серии Крол и, возможно, серии Тал. Все эти породы содержат исключительно мало органических остатков, поэтому о возрасте их идут большие споры и корреляция отдельных серий до настоящего времени основывалась на блестяще проведенном детальном структурно-геологиче-

ском картировании пояса Симла — Джаунсар — Крол. Это картирование выполнялось большим коллективом геологов, но общая сводка данных принадлежит Дж. Аудену (Auden, 1934, 1937 г.).

ПОКРОВЫ ПОЯСА ДЖАУНСАР — КРОЛ

Самая нижняя часть аллохтонного комплекса Джаунсар — Крол сложена серией Джаунсар. Породы этой серии представляют собой молассоидную терригенную, иногда красноцветную формацию, которая имеет, вероятно, девонский возраст. Есть и другие точки зрения, согласно которым серия Джаунсар может иметь докембрийский, кембрийский и ордовикский возраст (Гансер, 1967, с. 131).

Серия Джаунсар подразделяется (снизу вверх) на свиты Мандхали, Чандпур и Нагтхат. Свита Мандхали сложена кварцитами и глинистыми сланцами с пачками мраморов. Грубозернистые, иногда конгломератовидные кварциты вверху переходят в валунные слои, иногда смешиваемые с вышележащими тиллитовыми валунными слоями Блайни. Располагающаяся выше пластина, отделенная поверхностями тектонического срыва, сложена породами свиты Чандпур, весьма литологически похожими на породы чуждого комплексу Джаунсар — Крол и лежащего выше тектонического комплекса Чейл. Не исключено, что свита Чандпур является инородным телом в комплексе Джаунсар — Крол. Она представлена тонко чередующимися прослоями кварцитов и филлитов (до 12 прослоев на 1 см), а также зелеными хлоритовыми сланцами и туфами.

Вышележащая, несомненно относящаяся к серии Джаунсар свита Нагтхат представлена песчаниками, аркозами, кварцитами, конгломератами, пурпурными с яблочно-зелеными чешуями мергелями или филлитами (их можно было бы по «альпийской» терминологии именовать флекен-мергелями). Местами в свите Нагтхат встречаются валунные слои, но в отличие от валунных слоев Мандхали в этих валунах нет обломков кристаллических известняков. В 1970 г. А. Синха во время совместного с автором маршрута в районе Сенджоли, северо-восточнее Симлы, обратил внимание на небольшое обнажение пурпурных с яблочно-зелеными чешуями мергелей, литологически идентичных с породами свиты Нагтхат. Геологически это обнажение вполне может относиться к породам серии Джаунсар, потому что юго-западнее их залегают зеленые метаморфические сланцы тектонической пластины Чейл. До сих пор это важное обнажение в литературе не было описано, а между тем оно еще раз подтверждает обычную последовательность залегания пород тектонической пластины Чейл на нижележащей пластине комплекса Джаунсар — Крол.

Общая мощность серии Джаунсар значительна и в некоторых районах превышает 2000 м. Органические остатки в породах серии неизвестны, но выше, в свите Инфракрол, перекрывающей свиту Блайни, более или менее согласно залегающую выше пород серии Джаунсар, С. С. Шахом и др. (Sah e. a., 1968) найдена пыльца триасового возраста. Поэтому предположение о девонском или позднепалеозойском возрасте пород серий Джаунсар правдоподобно, поскольку породы серии Джаунсар, свит Блайни, Инфракрол и Крол образуют структурно-тектонически одну единицу, не разделенную крупными несогласиями.

Как уже было отмечено, на породах серии Джаунсар залегает свита Блайни. А. Гансер предполагает, что это залегание трансгрессивное, но в детальном геологическом профиле обычно существенного несогласия между обеими свитами не наблюдается, только в предгорьях Тхери-Гарвал (Гансер, 1967, с. 140) валунные слои Блайни находятся в неясных, возможно, трансгрессивных взаимоотношениях со сланцами, похожими на сланцы Симлы. Однако в этом районе сланцы Симлы ошибочно

смешивались со сланцами Чейл, и поэтому определенные заключения делать трудно.

Свита Блайни представлена двумя характерными разновидностями: внизу располагаются валунные слои, сверху — перекрывающие их розовые известняки. Многие геологи, основываясь на находках валунов с ледниковыми штрихами в породах Блайни, коррелируют их с верхнекаменноугольными валунными слоями Талчер с гондванской флорой, распространенными на Индостанском щите. Мощность свиты Блайни колеблется от десятков до первой тысячи метров.

Между свитами Блайни и Крол располагаются слои свиты Инфракрол, сложенные темными и углистыми сланцами и полосчатыми кварцитами. Мощность свиты Инфракрол более 150 м. Р. Ситолей, С. Сах и С. Дубе (Sitholey e. a., 1954) впервые обнаружили в породах Инфракрол микрофосилы в районе Найнитал — Джеоликот. Позднее исследование продолжили С. Сах, Б. Венкатачала и Р. Лакханпал (Sah, Venkatachala, Lakhanpal, 1968).

Преобладает пыльца небороздчатых двухмешковых типов (*nonstriate bisaccate pollen types*), а именно — *Voltziaceasporites*, *Platysaccus*, *Sulcatisporites*, *Triadispora*, *Cuneatisporites*, *Alisporites*. Бороздчатая пыльца представлена незначительным количеством типов *Striatopiceites*, *Strotersporites*, *Striatites*. Редки представители птеридофитовых родов *Laevigatosporites* и *Apiculatisporis*. Хотя часть названных выше типов небороздчатых двухмешковых представителей пыльцы свойственна пермским родам, однако среди последних, по крайней мере в Индии, преобладают бороздчатые одномешковые типы пыльцы, и только начиная с нижнего триаса увеличивается количество небороздчатых двухмешковых типов. Кроме того, типы *Triadispora* и *Voltziaceasporites* вообще известны только в триасовых отложениях.

Выше залегает серия Крол, в составе которой преобладают карбонатные породы. В основании серии находятся массивные оранжевые песчаники изменяющейся мощности — обычно от десятков до первой сотни метров. Выше лежит толща карбонатных пород и карбонатноглинистых сланцев, общей мощностью более 600 и до 1500 м. А. Гансер указывает, что мощная толща известняков Крол является главным стратиграфическим элементом всего пояса Джаунсар — Крол. Это указывает на важность точного распознавания мощной карбонатной толщи Крол от не менее мощных и литологически похожих толщ, слагающих автохтонное основание Низких Гималаев — карбонатных толщ Шали, Теджам, Деобан, Беринаг, Питорогарх.

А. Синха (Sinha, 1972) в коллекциях, собранных им в окрестностях г. Солон, в глинистых сланцах Крол горизонта В обнаружил под электронным микроскопом, а О. Б. Дмитренко (Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им. Губкина) определила и описала остатки наннопланктона. Позднее эти определения были подтверждены проф. Г. Стратнером (Вена).

Обнаружены следующие формы мезозойских кокколлитов, некоторые из них достаточно хорошей сохранности: *Tergestiella margereli* (Noël.) Rein, *Microrhabdulus orbitosus* Shum., *Lucianorhabdus cayeuxi* Defl., *Tetralithus* cf. *gothicus* Defl., *Lithraphidites carniolensis* Defl., *Chiastozygus* sp. и др.

Теперь выдающаяся по структурно-геологическим наблюдениям работа Дж. Аудена (Auden, 1934) получила палеонтологическое обоснование. Недопустимо смешивать мощную карбонатную толщу Крола с какой-либо из автохтонных мощных толщ карбонатных пород, выявляемых по находкам в них рифейских строматолитов — свит Шали, Теджам, Деобан, Беринаг, Питорогарх.

Выше пород серии Крол в некоторых широких синклиналях залегают породы серии Тал и среди них слои нижнего Тала, представлен-

ные темными, обычно известняковистыми граувакками, углистыми сланцами, а также кварцитами. Мощность слоев 1000 м. Выше лежат слои верхнего Тала, сложенные среднезернистыми, обычно аркозовыми кварцитами, богатыми микроклином. Слои Тал самые молодые в шарьяже Джаунсар — Крол. Д. Вадиа (Wadia, 1957) указывает на находки в них белемнитов, кораллов и гастропод юрского облика.

Хотя породы серии Тал залегают, по-видимому, согласно с подстилающими их породами серии Крол, их небольшое распространение в поясе Джаунсар — Крол заставляет с осторожностью включать их в шарьяжную единицу.

Мощность пород комплекса Джаунсар — Крол довольно значительная. В нижней части преобладают терригенные, иногда довольно грубокластические образования различной мощности в разных районах, в среднем около 2000 м. Верхняя часть разреза сложена известняками мощностью около 1000 м. Предположительно в составе этого комплекса могли отлагаться терригенные осадки серии Тал мощностью до 1500 м. В разрезах мощности отдельных серий еще более значительны. По-видимому, впадина, в которой образовались отложения комплекса Джаунсар — Крол, с достаточным основанием может рассматриваться как геосинклинальный прогиб.

Важно выяснить, откуда происходят покровы Джаунсар — Крол, где находился в течение палеозоя и мезозоя бассейн, в котором отлагалась серия пород комплекса Джаунсар — Крол. Если принять во внимание малую метаморфизованность пород, этот геосинклинальный прогиб располагался в южной, периферической, части палеозойской и мезозойской геосинклинальной системы Гималаев, имея в основании рифейский автохтон. Корневую зону шарьяжа Джаунсар — Крол следует искать в небольшом удалении (60—70 км) от современной фронтальной части шарьяжа. Конкретно, для района Симлы корневая зона может находиться под синформой Нирта, потому что очень часто синформы более высоких шарьяжных пластин образуются над субпараллельными корневыми зонами залегающих ниже шарьяжей.

ПОКРОВ ЧЕЙЛ

В районе Симлы выше шарьяжного комплекса Джаунсар — Крол залегают тектоническая пластина покрова Чейл. Несмотря на вполне определенное выделение этой единицы всеми исследователями района Симлы (покров был выделен Г. Пилгримом и В. Д. Вестом в 1928 г. и с тех пор признавался в качестве самостоятельной единицы В. Вестом (West, 1939), Х. Н. Сингхом (Singh, 1964), А. Бертельсеном (1968) и другими геологами), в сводке А. Гансера (Gansser, 1964; Гансер, 1967) породы Чейл оказались утерянными. А. Гансер относил одну часть пород Чейл к Джутогу (там, где они сильнее метаморфизованы), а другую — к породам серии Симлы (там, где они метаморфизованы меньше). Это обстоятельство дало основание Г. Д. Ажгирею и Б. Маллику в 1970—1971 гг. провести специальные исследования, чтобы выяснить, являются ли породы Чейл самостоятельной стратиграфической единицей, образующей также самостоятельную шарьяжную тектоническую единицу.

Задача изучения пород Чейл естественно подразделялась на две части. Во-первых, следовало выяснить петрографические особенности этих пород, залегающих иногда на автохтонных сланцах Симлы, иногда на разных горизонтах пород нижнего шарьяжного покрова Джаунсар — Крол. Выше пород Чейл по поверхности надвига лежат породы шарьяжа Джутог. Таким образом, три комплекса пород — сланцы Симлы, терригенные образования Джаунсара, а также сланцы и кварциты Джутог — могли ошибочно коррелироваться с породами Чейла, что в

действительности имело место в некоторых случаях. Вторая часть задачи заключалась в выяснении структурно-тектонической обособленности пород Чейл от пород автохтона, пород нижнего шарьяжного покрова Джаунсар — Крол и пород вышележащего шарьяжного покрова, сложенного кристаллическими сланцами и кварцитами Джугог, т. е. выяснить, насколько самостоятельна и типична эта единица.

А. Бертельсен и Г. Д. Ажгирей, совместно участвовавшие в осмотре пород Чейла в районе Симлы в 1964 г., пришли к выводу, что литологическая характеристика покрова вполне определена и отчетливо иная, чем у всех других пород, развитых в районе.

По общему литолого-формационному облику породы Чейла соответствуют ранним эвгеосинклинальным темным сланцам, переслаивающимся с тонкослоистыми граувакковыми алевролитами, при сравнительно малой роли песчаников. Только в основании пород Чейла, и лишь в двух местах — в бассейне р. Биас, в окрестностях г. Манди и при впадении р. Парбати в р. Биас, в долине Кулу — наблюдались сравнительно маломощные (первые десятки и сотни метров) светлые кварциты. На всех остальных площадях развития пород Чейл значительно преобладают темные сланцы с линзами темных граувакковых алевролитов. Среди темных сланцев часто наблюдается весьма характерная очень тонкая полосчатость: на 1 см разреза приходится до 8—12 прослоев кварцитов и филлитов.

А. Гансер (1967, с. 131—133) дает весьма близкую литологическую характеристику породам Чандпур, которые якобы входят в состав серии Джаунсар, занимая в этой серии среднее положение. При этом он подчеркивает, что от нижележащих пород Мандхали (низы серии Джаунсар) породы Чандпур отделены поверхностью надвига. На сводной колонке стратиграфического разреза пояса Симла — Крол А. Гансер поместил выше пород Чандпур известняки Деобан и Шали, охарактеризованные рифейскими строматолитами и относимые сейчас большинством гималайских геологов к породам рифейского автохтона. Это явная ошибка, и стратиграфическое положение Чандпура терять определенность, коль скоро от нижележащих пород Мандхали они отделены тектонической поверхностью, а от вышележащих — поверхностью, по которой породы автохтона (Деобан и Шали) надвинуты на породы Чандпур (рис. 42). На разрезах тектонических окон Бидхална, Тхери, Кумаон (Гансер, 1967, с. 298) Чандпур назван Чейлом автором разреза Дж. Ауденом (Auden, 1937).

Эта пластина Чейл («Чандпур») залегает по шарьяжной поверхности непосредственно на автохтоне, составленном сланцами Симлы и среднеоценновыми породами. Возможно, что в районе Тхери породы «Чандпура», литологически похожие на отложения Чейла, действительно являются Чейлом и только по недоразумению отнесены к серии Джаунсар.

По-видимому, здесь имеет место один из примеров ошибочного отнесения пород Чейл к породам серии Джаунсар, имеющих совершенно иную формационную характеристику. В таком случае произошло неоднократно описывавшееся в Альпах «послойное» тектоническое внедрение высокой шарьяжной пластины под более низко лежащую пластину.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД СЕРИИ ЧЕЙЛ

Главную часть пород серии Чейл составляют разнообразные черные, углистые, темно-серые и зеленовато-серые сланцы, превращенные в филлиты и аспидные сланцы в результате регионального метаморфизма, соответствующего ступени зеленосланцевого метаморфизма. В районе Симлы и в долине р. Биас от г. Манди до р. Парбати сланцы решительно преобладают, составляя 60—70% всего разреза серии.

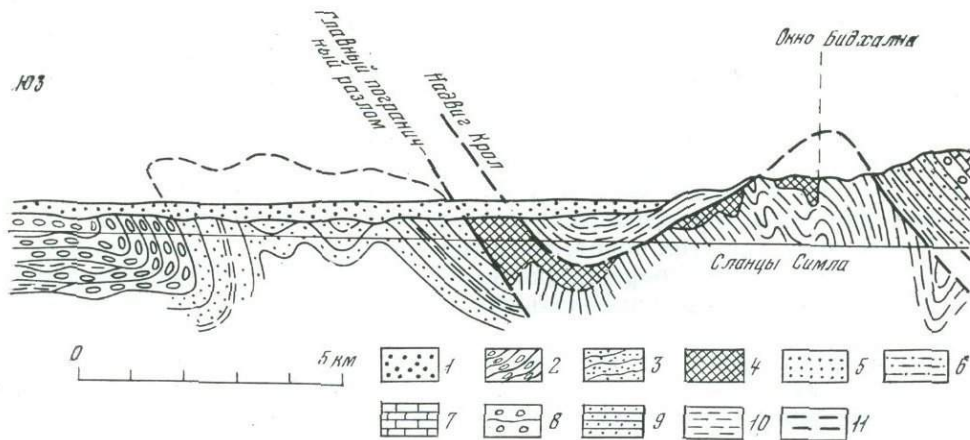


Рис. 42. Разрез тектонического окна Бидхална и тектонический останец покрова Банали, Тхери, Кумаон. По Дж. Аудену (1937 г.)

1 — аллювий Дун; 2 — верхний Сивалик; 3 — нижний Сивалик; 4 — третичные отложения — извест-

Петрографическое описание сланцев и других пород, составляющих серию Чейл, приводится главным образом по материалам Б. Маллика (1972) с некоторыми нашими дополнениями и наблюдениями. Не менее половины сланцев серии Чейл являются первично-глинистыми, филлитизированными сланцами, остальную часть представляют алевроитовые сланцы. В сложении глинистых сланцев преобладают серицит, хлорит и зерна кварца размерами 0,02—0,04 мм. Содержание углистого вещества невысокое, редко достигает 5%.

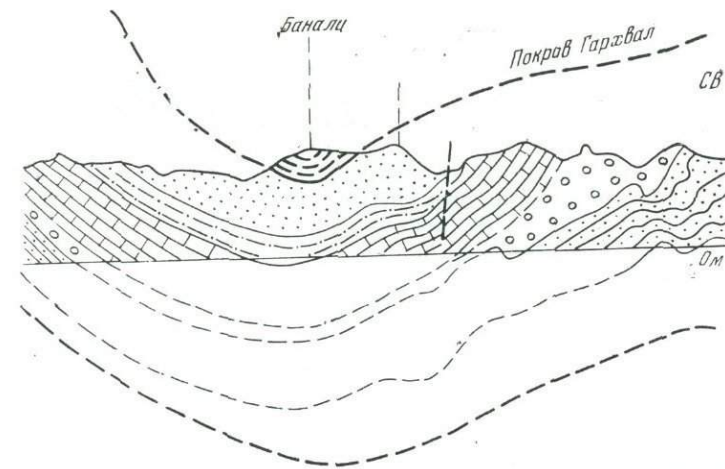
Алевроитовые и песчанистые филлиты во многих случаях образуют тонкое чередование с прослоями метапесчаников. Иногда наблюдается градационная слоистость.

Песчанистые филлиты образованы обломками кварца, плагиоклаза и калишпата с размерами зерен от 0,05 до 0,1 мм. Цементирующая масса — агрегат тонкокристаллического кремнезема, серицита и хлорита. Состав плагиоклаза, судя по замерам угла симметричного погасания, колеблется от альбита до олигоклаза (Ap_8 — Ap_{12}).

В известковистых филлитах кроме описанных минералов наблюдаются мелкие кристаллы кальцита (20—30% объема породы).

Песчаники составляют подчиненную часть разреза серии Чейл и представлены олигомиктовыми, граувакковыми и туфогенными разновидностями. Олигомиктовые песчаники преобладают. Полимиктовые песчаники редки. Размер их зерен 0,1—0,3 мм. Среди обломков кварц составляет примерно 57%, плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда — 18%, биотит — 13% и обломки пород — 12%. Цементирующая масса, сложенная кварцем, хлоритом и карбонатом, занимает около 35% объема пород. Граувакковые песчаники встречаются в форме прослоев (от 1 см до 2—3 м) среди филлитов и состоят из обломков кварц-хлорит-серицитовых пород, кварца и слюды, в основном биотита, реже мусковита. Размеры обломков 0,2—0,5 мм, среди них 47% составляют обломки пород, 50% — обломки кварца и 3% слюды.

Туфогенные песчаники, обнаруженные и описанные Д. Г. Ажгиреем при просмотре шлифов пород Чейл, встречаются в форме пластов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Туфогенные песчаники в разрезе южнее Симлы, между селениями Катлигхат и Вахнагхат, составляют 20%, а районе пос. Чейл — до 30% общего объема пород. Туфогенные песчаники в основном состоят из обломков



ково-глинистые сланцы и кварциты, трансгрессивно перекрывающие сланцы Симлы; 5 — верхний Тал; 6 — нижний Тал; 7 — известняки Крол; 8 — валунные слои Блайни; 9 — кварциты Нагтхат (Джаунсар); 10 — сланцы Чандпур (Чейл); 11 — серицитовые сланцы покрова Гархвал

плагиоклазов, кварца и редких обломков вулканических пород. Плагиоклазы интенсивно серицитизированы, в краевых частях альбитизированы с образованием крустификационных каемок. Двойники полисинтетические и простые. Угол погасания в симметричной зоне 12—14°, соответствует олигоклазу.

Обломки представлены гломеропорфировыми сростками зерен плагиоклаза или микрокристаллических магматических пород с призматически-зернистой или микрогранитовой структурами. Редко встречаются обломки калиевого полевого шпата — микропертита и ортоклаза, сильно пелитизированные. Размеры обломков 0,3—0,6 мм. Среди обломков плагиоклаз составляет 80—85%, кварц 10—15%, турмалин и биотит — 5%. Встречаются также обломки вулканических пород. Цементирующая масса — микроаллотриоморфно-зернистая и гранолепидобластовая, сложенная кварцем, полевыми шпатами (альбитом), серицитом и хлоритом.

О вулканогенно-осадочном происхождении описанных пород свидетельствуют их крайняя неравномерность, наличие наряду с округлыми угловатыми обломками кварца и плагиоклаза, обломков микрозернистых пород вулканического облика, а также широкое проявление процессов альбитизации, характерных для эвгеосинклинальных вулканических образований. По данным анализов, натрия в туфопесчаниках резко преобладает над калием. Кроме того, в граувакковых песчаниках серии Чейл обнаружены обломки вкрапленников кварца с коррозионными бухточками и включениями стекла, типичные для близповерхностных вулканических пород.

Обнаружение магматогенных обломочных пород в серии Чейл подтверждает ранее публиковавшиеся данные (Pascoe, 1965, с. 435) о присутствии в составе этой серии в районах Симлы и Чаура прослоев тальковых сланцев мощностью до 10—12 м. Тальковые сланцы были обнаружены в 1971 г. в серии Чейл также П. К. Метха.

Измененные вулканисты в породах серии Чейл обнаружены также в форме кварц-серицитовых сланцев и пластовых тел кварцевых альбитофилов и порфириидов в синформе Ниртха.

Кварц-серицитовые сланцы — тонкосланцевые, серебристо-белые породы, в которых наблюдаются реликты порфириной структуры, образованной уцелевшими от катаклаза фенокристами кварца и полевого шпата. Последние представлены калиевыми разностями типа ортоклаза

(5—10%); плагиоклаз (Ap_{10} — Ap_{12}) составляет около 5%. Главные породообразующие минералы — серицит (40—45%) и кварц (30—35%). Хлорит, карбонат и биотит встречаются в незначительных количествах.

Кварц-карбонат-хлоритовые сланцы, возможно образовавшиеся по вулканическим породам основного или среднего состава, также были встречены в серии Чейл.

Порфириды — светло-серые рассланцованные породы с blastoporphiric структурой, с реликтами вкрапленников кварца и кислого плагиоклаза. В основной массе преобладают кварц и серицит. Анализы показали резкое преобладание калия над натрием. Являются ли кислые вулканиты первичными породами серии Чейл или представляют собой внедрения кислых магм на каком-то этапе альпийского тектогенеза — вопрос неясный, требующий дальнейших исследований. Что же касается граувакковых пород и туфогенных песчаников, в которых натрий преобладает над калием, их первоначальная принадлежность к породам серии Чейл не вызывает сомнений. Поэтому установление и изучение этих пород, характерных для терригенно-вулканогенных формаций раннеэвгеосинклинального ряда, представляет большой теоретический и практический интерес. Породы серии Чейл являются несомненными представителями эвгеосинклинального этапа развития Гималайского подвижного пояса.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД СЕРИИ ЧЕЙЛ

В изученных районах Гималаев породы серии Чейл, кроме Кашмира, где условия залегания их недостаточно выяснены, образуют тектонически обособленную шарьяжную пластину, ограниченную снизу и сверху отчетливыми тектоническими поверхностями. Мощность (толщина) шарьяжной пластины быстро изменяется на коротких расстояниях. Так, на северо-восточном склоне клиппена Симлы, который детально изучался А. Синха и Б. Малликом в 1969—1970 гг., толщина пластины Чейл уменьшается до 30—60 м. На участках, где зеленых метаморфических сланцев Чейл нет, шарьяжная пластина Чейл полностью перетерта между залегающей сверху поверхностью шарьяжа Джутог и залегающей внизу поверхностью шарьяжа Чейл, ограничивающей распространение пород расположенного ниже комплекса Джаунсар — Крол.

В нескольких километрах северо-западнее, в районе пос. Халог, толщина шарьяжной пластины Чейл, по данным И. Панде и Р. Кумара (Pande, Kumar, 1972), составляет несколько сотен метров. Эти исследователи установили, что в районе Халога тектоническая единица Чейл отделяется от автохтонных пород серии Симлы поверхностью шарьяжа Чейл, которая здесь объединяется с поверхностью шарьяжа Джаунсар, ввиду того, что породы нижележащей тектонической единицы Джаунсар оказались почти целиком тектонически выжатыми, если не считать неясных остатков в брекчиях, сопровождающих надвиг.

Доказательством тектонической природы залегания пластины Чейл на породах автохтона является сохранение на контакте остатков древней коры выветривания, развивавшейся по породам автохтона перед тем, как последние были перекрыты шарьяжами Джуансар и Чейл.

Остатки древней коры выветривания представлены измененными и дезинтегрированными породами сланцев Симлы, а также линзами бокситов. Такие остатки древней коры выветривания встречены в удаленных друг от друга местах — на северных, северо-западных и юго-западных склонах периферии клиппена Симлы. Следовательно, поверхность шарьяжа Чейл и совмещенного с ним здесь шарьяжа Джаунсар залегают почти горизонтально, образуя дугообразный выход на северо-западном окончании клиппена Симлы.

В одном месте, на юго-западе, ниже надвиговой пластины Чейла зажат небольшой остаток пород Субату с нуммулитами. Это еще раз доказывает автохтонность нижележащих сланцев Симлы и аллохтонную природу пластины Чейл.

На юго-западном склоне клиппена г. Симлы, в районе селений Катлигхат и Вахнагхат, толщина шарьяжной пластины Чейл около 1000 м. Такую же, если не более значительную мощность имеют сланцы формации Чейл юго-восточнее, в долине речки Ашни и в районе пос. Чейл. Резкие изменения толщины шарьяжной пластины Чейл происходят на территории размером 10×30 км и имеют чисто тектоническое происхождение. При этом везде, сверху и снизу тектонической пластины, фиксируется поверхность шарьяжа, проявляющаяся в форме полосы катаклазированных и милонитизированных пород толщиной иногда до 50 м, обычно значительно меньше. Важно подчеркнуть, что во всех случаях выше и ниже шарьяжных тектонитов залегают породы, относящиеся уже к другой тектонической единице. В изученных разрезах сверху залегают характерные кристаллические породы пластины Джутог; внизу чаще всего находятся породы серии Блайни, иногда Джаунсар, в некоторых участках автохтонные сланцы Симлы, а тело шарьяжа Джаунсар — Крол оказывается полностью тектонически уничтоженным.

К северо-востоку от клиппена Симлы расположено тектоническое окно Шали. В этом окне обнажаются автохтонные породы серии Шали, в том числе доломитизированные известняки и кварциты. На них трансгрессивно залегает маломощная (100 м) толща предположительно юрских глинистых сланцев серии Мадхан, а еще выше — трансгрессивная свита Субату, представленная ракушняками с нуммулитами и мергелями среднеэоценового возраста. Все эти породы составляют автохтонную часть тектонического окна.

Выше автохтонных пород расположена тектоническая пластина, сложенная породами Чейл. По юго-западной периферии, по дороге Сиони—Татапани, эти породы исследовал Г. Д. Ажгирей. Здесь породы представлены типичными для Чейла зелеными хлоритизированными филлитовыми сланцами. Собранные Г. Д. Ажгиреем образцы и шлифы были переданы Б. Маллику, который петрографически изучил их.

По западному ограничению тектонического окна Шали, по Хиндустан-Тибетскому тракту, эти же породы сложены мощной пачкой зеленых хлоритизированных филлитов, с тонкими прослойками кварцитов. В районе Маттиана в филлитах имеются окварцованные вулканические породы.

Северо-западнее тектонического окна Шали расположена синформа Ниртха, в ядре которой развиты мигматиты мощностью около 1000 м, ниже и выше них залегают мощные отложения Чейл, представленные зелеными хлоритизированными филлитами. Около мигматитового тела в филлитах появляются кристаллы граната. Эти залегающие выше мигматитов филлиты Чейл были изучены и описаны Н. Вирди. Мигматиты, лежащие в виде пластообразного тела внутри формации Чейл, изучались Н. Вирди и Б. Малликом. Среди мигматитов в долине Вхера-Кхад имеются согласно залегающие с мигматитами прослои филлитов серии Чейл, а также прослой пород, похожих на порфириды.

В долине р. Вхера-Кхад контакт между мигматитами и филлитами серии Чейл почти вертикальный. Между тем во всех других случаях — на востоке, севернее и на юго-западе — контакт между мигматитами и филлитами Чейл пологий, падение на юг под углами около 20—30°, что подтверждается для юго-западной части детальным картированием Н. Вирди. Вертикальное залегание контакта в долине р. Вхеры-Кхад связано, по-видимому, с довольно значительным крутым сбросом более позднего возраста. Его присутствие не меняет общего характера струк-

туры, образованной полого залегающими сланцами серии Чейл и заключенными между ними мигматитами.

На северном крыле синформы Ниртха из-под тела мигматитов выходит нижележащая часть пластины, сложенная породами Чейл. Здесь их состав несколько изменяется; кроме хлоритизированных филлитов появляется маломощная пачка известняков и глинисто-известковых сланцев. Общая мощность филлитов 2000 м.

Вопрос о происхождении мигматитового тела внутри шарьяжной единицы пород Чейл остался нерешенным. В районе Кулу, в бассейне р. Парвати, по данным П. Метха, имеется тело гранитизированных пород внутри тектонической единицы Чейл. П. Метха показал, что гранитизированное тело представляет собой ядро лежащей складки, сложенной породами Чейл. Им же в бассейне р. Сарвари установлена аналогичная структура в тектонической единице Джутог, и внутри лежащей складки пород Джутог обнаружено ядро гранитизированных пород.

Эти данные позволяют предположить, что мигматиты в районе Ниртха представляют собой ядро лежащей складки пород Чейл. Б. Маллик отметил опрокинутое залегание пород в нижней части разреза сланцев Чейл, в то время как у Н. Вирди в верхней части разреза показано нормальное залегание тех же пород.

В лежащем боку надвиговой пластины Чейл в долине Ногли-Кхад обнажается несколько мощных тел основных магматических пород. Они залегают согласно с поверхностью шарьяжа и могут представлять собой уже описанные в Гималаях основные породы «офиолитовых» серий, проникших вдоль поверхностей шарьяжей. Много основных магматических пород обнаружено дальше к северу, в рампурской серии осадочных пород. Неизвестно, являются ли эти согласно залегающие тела представителями «офиолитовой» серии молодого возраста или это силловые залежи, непосредственно связанные с рампурской серией.

Так же, образуя самостоятельную тектоническую единицу, залегают темные сланцы, алевролиты и песчаники Чейл в другом районе, расположенном примерно в 70—100 км к северо-северо-западу от г. Симлы, в бассейне р. Биас, между городами Манди и Пандох и пос. Аут, и в долине Кулу, по р. Парвати (рис. 43; см. рис. 35). Здесь мощность пород серии Чейл достигает 2000 м, и их тектоническое положение аналогично наблюдаемому в районе Симлы. Выше, образуя самостоятельную тектоническую единицу, располагаются кристаллические сланцы и песчаники серии Джутог. Ниже, в тектоническом окне около поселков Ларджи и Аут, залегают отделенные шарьяжной поверхностью известняки серии Шали, охарактеризованные ниже- и среднерифейскими строматолитами.

Непосредственно на окраине г. Манди внизу разреза обнажаются белые кварциты, затем основные магматические породы, выше которых залегают метаморфические сланцы Чейл. По-видимому, основные породы являются прокладкой в зоне лежащего бока шарьяжной пластины. Однако породы автохтона здесь не обнажены. Между городами Манди и Пандох тектоническая пластина, сложенная породами серии Чейл, образует синформу. В средней части синформы Манди — Пандох породы Чейл подверглись гранитизации, и в центральной части синформы обнажаются массивные граниты.

Хотя в целом серия пород Чейл образует большую синформу между Манди и Пандохом, в деталях залегание их характеризуется довольно значительными складками второго порядка. Например, около Пандоха, который расположен на противоположном, северо-восточном крыле синформы, общее падение сланцев Чейл направлено к северо-востоку, а не к юго-западу, как должно быть. Есть и другие такие же складки внутри синформы.

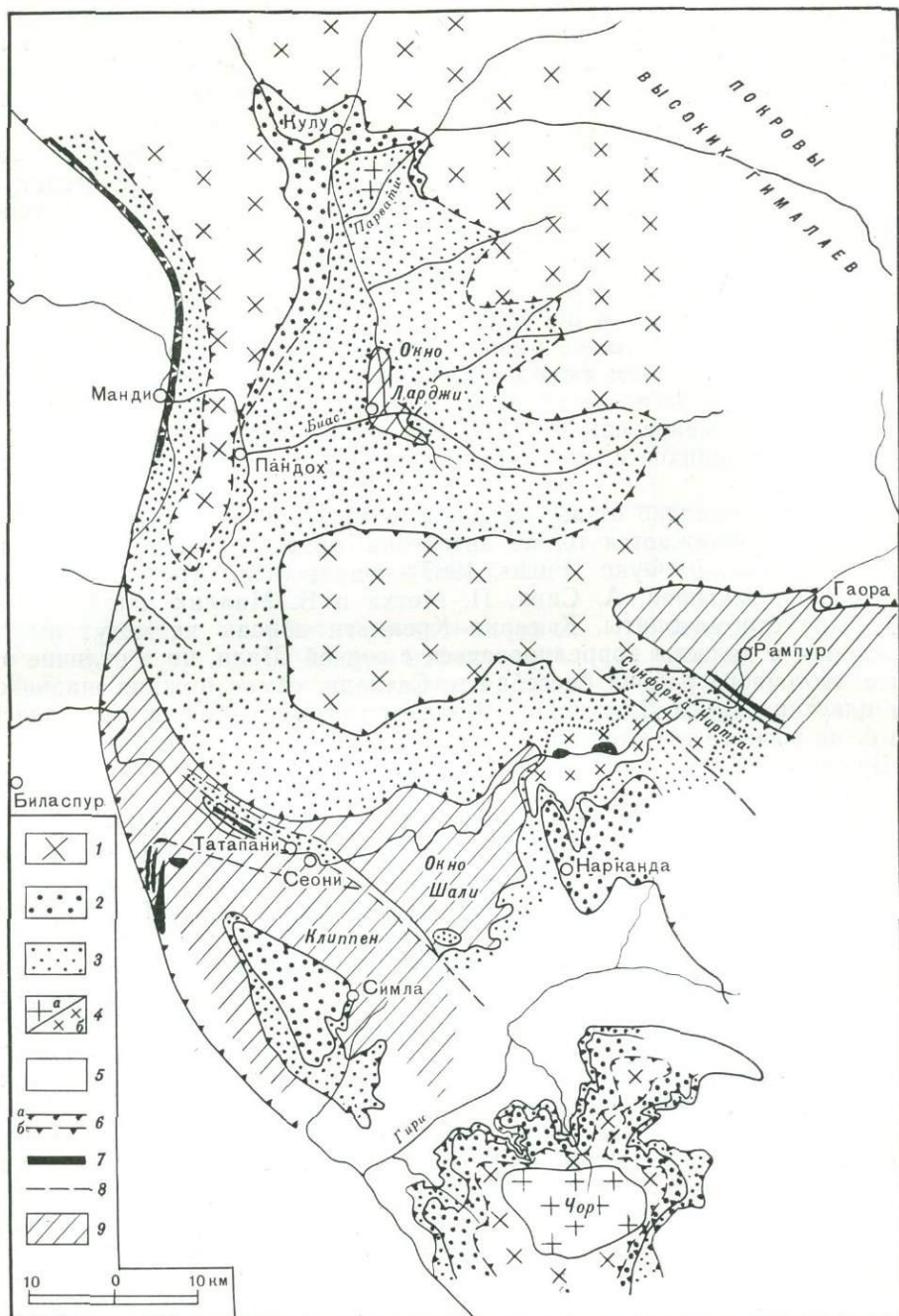


Рис. 43. Обзорная тектоническая схема Низких Индийских Гималаев между Чором, Симлой, Манди и Кулу (составлена Г. Д. Ажгиреем и Б. Малликом по данным личных исследований и материалам И. Панде, П. Метха, Н. Вирди, А. Синха и ранних работ Дж. Аудена, Г. Пилгрима, В. Веста, Х. Сингха, А. Бертельсена)

1 — шарьяжные пластины покровов кристаллических пород Высоких Гималаев; 2 — шарьяжная пластина Джутог; 3 — шарьяжная пластина Чейл; 4 — локальная гранулитизация (а) и мигматизация (б); 5 — покровы пояса Джаунсар — Крол в бассейне р. Гири и к западу от клиппена Симлы до линии Главного пограничного (краевого) разлома Гималаев; 6 — поверхности шарьяжей и краевого разлома (а — установленные, б — предполагаемые); 7 — прокладки «офиолитов» в зонах шарьяжей; 8 — крутопадающие олигоцен-миоценовые нормальные сбросы; 9 — породы автохтона (рифейские карбонатные и терригенные серии) (юго-западные части профилей I—I' и II—II' показаны на рис. 34 и 35)

Ввиду маршрутного характера наших исследований в районе Манди — Пандох мы не имели возможности исследовать водораздельную часть синформы. Не исключено, что на водоразделе залегают породы вышележащей шарьяжной пластины Джутог. Это выяснилось при осмотре штабелей кристаллических сланцев.

В полосе Манди — Пандох в породах Чейл установлены нормальные сбросы, которые относятся, по-видимому, к поздней фазе деформации и нарушают шарьяжные структуры. Большую мозаичную систему поздних нормальных сбросов с амплитудами перемещений по ним до 1400 м исследовал С. Кумар в северной части бассейна р. Биас, около пос. Манали, в области, близкой к корням самых верхних шарьяжей.

Между г. Пандохом и пос. Ларджи начинается антиформная часть покрова Чейл. В ней также имеется много складок с обратным падением крыльев. Мощность покрова Чейл здесь значительная, потому что автомобильная дорога, перейдя на правый берег Биас, поднимается круто вверх не менее чем на 600—700 м, и всюду, в том числе и в осыпях, спускающихся с высоких склонов, присутствуют только породы этого покрова.

Западнее, недалеко от пос. Ларджи, в тектоническом окне под пластиной Чейл обнажается толща автохтона, представленного карбонатными породами. Г. Фукс (Fuchs, 1967) неправильно отнес их к серии Крол. Г. Д. Аджирей, А. Синх, П. Метха и Б. Маллик нашли здесь рифейские строматолиты. К серии Крол эти породы не могут иметь отношения и должны коррелироваться с серией Шали, но в отличие от более восточного района бассейна р. Сатледж самая нижняя шарьяжная пластина пояса Джаунсар — Крол отсутствует. Может быть, здесь она была выжата тектонически.

Важно отметить, что контакт между шарьяжной пластиной Чейл и автохтонными породами Шали крутой, в некоторых местах имеет наклон более 30—40°. Следовательно, это антиформа, осложненная довольно значительным куполом. Восточное крыло антиформы Чейл изучалось Б. Малликом в бассейне р. Парвати. П. Метха считает, что здесь пластина Чейл осложнена большой лежачей складкой, опрокинутой в западном направлении в сторону движения покрова. В ядре складки сланцы Чейл подверглись гранитизации. Выше гранитизированного ядра опять появляются нормальные, слабометаморфизованные серицит-хлоритовые и черные аспидные сланцы Чейл.

Интересно, что процесс гранитизации концентрируется в ядрах опрокинутых складок. Специальное исследование этого факта может пролить свет на механизм образования шарьяжных покровов из растянутых складок в некоторых зонах Гималаев. Такое изменение в стиле тектоники с юго-запада на северо-восток, в сторону центральных частей Гималаев, не противоречит данным К. Вальдия (Valdiya, 19626) Г. Фукса и В. Франка (Fuchs, Frank, 1970), которые наблюдали лежачие складки шарьяжных покровов во внутренних зонах Гималаев.

Таким образом, породы серии Чейл могут принадлежать к седиментационно-вулканогенной геосинклинали, существовавшей в зоне сочленения Низких и Высоких Гималаев. На некотором этапе геосинклинальная впадина с мощными накоплениями пород эвгеосинклинального типа подверглась тектонической деформации. Заполнявшая ее серия пород Чейл, испытав региональный метаморфизм, образовала шарьяжную пластину, занявшую современное положение.

Учитывая наблюдения Д. Вадия и В. Веста, на которые ссылается Е. Паско (Pascoe, 1965, с. 438—439), что в Хазаре, в наиболее западных областях Гималаев, разделение пород серии Чейл и вышележащей серии Джутог затруднено и обе серии участвуют в образовании одних и тех же тектонических структур, можно предполагать, что

эти серии пород образовались в одной геосинклинальной впадине. Однако формационная характеристика пород серии Джутог коренным образом отличается от формационного типа пород серии Чейл. Поэтому геологическое время образования отложений Джутог было более поздним.

Для того чтобы выяснить вероятную геологическую историю серии Чейл, были проведены определения абсолютного возраста, метаморфизма пород Чейл и Джутог калий-аргоновым методом (табл. 1). Определения по минералам производились в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР (Л. Л. Шанин, М. М. Аракелянц), по породе — в лаборатории ИГИГ СО АН СССР (Л. В. Фирсов).

Таблица 1
Абсолютный возраст метаморфизма пород Чейл и Джутог

№ пробы	Место взятия	Порода	Минерал или порода, по которым определяется возраст	Возраст, млн. лет
С е р и я Ч е й л				
145/53	Пандох	Кварц-хлоритовый сланец	Мусковит	22±8
144/52	»	То же	»	32±2
39/14	Симла	Кварц-серицитовый сланец	Серицит	45±3
24/10	»	Порфирид (туфоаргиллит)	Порода	58±2
20/64	»	Мусковит-хлоритовый сланец	»	63±2
70/28	Пандох	Серицитовый сланец	Серицит	89±6
126/66	Катхлигхат	Кварц-серицитовый сланец	»	124±9
С е р и я Д ж у т о г				
17/64	Симла	Биотит-хлоритовый сланец	Порода	23±3
35/19	Чаупал	Гранатсодержащий сланец	Биотит	30±2
92/52	Чор, Дидар-Наур	Кристаллический сланец	Мусковит	37±3
80/64	Симла	Хлорит-графитизированный сланец	Порода	42±3
129/44	Кулу	Гранитизированный сланец	Биотит	85±4
13/64	Симла	Биотитовый кварцит (кварцит Бойлеганж)	Порода	86±7
10/64	»	Мусковитовый кварцит (кварцит Бойлеганж)	»	102±4
16/64	»	Биотит-турмалиновый кварцит (кварцит Бойлеганж)	»	123±4

Породы Чейл, выделенные в районе Симлы (пробы 39/14, 24/10 и 20/64), и породы Чейл в бассейне р. Биас (пробы 145/53, 144/52 и 70/28) имеют примерно одинаковый возраст метаморфизма, что является дополнительным подтверждением правильности корреляции пород Чейл в обоих районах.

Второй вывод, уже выдвигавшийся И. Панде, заключается в том, что метаморфические породы в Гималаях испытывали неоднократный региональный метаморфизм (полиметаморфизм). Самая значительная цифра (124 млн. лет) может указывать, что породы Чейл во всяком случае не моложе раннемеловых, скорее они более древние. Все остальные цифры соответствуют той или иной интенсивности наложенных фаз регионального метаморфизма существенно более молодого (вероятно, неогенового) возраста, судя по данным, полученным ранее в Непале, где возраст регионального метаморфизма изменяется от 10 до 17 млн. лет (Гансер, 1967).

ПОКРОВ ДЖУТОГ

Выше метаморфизованных в фации зеленых сланцев Чейл залегает шарьяжная пластина значительно сильнее метаморфизованных кристаллических сланцев и кварцитов покрова Джутог в гранат-амфиболитовой фации, иногда с турмалином и ставролитом (см. табл. 1). Мощности пластины, вероятно, значительно больше 1000—2000 м. В этой серии пород преобладают кварциты, причем в нижних частях разреза главным компонентом являются тонкозернистые мусковит-биотит- и гранатсодержащие кварциты (кварциты Бойлеганж). В самых низах встречаются два характерных, хотя и незначительных по объему, горизонта пород: 1) черные графитизированные алевролиты и аргиллиты; 2) горизонт линз биотит-хлоритовых пород, образовавшихся, судя по химическим анализам, за счет вулканогенных пород повышенной щелочности.

Первоначальный возраст регионального метаморфизма пород серии Джутог, возможно, не отличался от такого же возраста пород серии Чейл. Однако по формационной характеристике породы серии Чейл не имели ничего общего с породами серии Джутог, хотя и накапливались, может быть, в том же или соседнем геосинклинальном прогибе, но в иных тектонических условиях, на разных этапах геотектонического развития. Серия Чейл — типичная начальная или ранняя геосинклинальная серия темных аспидных сланцев и граувакк, серия Джутог представляет другой тип, будучи сложенной образованиями более поздних стадий — хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками с незначительной примесью глинистого материала и вулканитами повышенной щелочности.

Обе описанные формации, ранняя и поздняя, Чейл и Джутог, представляют собой, по-видимому, более внутреннюю геосинклиналь, расположенную ближе к Осевому разлому Гималаев. В отличие от периферической фанерозойской миогеосинклинали Джаунсар — Крол геосинклиналь (или система субпараллельных геосинклинальных прогибов) Чейл — Джутог представляла собой глубокие эвгеосинклинальные прогибы, находившиеся на разных стадиях развития. Полное отсутствие возрастных определений древнее 124 млн. лет дает некоторое основание считать, что возраст геосинклинали Чейл — Джутог не старше палеозойского, возможно, даже раннемезозойский. Процессы формирования шарьяжей и регионального метаморфизма происходили на заключительных стадиях развития геосинклинали Чейл — Джутог, на что указывают удивительно близкие цифры определений абсолютного возраста пород одной и другой формаций.

Если принять во внимание аналогичные взаимоотношения в Альпах, то можно предположить, что формирование шарьяжей в центральных зонах Гималаев началось в конце палеозоя или в раннем мезозое (в последнем случае аналогия с Пеннинскими и Австро-Альпийскими шарьяжами). Современное положение шарьяжи в Низких Гималаях заняли в конце эоцена, в олигоцене (аналогия с лепонтинской, так называемой главной альпийской фазой тектогенеза, на границе эоцена и олигоцена). Во время олигоценовой фазы усилившиеся потоки летучих и интрателлурического тепла вызвали перекристаллизацию или по крайней мере переориентировку породообразующих минералов. Поэтому внутренняя структура метаморфических и кристаллических сланцев в шарьяжных пластинах Чейл и Джутога, продвинувшихся в олигоцене далее на юг, в их современные места расположения, имеет черты синтетектонической ориентировки. Первоначально их внутренняя структура, а также более северное положение соответствовали деформациям, происшедшим в конце палеозоя или начале мезозоя.

Олигоценовый возраст деформаций, приведших в современное положение шарьяжные пластины Чейл и Джутог, определяется следующим

образом. Нижняя граница возраста выясняется налеганием пластин Чейл на среднеэоценовые нуммулитовые породы свиты Субату. Верхняя граница возраста отмечается двумя косвенными указаниями. Во-первых, в синформе Манди — Пандох установлено пересечение пород шарьяжной пластины молодыми гранитами. Граниты, несомненно, моложе времени образования шарьяжной поверхности Чейл, налегающей на породы Субату, потому что в хорошо доступных и четких обнажениях видны зоны гранитизации основных «офиолитовых» пород, заполнявших шарьяжную поверхность. Во-вторых, в районах Симлы — Манди, в периферии области распространения шарьяжей, наблюдается отчетливый стратиграфический перерыв в осадконакоплении. На породах среднеэоценовой свиты Субату практически согласно залегают породы нижнемиоценовой свиты Дагшай. Очевидно, продвижение фронта шарьяжей в периферическую палеоген-неогеновую передовую впадину будущих Гималаев проявилось осушением передовой впадины, хотя никаких существенных деформаций, которые привели бы к видимым дислокациям, не произошло. Более того, индийские геологи довольно единодушно считают, что снос обломочного материала в век накопления свиты Дагшай, судя по распространению в нем красноцветных пород, был направлен не с севера, т. е. не из района, где формировались шарьяжи, а с юга, с размывавшихся красноцветов Индийского щита. Следовательно, и в данном случае нет основания предполагать существование высокого рельефа, способствовавшего каким-либо гравитационным соскальзываниям шарьяжей в предгорную впадину. Гималайские горы в этот период не существовали. Только позднее, уже в плиocene или начале плейстоцена, фронтальные части шарьяжей Джаунсар — Крол гравитационно сползали к югу, перекрыв некоторые складки свит Дагшай, Касаули и Нахана.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ВЫСОКИХ ГИМАЛАЕВ

О возможной первоначальной структуре и истории развития центральной зоны Высоких Гималаев, непосредственно примыкавшей к Главному осевому разлому, известно мало. Сейчас эта зона наиболее сильно деформирована, представлена комплексом Верхних шарьяжных пластин, породы которых подверглись метасоматической гранитизации, достигшей огромной интенсивности в позднем миоцене. Гималаи отличаются от всех более западных горных сооружений Тетиса массовым образованием позднемиоценовых гранитоидов.

Современная граница центральной зоны на юге примерно соответствует Главному центральному надвигу, выделенному А. Гансером, а на севере совпадает с полосой малометаморфизованных пород Осевого разлома Гималаев.

ВЕРХНИЕ ШАРЬЯЖИ ГИМАЛАЕВ

Покров Гарвал был выделен Д. Ауденом в 1937 г. в долине Ганга и объединен А. Гансером (1967, с. 149) на востоке с покровом Дудатоли — Алмора, сложенным разнообразными кристаллическими породами, часто гранитизированными. На западе этот покров А. Гансер соединяет с большим покровом, основание которого в районе Симлы образует гранитный массив Чор.

Совершенно условно мы приняли название «Гарвальские покровы» для шарьяжных пластин, залегающих выше шарьяжной пластины Джутог. В ряде мест они не индивидуализируются, и пластина Джутог может составлять нижнюю часть Гарвальских покровов.

Кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты, лежащие заведомо выше кварцитов Джутог, изучались С. Кумаром в северной части долины Кулу, в районе сел. Манали.

Определения абсолютного возраста, произведенные в лаборатории ИГЕМ АН СССР, показали очень большой разброс цифр (табл. 2)

В районе Манали, в бассейне р. Биас, верхние шарьяжные пластины имеют общую мощность, превышающую 4000 м (Pande, Kumar, 1974).

Т а б л и ц а 2

Абсолютный возраст метаморфизма пород высоких шарьяжных пластин

№ пробы	Место взятия	Порода	Минерал или порода, по которым определялся возраст	Возраст, млн. лет
70/X	Сарахан, севернее Рампура	Биотитовый гнейс	Биотит	13± 2
116/41	Манали, Биас	Биотитовый сланец	»	49± 3
72/40	Ниртх	Биотитовый мигматизированный гнейс	»	50± 3
M=15	Манали, Биас	Кварц-биотитовый мигматизированный кристаллический сланец	»	37± 3
3/3	Манали	Кианит-ставролитовый мигматизированный кристаллический сланец	»	59± 3
V=1	»	Биотитовый порфиروبластовый кристаллический сланец	«	73± 5
20=V	Чор	Гнейс	Порода	148± 5
33	»	Гранато-слюдяной сланец	»	160±14
33	»	Гранито-гнейс	»	250

В нижней пластине кварц-биотитовые сланцы по метасемипелитам и метапсаммитам переслаиваются с кварцитами и имеют мощность 1400 м. Эта пластина еще может относиться к шарьяжной единице Джутог. Выше, по течению реки, около сел. Мери, залегают мигматизированные кварц-биотитовые кристаллические сланцы и кварциты, гранато-слюдяные метаморфические сланцы по метапелитам, частью мигматизированные кианит-ставролитовые кристаллические сланцы и еще выше — мощные слоистые мигматиты и гнейсы, местами полностью гранитизированные. Определения абсолютного возраста пород в районе Манали показали 37, 59 и 73 млн. лет, а одна проба — 730 млн. лет.

Химические анализы некоторых наименее гранитизированных пород из района Манали оказались вполне сравнимыми с анализами несомненных вулканогенных пород Чейл, что позволяет предполагать существование в Высоких Гималаях не одного, а нескольких древних эвгеосинклинальных прогибов. Появление среди пород Высоких Гималаев шарьяжей рифейских пород (730 млн. лет), возраст которых, несомненно, более древний и омоложен последующими фазами полиметаморфических процессов, делает вполне вероятной гипотезу о существовании здесь эвгеосинклинальных прогибов не только в фанерозое, но и в рифее.

ВЫВОДЫ

Мы рассмотрели сравнительно небольшой, в основном лично проверенный автором в поле материал по Гималаям. Шарьяжное строение Южных Гималаев достаточно строго доказано, и противоположные взгляды основаны на недоразумениях. Другим недоразумением является отрицание геосинклинальной предыстории Гималаев. Гималаи не

представляют собой активизированной части Индостанского щита, если только не считать, что Альпы являются активизированной зоной Евро-Африканской платформы. В последнем случае дискуссия теряет свой смысл. Так же как Альпы заложилась в раннем рифее на консолидированном кристаллическом основании Евро-Африканской платформы (Г. Штилле), так и Гималайская геосинклиналь сформировалась, по видимому, в раннем рифее, на кристаллическом основании единого консолидированного массива, включавшего Индостанский щит и Азиатскую платформу, в каких-то, не вполне выясненных для дорифейского времени границах.

Величайшая горная система мира — результат обычного геосинклинального развития и как таковая обладает всеми характерными чертами. Но есть и присущие Гималаям особенности, в частности необычное для большинства других современных горных систем развитие огромных масс позднемиоценовых гранитов, которым предшествовала столь же большая волна регионального метаморфизма. Это открывает очень важные перспективы, теоретические и практические, в отношении нахождения разнообразных молодых месторождений полезных ископаемых. В частности, можно предполагать металлогенические процессы, связанные с позднемиоценовыми гранитоидами.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д., Синха А. К., Панде И. Ч. К истории метаморфизма Западных Гималаев.— В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки, вып. 1. М., 1976.
- Ажгирей Г. Д., Раабен М. Е., Синха А. К., Дмитриенко О. Б. Новые данные о геологии Низких Индийских Гималаев Хамачал Прадеша.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.
- Андерсон Д. Г. К. Докембрий Британских островов.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968.
- Андрусов Д. Н. Очерк геологии Западных Карпат.— В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Беляков Л. В. О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Беннисон Д., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972.
- Бертельсен А. Дискуссионные вопросы структуры и стратиграфии Малых и Высоких Гималаев в пересечении Симла — Сатлдеж.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы.— Труды ГИН АН СССР, 1976, вып. 289.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Даннинг Ф. У. Британские острова.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука», 1964.
- Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, 1963.
- Малик Б. Ч. Литология и петрография пород серии Чейл и ее тектоническое положение (Гималаи, Индия). М., Ун-т дружбы народов им. П. Лумумбы, 1972.
- Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958а, № 6.
- Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958б, № 7.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В кн.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965.
- Штейнмани Г. Очерк геологического строения Альпийской горной системы. Пер. Ласкарева.— Зап. Крымск. горного клуба. Одесса, 1900.
- Шубер Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
- Alleman F. Geologie des Fürstentums Liechtenstein, unter besonderer Berücksichtigung des Fyischproblems.— *Histor. Ver. Fürstentum Liechtenstein Jahrb.*, 1956, Bd. 56.
- Ampferer O. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 1923—1931. Bd. 73, 76, 78, 80, 81.
- Andrusov D. N. Considérations sur la tectonique et la paleogéographie des Carpathes du Nord-Ouest — *Sborn St. geol. Ust. t. 9*. Prague, 1931.
- Andrusov D. N. Etude géologique de la zone des Klippes internes. *Tectonique*.— *Rozpr. St. geol. Ust.*, Svaz. 9. Prague, 1938.
- Andrusov D. N. Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. I und II. Bratislava. Bd. 1, 1964; Bd. 2, 1965.

- Andrusov D. N.* Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales.—Bull. Soc. géol. France, 1965, VII.
- Andrusov D. N.* Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Bratislava, 1968.
- Arbenz P.* La structure des Alpes de la Suisse centrale.—Arch. Sci. Phys. Naturforsch., 1912, 34.
- Argand E.* Sur l'arc des Alpes Occidentales.—Eclogae geol. helv., 1916, Bd. 14, N 1.
- Armstrong R. L., Jäger E., Eberhardt P.* A comparison of K-Ar and Rb-Sr Ages of Alpine Biotites.—Earth and Planet. Sci. Letters, 1966, 1, N 1.
- Arnold A., Jäger E.* Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite.—Eclogae geol. helv., 1965, Bd. 58, N 1.
- Ashgirei G. D.* The Problem of the Origin of Continental Earth Crust. XXIV sess. IGC, Sect. 3, Tectonics. Montreal, 1972.
- Asklund B.* The extension of the Serv Nape in the Scandinavian Mountain Chain.—Sver. geol. undersokn, Ser. C, Årsbok 55, N 8, 1961, N 584.
- Auden J. B.* The geology of the Krol belt.—Rec. geol. Surv. India, 1934, 67 (4).
- Berthelsen A.* On the geology of the Rupshu District N. W. Himalaya.—Medd. dansk geol. foren., 1953, 12.
- Bertrand M.* Rapports de structures des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord.—Bull. Soc. géol. France, 1884, 3 (12).
- Biely A.* Bemerkung zur Geologie des Mesozoikums der «Veporide-Wurzelzonen».—Geol. prace, Zpravy, 1961, 21.
- Biely A., Bystricky J.* Die Dasycladaceen in der Westkarpaten. Geol. sborn., 1964, 15.
- Biely A., Fusán O.* Die Beziehung der Zentralkarpathen-Becken zu der Certovica und Lubenik-Margecany Linie.—VII Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc. Reports, Pt 1. Sofia, 1965.
- Brunn J. H.* Les eruptions ophilitiques dans le nordouest de la Grèce; leurs relations avec l'orogénèse.—Compt. rend. 19^e Congr. Géol. Intern. Algiers, 1952, 15 (17).
- Brunn J. H.* Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique.—Rev. géogr. phys. géol. dynam., 1960, 3 (3).
- Brunn J. H.* Les structures ophiolitiques, contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques.—Rev. géogr. Phys. géol. dynam., ser. 2, 1961, 4 (2).
- Bubnoff S. von.* Einführung in die Erdgeschichte. 3. Aufl. Berlin, Akademie-Verlag, 1956.
- Buxtorf A., Nabholz W.* Erläuterungen zu Blatt 3, Zürich-Glarus, Geologische Generalkarte der Schweiz, Kümmerly Frey. Berne, 1957.
- Bystricky J.* Stratigrafia a facies triasu serie Drienka. Zprávy o geol. výskumoch., 2. Bratislava, 1964.
- Closs H.* Der Untergrund der Alpen im Lichte neuerer geophysikalischer Untersuchungen.—Erdöl und Kohle, 1966, Bd 19.
- Debelmas J.* Quelques remarques sur la conception actuelle du terme «Cordillère», dans les Alpes françaises.—Bull. Soc. géol. France, ser. 6, 1957, 7.
- Dewey J. F.* Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen.—Nature, 1969, 222, N 5189.
- Dewey J. F., Pankhurst R. J.* The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern.—Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1970, 68, N 11.
- Fallot P.* Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes Bergamasques et les Dolomites.—Bull. Soc. géol. France, 1950, 20 (5).
- Fallot P.* Du rôle des décollements en Technique.—Scientia, année 47, 1953, 6.
- Fallot P.* Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales.—Soc. géol. Belg., Bull., 1955, 78.
- Fourmarier P.* Prodrôme d'une description géologique de la Belgique.—«Soc. Géol. Belg.», Liège, 1954.
- Fuchs G.* Zum Bau des Himalaya.—Österr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., Denkschr., 113, Wien, 1967.
- Fuchs G., Frank W.* The geology of West Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri.—Jahrb. Geol. B.-A., 1970.
- Fuchs G., Gupta V. J.* Palaeozoic stratigraphy of Kashmir, Kishtwar and Chamba (Panjab Himalayas).—Verhandl. Geol. B.-A., 1971.
- Fuchs G., Sinha A. K.* On the geology of Naini Tal (Kumaun Himalaya).—In: Himalayan Geology, v. 4, 1974.
- Gagnebin E.* Les idées actuelles sur la formation de Alpes.—Acta Soc. helv. sci. natur. 1942.
- Gagnoux M.* Géologie stratigraphique. 4-th ed. Paris, Masson, 1950.
- Gansser A.* Ausseralpine Ophiolithprobleme.—Eclogae geol. helv., 1959, Bd. 52 (2).
- Gansser A.* Geology of the Himalayas. Interscience Publishers, N. Y., 1964.
- Gayer R. A., Roberts J. D.* The structural relationships of the Caledonian Nappes of Porsangerfjord, West Finmark.—Nord geol., 1971.
- Gorek A.* Prohlad geologických a Petrografických pomerov Kryštalinika Vysokých Tatier.—Geol. sborn., 1959, 10.
- Grauert B.* Rb-Sr age determination on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland).—Earth and Planet Sci. Letters, 1966, 1, N 4.

- Grauert B., Arnold A.* Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvretta-decke und des Gotthard-massiv (Schweizer Alpen).— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1968, 20.
- Günzler-Seiffert H.* Persistente Brüche im Jura der Wildborn-Decke des Berner Oberlandes.— *Ecol. geol. helv.*, 1941, Bd 34.
- Günzler-Seiffert H.* Alte Brüche im Kreide Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein.— *Geol. Rundschau*, 1952, Bd 40, H. 2.
- Gustavson M.* The Caledonian mountain chain of the southern Troms and Ofoten areas: structures and structural history.— *Norges geol. undersokn.*, 1972, N 283, bull. 11.
- Gwinner M. P.* Geologie der Alpen. Stuttgart, 1971.
- Heim Alb.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen Gruppe, Schwabe. Basel, 1878.
- Heim Alb.* Geologie der Schweiz, Bd. II (1) 1921 und (2) 1922. Die Schweizer Alpen. Leipzig, 1921, 1922.
- Heim Arn., Gansser A.* Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936.— *Mem. Soc. helv. sci. natur.*, 1939a, 73 (1).
- Heim Arn., Gansser A.* Throne of the Gods. London, Macmillan, 19396.
- Yäger E.* Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps.— *J. Geophys. Res.*, 1962, 67.
- Kantor J.* Das Alter gewisser Granitoide und kristallinen Schiefer der Hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von K-40.— *Geol. sborn.*, 1959, 10.
- Kraus E.* Die Baugeschichte der Alpen, Teil 1 und 2. Berlin, 1951a.
- Kraus E.* Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin, 1951b.
- Krummenacher D.* Déterminations d'âge isotopique des roches de l'Himalaya du Népal par la méthode potassium-argon.— *Bull. Suisse min. petrogr.*, 1961, 41 (2).
- Lemoine M.* Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire.— *Bull. Soc. géol. France*, sér. 6, 1953, 3.
- Lombard A.* La tectonique du Népal oriental; un profil de l'Everest à la plaine du Gange.— *Bull. Soc. géol. France*, 1953, ser. 6, t. III.
- Lombard A.* Un itinéraire géologique dans l'Est du Népal.— *Mém. Soc. helv. sci. natur.*, 1958, 82, mém. 1.
- Lugeon M.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse.— *Bull. Soc. géol. France*, 1901, sér. 4, 1.
- MacMahon C. A.* The Blaini group and «Central Gneiss» in the Simla Himalayas.— *Rec. geol. Surv. India*, 1877, 10 (4).
- Mahel M.* The Inner West Carpathians.— In: *Tectonics of the Carpathian — Balkan Regions*. Bratislava, 1974.
- Maska M., Zoubek V.* Tectonic development of Czechoslovakie. Prague, 1960.
- Medlicott H. B.* On the geological structure and relations of the southern portion of the Himalayan ranges between the rivers Ganges and the Ravee.— *Mem. geol. Surv. India*, 1864, 3 (2).
- Milnes A. G.* On the orogenic history of the Central Alps.— *J. Geol.*, 1969, 77, N 1.
- Misra R. S.* The Vindhyan System.— *Indian Science Congr. LVI Session. Sect. Geol. and Geogr. Bombay*, 1969.
- Misra R. S., Kumar S.* Stromatolites from the zone of Badolisera Pithoragarh — Almora district, Uttar Pradesh.— *J. Paleontol. Soc. India*, 1967, XII.
- Misra R. S., Valdiya K. S.* The Calc zone of Pithoragarh, with special reference to the occurrence of stromatolites.— *J. Geol. Soc. India*, 1961, 2.
- Moinan stratigraphy and the problem of the central Rossshire inliers.*— *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, 81, N 1, Aut.: P. W. G. Tanner, G. S. Johnstone, D. I. Smith, A. L. Harris.
- Moret L.* Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. Univ. Grenoble Lab. géol. Fac. sci. Travaux, 1954.
- Nabholz W. K.* Das mechanische Verhalten der granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese.— *Compt. rend. Congr. géol. internat.*, 19 sess. Alger, 1952, t. Sect 3, 1953.
- Nanson G. N., Tahlawi M. R. El., Weber W.* K-Ar and Rb-Sr ages of pegmatites in the South Central Alps.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1966, 1, N 6.
- Observations on the emplacement of granites around Jaspa, Lahaul, H. P.* *Publ. Centre Adv. Study in Geol., Panjab Univ.*, 1970, N 7. Aut.: V. J. Gupta, M. Guatam, S. Kumar et al.
- Oftedal C.* Note on the main Caledonian thrusting in Northern Scandinavia.— *Norsk geol. tidsskr.*, 1966, Bd 46, H. 2.
- Oldham R. D.* A Manual of the geology of India. 2nd Ed. Calcutta, Govt India Press. 1893.
- Oldham R. D.* The structure of the Himalaya and of the Gangetic Plain, as elucidated by geodetic observations in India.— *Mem. Geol. Surv. India*, 1917, 42 (2).
- Pande I. C.* Palaeo-Tectonic evolution of the Himalaya.— *Publ. Centre Adv. Study in Geol., Panjab Univ.*, 1967, N 3.
- Pande I. C., Kumar S.* Example of detailed study of the tectonic in Lesser Himalaya (Deformation of rocks of the Halog Area). *Intern. Geol. Congr. 24 sess., Section 3, Tectonics. Montreal*, 1972.

- Pande I. C., Kumar C.* Absolute age determinations of crystalline rocks of Manali — Jaspā Region, NW Himalaya.— *Geol. Rundschau*. 1974, Bd. 63, H. 2.
- Pande I. C., Saxena M. N.* Birth and development of Himalaya.— *Publ. Centre Adv. Study in Geology, Panjab Univ.*, 1968, N 4.
- Pascoe E. H.* A Manual of the Geology of India and Burma, v. III. 3-d ed. Delhi, 1964.
- Pascoe E. H.* A Manual of the Geology of India and Burma, v. I. 3-d ed. Delhi, 1965.
- Pasteels P.* Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes.— *Schweiz. mineral und petrogr. Mitt.*, 1964.
- Pilgrim G. E., West W. D.* The structure and correlation of Simla rocks.— *Mem. Geol. Surv. India*, 1928, **LIII**.
- Powell C. A., Conaghan P. J.* Polyphase deformation in Phanerozoic rocks of the Central Himalayan gneiss, NW India.— *J. Geol.*, 1973, **81**, N 2.
- Rast N., Litherland M.* The correlation of the Ballachalish and Perthshire (II tay) Dalradian successions.— *Geol. Mag.*, 1970, **107**, N 3.
- Reémy M. J.-M.* Etude géologique et pétrographique de la nappe du Népal dans la région de Dailek — Jumla — Ouest du Népal — Himalaya.— *C. r. Acad. sci. Paris, Sér. D-821*, 1973, 277.
- Sah S. C. D., Venkatachala B. S., Lakhanpal R. N.* Palynological evidence on the age of the Krols.— *Publ. Centre Adv. Study in Geology, Panjab Univ.*, 1968, N 5.
- Sarkar S. N.* Pre-Cambrian stratigraphy and geochronology of Peninsular India. Dhanbad Publishers, 1968.
- Schardt H.* Sur l'origine des Préalpes romandes.— *Eclogae geol. helv.*, Bd. 4, 1893.
- Schardt H.* Die exotischen Gebiete Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. Vortrag S. N. G. Engelberg.— *Eclogae geol. helv.*, 1897—1898, Bd. 5.
- Scheibner E.* The Klippen Belt of the Carpathians.— In: *Regionalni geological CSSR*, II, Karpaty. Praha, 1968.
- Schönenberg R.* Über das Altersverhältnis von Ophiolith-magmatismus und Orogenese im Penninikum der Schweizer Alpen.— *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.*, 1956, N 9.
- Shah S. K., Sinha A. K.* Stratigraphy and tectonics of the «Tethyan» zone in a part of Western Kumaun Himalaya.— In: *Himalayan Geology*, v. 4. Delhi, 1974.
- Singh H. N.* Geology of the Simla Hills. Guide to Excursion N A-1, Intern. Geol. Congr., XXII sess. India, New Delhi, 1964.
- Sinha A. K.* Tectonic position, lithology and age of the autochthonous Simla and Shali series and the problem of the Tectonic Unit Jaunsar, Blaini, Infra-Krol, Krol and Tal in the Himalaya (India). Ph. D. thesis M. F. U., 1972.
- Sinha A. K.* Calcareous Nannofossils from Simla Hills (Himalaya) with a discussion of their age in the Tectono-stratigraphic column.— *J. Geol. Soc. India*, 1975, **16**, N 1.
- Sitholey R. V., Sah S. C. D., Dubey S. N.* Plant microfossils from carbonaceous shale (Krols) near Naini Tal.— *J. Sci. and Industr. Res.*, 1954, **18B** (6).
- Smithson S. B., Ramberg I. B.* Geophysical profile bearing on the origin of the Jotun nape in the Norwegian Caledonides.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, **81**, N 5.
- Staub R.* Über Faciesverteilung und Orogenese in den Schweizeralpen.— *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F., 1917, Lief. 46, Abt. 3.
- Staub R.* Klippendecke und Zentralalpenbau.— *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 1958, Bd. 103.
- Steiger R. H.* Petrographie und Geologie des südlichen Gottard-Massivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass.— *Schweiz. mineral und Petrogr. Mitt.*, 1962, Bd. 42.
- Steiger R. H.* Dating of Orogenic phases in the Central Alps by K-Ar ages of hornblende.— *J. Geophys. Res.*, 1964, **69**, N 24.
- Strand T.* The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation.— *Geology of Norway, Norges geol. undersökn.*, 1960, N 208.
- Strand T.* The Scandinavian Caledonides — a review.— *Amer. J. Sci.*, 1961, **259**, N 3.
- Stratigraphy along the Manali-Leh Road. *Publ. Centre Adv. Study in Geology Panjab Univ.*, 1970, N 7. Aut.: V. J. Gupta, M. Gautam, S. Kumar, D. K. Chadha, P. C. Bisaria, N. S. Virdi, N. Kochhar, S. R. Kashyap.
- Suess E.* Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.
- Suess E.* Das Antlitz der Erde, Bd. 1, 2, 3. Wien, 1883—1901.
- Tercier J.* Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les préAlpes.— *Rev. questions sci. Louvain*, 1952.
- Termier P.* Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes.— *Bull. Soc. Géol. France*, 1903, **3**.
- Terra H. de.* Geological studies in the North-West Himalaya between the Kashmir and Indus Valleys.— *Mem. Connecticut Acad. Arts and Sci.*, 1935, **8**.
- Tewari B. S.* Nanofossils from the Krols.— *Bull. Indian Geologists Assoc.*, 1969, **2**, N 3-4.
- The geological structure of the North-West Highlands of Scotland.— *Mem. Geol. Survey Great Britain*, 1907. Aut: B. N. Peach, J. Horne, W. Gunn, et al.
- The Geology of Scotland. G. V. Craig (Ed.). Edinburgh, Oliver and Boyd, 1965.
- Tollman A.* Ostalpen-Synthese. Wien, 1963.

- Tollman A.* Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. Naturhistorikertagung, 1965. Beiblätter.
- Tollman A.* Grundprinzipien der alpinen Deckentectonik. Wien, F. Deuticke, 1973.
- Törnebohm A. E.* Über die grosse Überschiebung im skandinavischen Hochgebirge.— *Compt. rend. IX Congr. Intern. Géol.*, 1896.
- Trümpy R.* Wechselbeziehungen zwischen Paleogeographie und Deckenbau.— *Vierteljahrsschr.— Naturforsch. Ges.*, 1955, Bd. 100.
- Trümpy R.* Quelques problèmes de paléogéographie Alpine.— *Bull. Soc. géol. France, sér.* 6, 1957, 7.
- Trümpy R.* Remarks on the pre-orogenic history of the Alps.— *Geol. en mijnbouw, Nw. ser.*, 1958, Jahrg. 20, N 10.
- Trümpy R.* Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.— *Bull. geol. Soc. America*, 1960, 71, N 6.
- Über den westlichen Abschnitt der Betischen Kordillere und seine Beziehungen zum Gesamt-Orogen.— *Geol. Rundschau*, 1964, Bd. 53. Aut: R. Hoepfener, P. Hoppe, H. Mollat, S. Muchow, S. Dürr, F. Kockel.
- Valdiya K. S.* Note on the discovery of stromatolitic structure from the Shali Limestone of Tatapani, near Simla, H. P.— *Current Sci.*, 1962a, 31.
- Valdiya K. S.* An outline of the stratigraphy and structure of the southern part of Pithoragarh district, Uttar Pradesh.— *J. Geol. Soc. India*, 1962b, 3.
- Valdiya K. S.* Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formations and the Vindhya.— *J. Geol. Soc. India*, 1969, 10, N 1.
- Wadia D. N.* The geology of Poonch State (Kashmir) and adjacent portions of the Punjab.— *Mem. geol. Surv. India*, 1928, 51.
- Wadia D. N.* The Cretaceous volcanic series of Astor-Deosai, Kashmir, and its intrusions.— *Rec. Geol. Surv. India*, 1937, 72 (2).
- Wadia D. N.* Geology of India. 3-rd ed. London, Macmillan, 1957.
- West W. D.* Structure of the Shali window near Simla.— *Rec. Geol., Surv. India*, 1939, 74 (1).
- Zoubek V., Maska M. et. al.* Tectonic development of Czechoslovakia. Praha, 1960.

Часть II. Теоретическая

МЕХАНИЗМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ

Наше обобщение не претендует на полноту, потому что формирование шарьяжей вызвано многообразными эндогенными процессами в земной коре, в свою очередь различно связанными с плохо изученными явлениями в мантии и ядре Земли. Поэтому на современном уровне знаний возможна систематизация только некоторых важнейших данных о механизме и геологических условиях образования шарьяжей.

Глава 6

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ КИНЕМАТИКИ ДЕФОРМАЦИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ШАРЬЯЖЕЙ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Во всех типичных геосинклинальных системах различают исторический этап, который лучше всего называть средним этапом развития геосинклинали; он обычно очень динамичный, насыщен разнообразными геологическими процессами. Обычно со средним этапом связаны главные тектонические фазы образования шарьяжей и складчатости.

Далеко не всегда средний этап развития наступает во всей системе одновременно. Часто только отдельные впадины или группы впадин в геосинклинальной системе вступают в средний этап, тогда как другие впадины той же системы либо еще закладываются, либо еще не начали закладываться, либо уже заканчивают свое развитие (Ажгирей, 1969).

ОБЩИЙ ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ

Существует много гипотез о кинематике деформаций, основанных на предположениях о динамических условиях, вызывающих геосинклинальное складкообразование и шарьяжи. Здесь мы не рассматриваем подробно историю вопроса, напомним только некоторые важнейшие современные представления. Часть их до сих пор базируется на старых идеях контракционной гипотезы, согласно которой главные деформации в геосинклинальных областях вызываются тангенциальными силами сжатия земной коры (Г. Штилле, 1910 г., русский перевод 1964, с. 40 и др.; Кober, 1942; Джеффрис, 1960; Jeffreys, 1952). Эта гипотеза сейчас оставлена в ее классическом выражении, когда складчатость и шарьяжи считались образовавшимися между жесткими тисками консолидированных блоков (платформ или срединных массивов, рис. 44). Физико-механические свойства горных толщ таковы, что породы не могут передавать на большие расстояния, например на несколько десятков километров, тангенциальные силы сжатия (Белоусов, 1947). Их жесткость недостаточна для этого. Однако это не значит, что рассредоточенные стяжения (сокращения ширины) фундамента, на котором залегают слоистая толща, не могут привести к образованию складок путем тангенциального сжатия, вызванного пододвиганием нижележащего основания. Механизм формирования такой контракционной складчатости

еще мало исследован, но недискредитирован (R. Schwinner, см. А. П. Павлов, 1924 г., с. 535). Очень близок к такому пониманию рассредоточенного сжатия Р. Трюмпи (Trümpy, 1975; рис. 45).

Некоторые исследователи считают главной причиной деформаций, в том числе образования геосинклинальной складчатости и шарьяжей, действие радиальных (вертикально направленных) тектонических сил. В разных вариантах в таких гипотезах признается большое значение гравитационного соскальзывания и смятия в складки, скалывания по наклонным шарьяжным поверхностям приподнятых блоков пород. Характеризуя геосинклинальную складчатость, В. В. Белоусов (1966, с. 74)

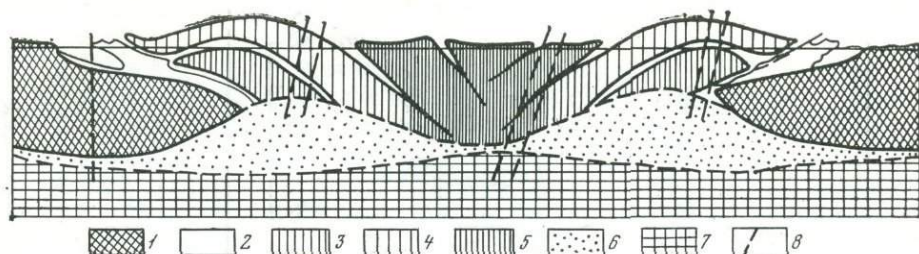


Рис. 44. Схематический разрез орогена. По Л. Кoberу (1930 г.)

1 — форланд; 2 — экстериды; 3 — метаморфиды; 4 — централиды; 5 — интериды; 6 — гранитная зона; 7 — базальтовая зона; 8 — разломы

называет ее «складчатостью общего смятия, которая морфологически выражена «линейной», или «полной», складчатостью — чередованием приблизительно равных антиклиналей и синклиналей, имеющих длину гораздо большую, чем ширину. Непосредственно эта складчатость связана с горизонтальным сжатием земной коры в пределах более или менее значительной ее толщины. Но... причину сжатия следует искать не в общем сокращении поверхности земного шара... а в местных условиях проявления гравитационных сил. Они вызывают скольжение пластичных слоев по склонам тектонических поднятий, и эти слои мнутся в складки, встретив на своем пути препятствие. Блоки земной коры, ограниченные разрывами (имеются в виду крутопадающие в глубинной части разрывы.— Г. А.) и поднятые выше соседних, под влиянием силы тяжести раздаются в стороны и сминают в складки окружающие слои, лежащие на поверхности соседних, относительно опущенных блоков».

Представление об определяющей роли вертикально направленных тектонических сил, вызванных ими поднятиях земной коры и образовании складчатости и шарьяжей под действием гравитационных сил, развивали Э. Рейер (Reyer, 1888), Э. Хаарман (Haarman, 1930), Р. Бемелен (1963, Bemmelen, 1932), Ж. Гогель (1969). Действительно, некоторая небольшая часть деформаций, и то в основном в периферических областях геосинклинальных поясов, имеет гравитационное происхождение в понимании перечисленных исследователей. Ниже мы покажем, что в совершенно другом смысле существенная роль сил гравитации имеет перспективы на признание. Однако об этом пока, насколько нам известно, думали мало и еще меньше было попыток физико-химического обоснования таких явлений.

В обычном выражении гипотезы гравитационного расползания вещества земной коры в направлении от центральных тектонических зон геосинклиналей или геосинклинальных систем, очевидно, бесперспективны в качестве универсальных.

Важнейшее возражение заключается в том, что геосинклинальная складчатость и шарьяжи имеют в подавляющем большинстве случаев

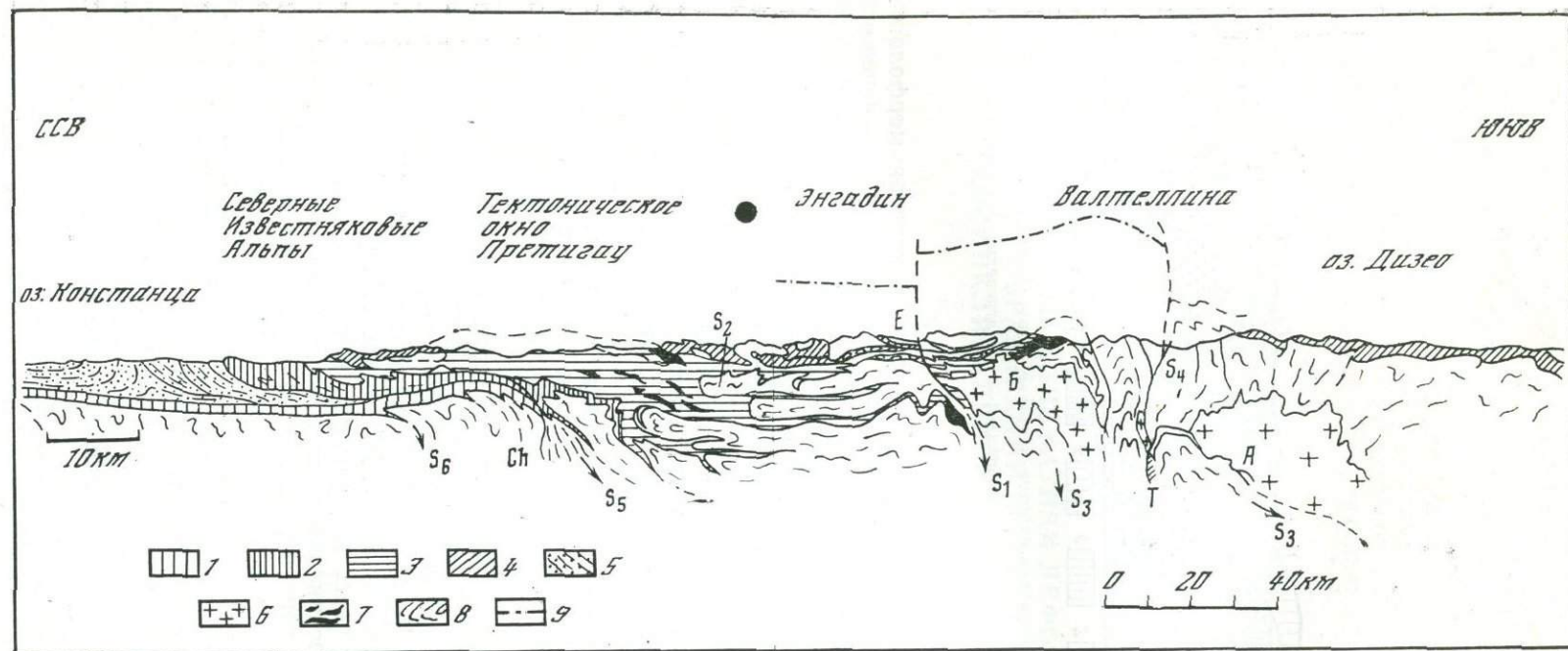


Рис. 45. Схематический профиль через Альпы: Форарльберг—Граубюнден—Восточная Ламбардия. По Р. Трюмпи (Trümpy, 1975)

S_1 — S_6 —последовательная серия зон «всасывания»: S_1 —рубец, ограничивающий северный бок Восточно-Австрийской корневой зоны; S_2 —рубец складки Монте-Розы и массива Сан-Бернар; видимо, на его продолжении к югу находится зона корней Пеннинкума; S_3 —главный рубец, ограничивающий северный бок Инсубрийской корневой зоны; S_4 —Инсубрийский рубец; S_5 —рубец Гельветских шарьяжей; S_6 —рубец северного края автохтонных кристаллических массивов.

1—4—породы от перми до нижнего олигоцена: 1—автохтонный чехол форланда, 2—Гельветиды, 3—Пеннинкум, 4—Австро-Альпиды и Южные Альпы; 5—породы третичных передовых впадин; 6—третичные гранитоиды; 7—«офиолиты»; 8—породы древнего кристаллического комплекса; 9—предполагаемая структурная поверхность в раннем олигоцене.

А—граниты Адамелло, Б—Бергельские граниты, Ch—сброс Чюр-Мартиньи; Е—сброс Энгадин; Т—рубец Тонале—Канавезе

геологический возраст, значительно более древний, чем горообразование (см. часть I). Еще в условиях продолжавшегося погружения фундамента геосинклинальных впадин, на среднем этапе их развития, формировалась главная часть геосинклинальной складчатости (синклинории и антиклинории) и шарьяжи, и только затем, много времени спустя, в геосинклинальных впадинах происходили явления инверсии (Ashgirei, 1973). Преобладающее погружение сменялось преобладающим поднятием, вся геосинклинальная система или ее значительная часть вместе с бывшими геосинклиналями и геантиклиналями начинала воздыматься в процессе горообразования. Первые представления о том, что каждая типичная геосинклиналь (геосинклинальная система) испытывает инверсию, превращаясь в горную систему, восходят к Дж. Холлу, Дж. Дэна и Э. Огу. При этом характер инверсии может быть различным. В одних случаях первоначальные синклинории обращались в антиклинории, в других — так и оставались синклинориями и только занимали более высокое положение по отношению к более устойчивым тектоническим зонам (блок), поднятие которых отставало от поднимавшихся синклинориев (Н. С. Шатский).

Понятия «инверсия» (частная и общая), «интрагеосинклиналь», «интрагеоантиклиналь» введены в русскую терминологию М. М. Тетяевым (1941) и В. В. Белоусовым (1939, 1948). Схемы развития интрагеосинклинальных опусканий и интрагеоантиклинальных поднятий приводят Р. Беммелен (Bemmelen, 1932; Kober, 1942, с. 100). Они целесообразны, однако трактуемая этими исследователями кинематическая и динамическая обстановка деформаций, происходивших в интрагеосинклиналях и интрагеоантиклиналях, неприемлема. Значение вертикально направленных сил, вызывающих раздавливание слоистых толщ, как первоначально представляли себе механизм складкообразования М. М. Тетяев (1941) и В. В. Белоусов (1947, 1948), или гравитационных тектонических явлений определенного типа, как считает В. В. Белоусов теперь (1962, 1966), преувеличивается.

ЕДИНСТВО СИСТЕМ ПОЛОГИХ СКОЛОВ И КРУТЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН НА СРЕДНИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

В какой-то момент среднего этапа развития в интрагеосинклиналях возникали системы пологих сколовых поверхностей, падение которых направлено к центральной зоне впадин, к осям геосинклинальных прогибов.

В части I были приведены многочисленные примеры существования во всех складчато-шарьяжных горных сооружениях систем пологих сколов, по которым двигались шарьяжные пластины. Правда, далеко не во всех частях эти пологие сколовые поверхности в настоящее время наклонены в сторону осевых тектонических зон геосинклиналей. Последовавшее позднее горообразование могло изменить направление наклона наиболее продвинувшихся вперед шарьяжных поверхностей в противоположную сторону, к периферии горных сооружений. Поэтому во фронтальных частях шарьяжей наблюдаются ныряющие складки и признаки гравитационных сползаний по направлению периферических зон (см. рис. 1—2, 3, 3 и др.). Однако при прослеживании шарьяжных поверхностей в направлении их исходных, корневых частей, во всех случаях можно убедиться, что эти поверхности, если только есть реальная возможность наблюдать их, погружаются по направлению к центральному рубцовым тектоническим зонам (см. рис. 4, 5, 11, 12, 26, 29, 32, 34, 35, 38 и др.).

Там, где как бы в фокусе сходятся пологие поверхности, во многих случаях направленные друг к другу и вниз, по поверхностям падения

(см. рис. 45, 49, 51), обычно существует крутая или сравнительно крутая зона, где породы рассланцованы и залегают почти вертикально.

Важно отметить, что близкое к вертикальному залегание горных пород в рубцовых разломах определенно отличает эти сравнительно узкие тектонические зоны от располагающихся между ними более широких зон, где породы могут залегать относительно спокойно, иногда совсем полого, иногда образуя системы сжатых линейных складок, типичных для геосинклинальной складчатости (Ashgirei, 1975). Породы, составляющие промежуточные зоны, если они представляют собой части шарьяжных пластин, образуют так называемый панцирь (по-французски — сагарасе), или среднюю часть шарьяжа, а в крайнем удалении — фронтальную, или лобовую, часть шарьяжа (см. рис. 4).

Породы промежуточной зоны фациально и формационно близки или идентичны крутозалегающим породам, заполняющим узкие рубцовые разломы зоны. Эта единая тектоническая структура, представляющая собой сочетание систем пологих сколовых поверхностей и крутых разломов, — главная особенность тектонического развития геосинклиналей на среднем этапе. Тут мы подходим ко второму важнейшему факту, противоречащему гравитационным гипотезам деформаций в геосинклиналях. Именно существование пологих поверхностей скалывания, падающих внутрь, к центру геосинклинальных впадин, часто находит выражение в их генеральной структуре в форме больших синклинориев (Н. С. Шатский) и является необъяснимой чертой строения складчато-шарьяжных систем, если считать их происхождение связанным с гравитационными процессами.

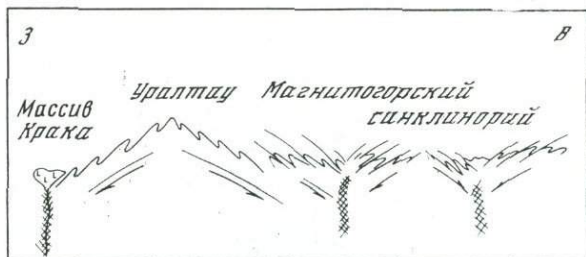
Закономерные отношения тектонических структурных комплексов, связанных с относительно пологими сколами и комплексами крутопоставленных пород в узких рубцовых зонах (Narbe), обычно рассматриваются как связи между собственно шарьяжами и корнями шарьяжей. Поэтому региональные разломные зоны, заполненные крутопадающими породами именуется корневыми зонами (Rootzone, Wurzelzone).

ПРЯМАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ ГЕНЕЗИСОМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И ШАРЬЯЖЕЙ

В кинематическом механизме образования геосинклинальной складчатости и шарьяжей нет принципиальных различий. Это важный вывод. Непонимание того, что образование типичной геосинклинальной складчатости и шарьяжей вызывается одним кинематическим механизмом, приводит к серьезнейшим, но совершенно схоластическим спорам. Лучший известный мне пример — Урал. На Урале, как во всякой вполне развитой геосинклинальной системе, не может не быть шарьяжей.

Существование их предполагал Г. Н. Фредерикс (1927 г.), очень серьезные доводы в 30-е годы приводил А. А. Блохин, а в 50-е годы — В. Д. Наливкин. Большая сводка о шарьяжах Урала, из которых многие вполне достоверны, дана М. А. Камалетдиновым (1974). Но есть другая группа исследователей, тоже отлично знающих Урал, которые подвергают сомнению широкое распространение шарьяжей на Урале. Так, например, на рис. 46 изображена в нашей интерпретации принципиальная схема Г. С. Сенченко (1974; Сенченко и др., 1971), на которой нет больших региональных шарьяжей. Но Урал плохо обнажен, поэтому бескомпромиссные выводы следует делать осторожно. Что же касается принципиальной схемы главных региональных ориентировок складчатых систем Уралтау и Магнитогорского синклинория, то она вполне отвечает единству системы пологих сколовых трещин и рубцовых крутых разломов. Строго ориентированные по закону поддвига-

Рис. 46. Схематический профиль антивергентного строения антиклинориев и дивергентного строения синклинориев Южного Урала. По Г. С. Сенченко (1974). Показаны предполагаемые корневые зоны (глубинные разломы)



ния нижележащих пологих пластин в сторону корней структуры Уралтау и Магнитогорского сложного синклинория¹ в одних физико-механических условиях могли формироваться как складчатые комплексы, представляющие собой антивергентные синклинории и антиклинории (этот вариант изображен на схеме), в других — превращаться в сколовые поверхности пологих шарьяжей (Ажгирей, 1956 г., 1966). На схеме показаны и предполагаемые, крутопадающие рубцовые зоны.

О НЕКОТОРЫХ УКАЗАНИЯХ НА ЭВОЛЮЦИЮ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В РУБЦОВЫХ ЗОНАХ В БОЛЬШОМ ВРЕМЕННОМ ПЛАНЕ

Единая система пологих сколов и крутых разломных зон — явление историческое. Ее образование — лишь стадия развития рубцовой зоны (средняя стадия геосинклинальной эволюции), иногда длительная, измеряемая многими десятками миллионов лет, хотя и тогда можно предполагать, что интенсивные шарьяжные или складкообразующие движения концентрируются в скоротечные (в масштабах геологического времени) фазы. В течение остального времени рубцовые зоны функционируют, но менее интенсивно, то как границы, отделяющие бассейны отложения пород разных фаций или формаций, то как проводники магм, обычно находя геоморфологическое выражение в рельефе.

Важные факты опубликованы в монографии Д. Роедера (Roeder, 1967). На схеме тектонического районирования Скалистых гор Северной Америки (рис. 47) показан выраженный в современном рельефе грабен, протягивающийся на 2000 км и продолжающийся как грабен Тинтина еще на 750 км. Грабен заложен над огромным древним глубинным разломом геосинклинального типа, который выступает в различном качестве на разных этапах развития. Его древнее, докембрийское, заложение и, следовательно, движения по нему доказываются на поперечном фациальном профиле (рис. 48). В мезозое разлом близко совпадал с границей Невадийской и Ларамийской структурно-формационных зон Скалистых гор. На рубеже мезозоя и кайнозоя он представлял собой типичную рубцовую зону, корневую для системы пологих шарьяжей (рис. 49), в конце неогена сформировался выраженный в современном рельефе грабен.

Последняя особенность эволюции рубцовых зон — образование над ними грабенов, вероятно, недооценивается. Между тем, такие грабены известны на Большом Кавказе, например грабен Тырнауз-Пшекишской рубцовой зоны, которая, как выяснилось недавно, была зоной корней шарьяжей в конце палеозоя. В Осевой зоне Большого Кавказа также выявлена зона корней в докембрийских метаморфических породах (рис. 50). И здесь она совпадает с постплиоценовым грабеном.

¹ Сложным Магнитогорский синклинорий назван потому, что он составлен несколькими субпараллельными синклинориями, каждый из которых имеет, вероятно, свою рубцовую зону.

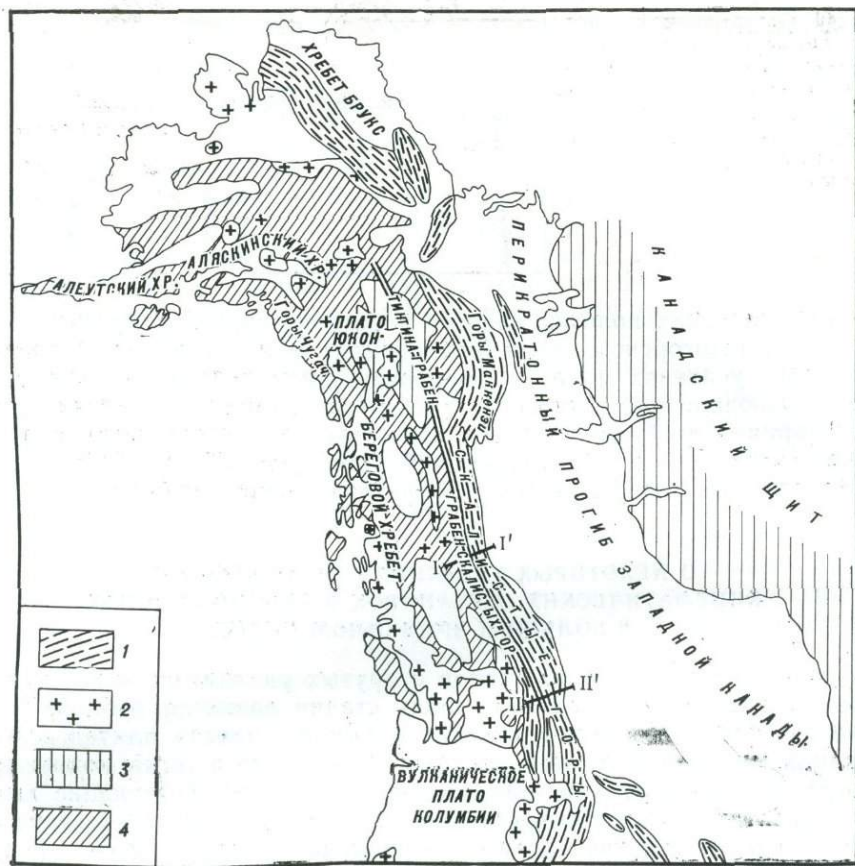


Рис. 47. Схема тектонического районирования Канадских Скалистых гор. По Д. Роедеру (Roeder, 1967)

1 — пояс ларамийской складчатости и шарьяжей; 2 — невадские плутоны, возраст около 100 млн. лет; 3 — докембрий Канадского щита и срединных массивов; 4 — эвгеосинклиналь невадской эпохи; I—I' и II—II' — тектонические профили (см. рис. 49)

Иногда грабены подобного типа неосновательно смешивают с рифтами, подразумевая генетический тип рифтов Восточной Африки, Байкала, Верхнего Рейна. Оправдан вопрос — можно ли относить к рифтам такие молодые грабены, как грабен Кито (Эквадор) и Центральную Чилийскую долину в Андах или осевые грабены северо-восточной Суматры в Индонезии? Более вероятно, что многие из них возникли над древними рубцовыми зонами геосинклинальных областей.

Есть еще одна, чрезвычайно важная кинематическая фаза в истории развития шарьяжно-складчатых сооружений, которую несправедливо забывают. Собственно говоря, продольные грабены над рубцовыми зонами — эффектная, но часто второстепенная деталь. Нередко после фаз общего тангенциального сжатия некоторые участки шарьяжно-складчатого сооружения подвергались действию сил растяжения, возможно, ориентированных тангенциально или отражающих другую, не изученную нами динамическую обстановку. Во всяком случае, при этом прекращалось сжатие и наступала иная обстановка, приводящая к образованию расколов, обычно крутых, часто беспорядочно ориентированных, расчленяющих ранее образованные структуры на блоковую мозаику. Мы уже ссылались на мозаику крупноамплитудных, почти вертикальных сбросов, более молодых, чем предшествовавшие им шарьяжные движе-

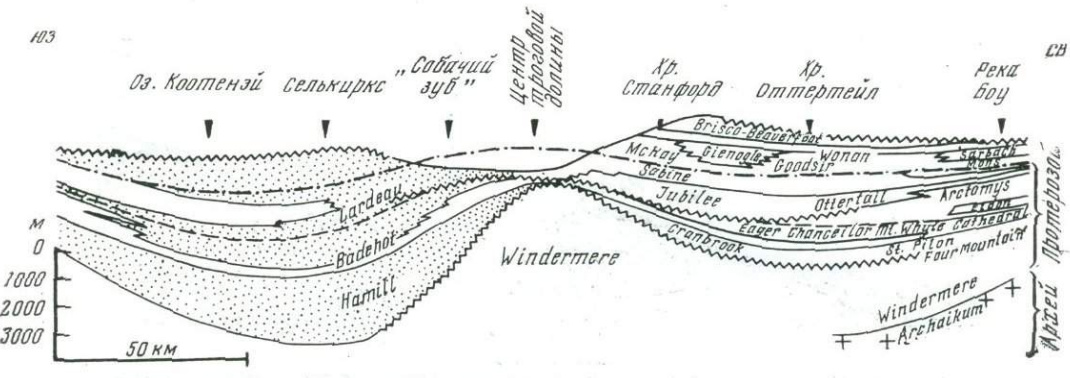


Рис. 48. Поперечный профиль через грабен Скалистых гор, показывающий изменение мощностей и фаций докембрийских и раннекембрийских отложений. По Ф. Норту (из монографии Д. Роедера). Осадконакопление по обе стороны глубинного разлома развивалось существенно различно

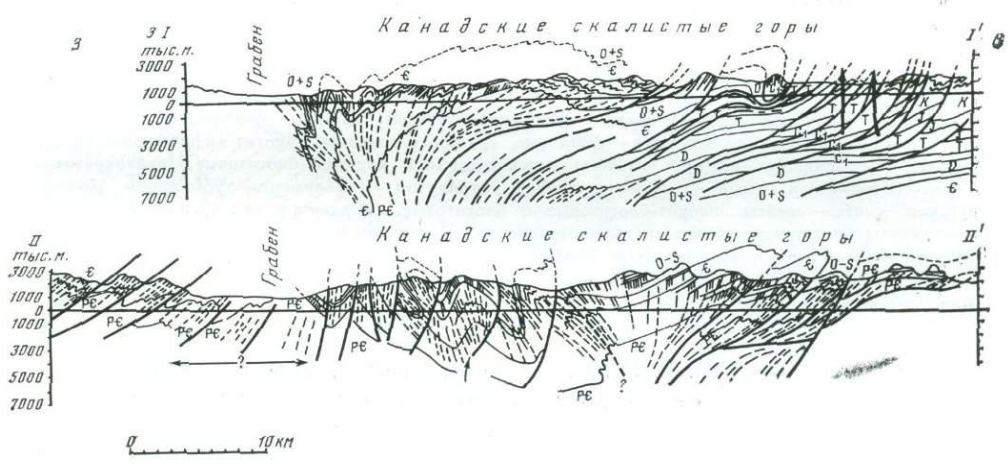


Рис. 49. Тектонические профили через Канадские Скалистые горы. По Д. Роедеру и др. Видны докембрийские и фанерозойские шарьяжные пластины, образовавшиеся на ранних стадиях деформаций, и верев поддвиговых сколов, сформировавшихся на следующих стадиях деформаций

ния в Высоких Гималаях, описанные С. Кумаром. Амплитуды некоторых сбросов там достигают 1,5 км.

Ж. Обуэн (1967, с. 55, 160, 165) относит описываемую фазу наложенных на шарьяжно-складчатую структуру сбросов к постгеосинклинальному периоду развития геосинклиналей и упоминает о совершенной независимости их от ранее существовавших зон. Однако дело обстоит гораздо сложнее. Грабены над рубцовыми зонами иногда довольно точно следуют древнейшим тектоническим простираниям. Известна ошибка Д. П. Резвого, переоценившего роль поздней сбросовой тектоники в Алае, в связи с чем были пропущены более древние шарьяжные структуры, в значительной мере определяется большой унаследованностью в расположении ранних и поздних тектонических структур.

Остается подчеркнуть, что последняя фаза (именно поздняя, а не постгеосинклинальная, как ошибочно называет ее Ж. Обуэн, оценивая ее тесные связи с другими явлениями развития геосинклиналей) играет огромную роль в распределении поздних геосинклинальных магматических продуктов и образовании важнейших магматогенных месторождений (Смирнов, 1967; Горшков, 1973).

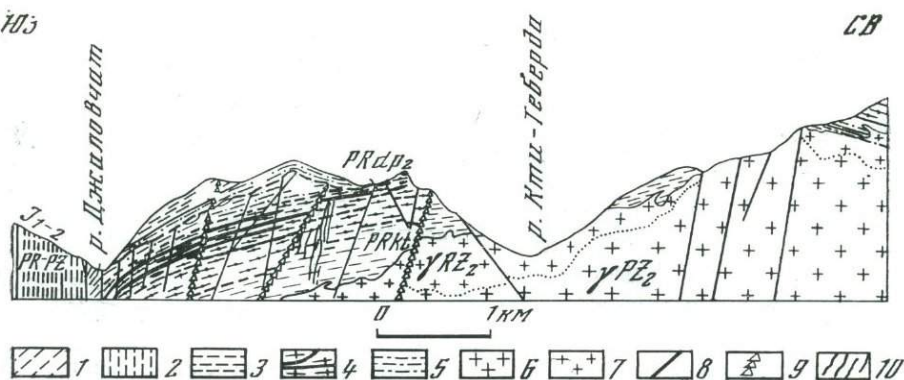


Рис. 50. Схематический профиль через корневую зону и систему шарьяжных пластин Кургашино-Чата на Большом Кавказе. По А. В. Пэку, Л. И. Лукину и А. В. Игнатову. Переинтерпретация структуры по Г. Д. Аджигрею и Г. И. Баранову

Корневая (рубцовая) зона: 1—средняя и нижняя юра—конгломераты, песчаники, филлиты; 2—протерозой и нижний палеозой, буульгенская свита—кремнистые туфогенные сланцы, туффиты, кварцевые диорит-порфиры. Шарьяжные пластины протерозойских свит, лежащих под чехлом трансгрессивной толщи юрских пород; 3—кургашиночата свита—мусковит-биотитовые сланцы, биотитовые гнейсы; 4—дуухская свита; верхняя подсвита—слодяные сланцы с гранатом, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты; нижняя подсвита—гнейсы мусковитовые и мусковит-биотитовые, лейкократовые; 5—ктытебердинская свита—слодяные сланцы с гранатом, андалузитом, турмалином. Донгузорунская свита—гнейсы хлорит-биотитовые и биотитовые. Прочие условные знаки: 6—граниты биотитовые, средне- и крупнозернистые, порфиroidные (тип Уэлли-Кам); 7—граниты мусковит-биотитовые и мусковитовые (краевая фация), мелко- и среднезернистые; 8—тектонические нарушения; 9—тектонические зоны брекчирования; 10—зоны кварцевых и кварц-полевошпатовых жил

ГЛАВНЫЙ КИНЕМАТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ДЕФОРМАЦИИ НА СРЕДНИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ GEOSINKLIНАЛЕИ

Со времени известного обобщения О. Ампперера (Ampperer, 1906), позднее конкретизированного им и В. Хаммером (Ampperer, Hammer, 1911) и затем настойчиво развивавшегося Э. Краусом (Kraus, 1931, 1936, 1951a, б, 1959), кинематический механизм деформаций в складчатых и шарьяжных поясах принимается как пододвигание пород основания геосинклинальных впадин в направлении крутопадающих осевых разломов, представляющих собой корни складчато-шарьяжных сооружений (рис. 51). О. Ампперер, описывая это явление, применил термин «всасывание» (Verschluckungs).

В какой-то части идеи О. Ампперера поддержали К. Швиннер, Л. Кобер, С. Бубнов и Ф. Космат. Однако Альб. Гейм (Heim, 1921) подверг представления О. Ампперера о всасывании пород по рубцовым зонам резкой критике, считая их надуманными.

Э. Зюсс, первоначально придерживавшийся ортодоксальных контррационалистских взглядов, позднее писал (Suess, 1909, с. 1668): «Верхним частям литосферы принадлежит пассивная роль. Они передвигаются и сминаются в складки стяжением более глубоких горизонтов».

Представления о явлениях пододвигания, как главных в процессах деформаций верхних частей земной коры, по крайней мере в связи со складко- и горообразованием, приняли крупные американские геологи: среди них В. Хоббс (Hobbs, 1912, 1914, 1921), Р. Чемберлин (Chamberlain, 1931 г.; см. Kober, 1942, с. 103) и Б. Григс (Griggs, 1939)

После О. Ампперера многие альпийские геологи, даже находясь на других позициях, считают, что кинематическая обстановка формирования шарьяжей представлена явлениями пододвигания. Особенно опреде-

а



б

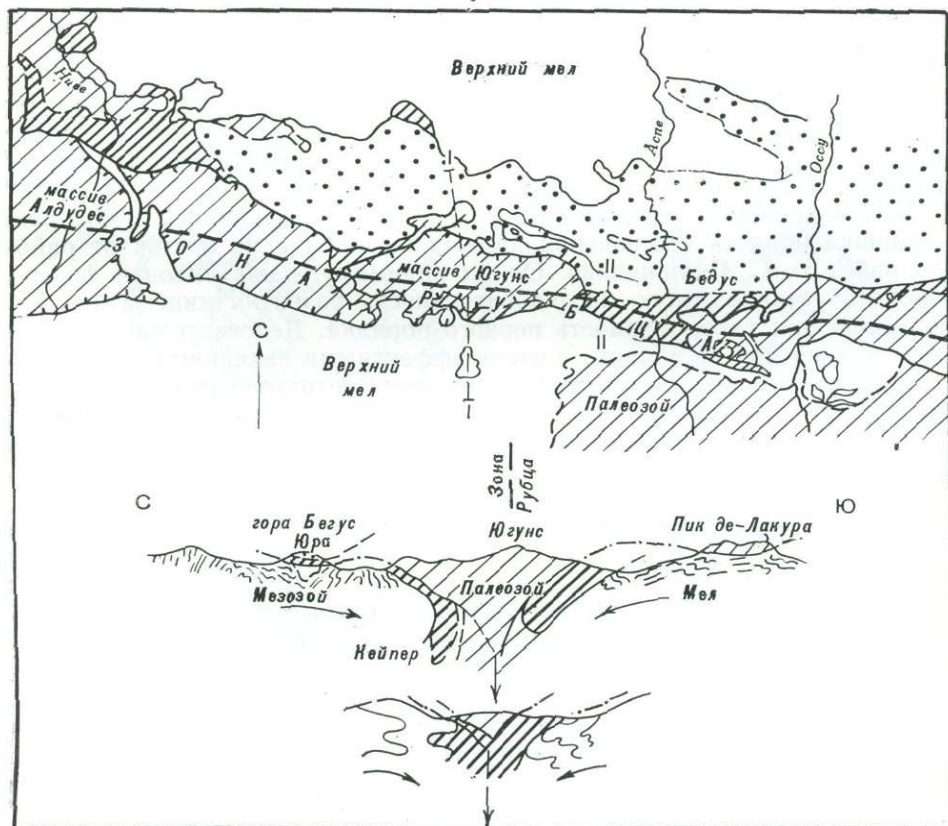


Рис. 51. Принципиальная схема кинематического механизма образования шарьяжей и геосинклинальной складчатости

а — по О. Амфереру (Amberger, 1906), б — по Э. Краусу (Kraus, 1951) на примере Пиренеев

ленно по этому поводу высказались Р. Трюмпи (1965, Trümpy, 1975), Ж. Обуэн (1967, с. 187) и многие другие.

Весьма привлекательная гипотеза О. Амферера о пододвигании пород в нижних горизонтах земной коры, в направлении корневых зон, не случайно снискала много сторонников. Действительно, других объяснений кинематических условий образования геосинклинальной складчатости и шарьяжей предложить практически невозможно. Но попытки О. Амферера и его последователей дать объяснение роли корневых зон и динамики происходящих процессов вряд ли удовлетворительны (см., например, Ф. Венинг-Мейнес, 1940, 1966). Е. Люстих (1955 г., 1965а,

б, в) подверг обстоятельной критике гипотезы о коровых и подкоровых конвекционных потоках в той форме, в какой они предполагаются Э. Краусом и некоторыми другими исследователями, а также определенные формы глубинных горизонтальных сколов (Люстих, 1962).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КИНЕМАТИКИ ШАРЬЯЖНЫХ И СКЛАДКООБРАЗУЮЩИХ ДВИЖЕНИЙ

Г. С. Поршняков (1973, с. 154), изучая с 1941 г. Алай (Южный Тянь-Шань), выяснил важные соотношения во времени образования шарьяжей и складчатости. Ограничения шарьяжных пластин, близкие к пластовым поверхностям, последующее смятие шарьяжных пластин в складки так же или почти так же, как подстилающие породы, указывают на то, что основные движения по поверхностям шарьяжей происходили раньше главных складкообразующих движений (рис. 52, 53).

Пластовый характер шарьяжей и согласное залегание под ними пород примерно того же возраста, что и отложения, слагающие шарьяжную пластину (часто нижнемосковский подъярус среднего карбона), позволяют считать, что поверхность шарьяжного скальвания была почти параллельна аккумулятивной поверхности, сложенной осадками автохтона. Скальвание шло в непосредственной близости к поверхности дна бассейна. Местами в верхах поднадвиговых осадков находят глыбы надвигавшихся пород.

К аналогичным заключениям пришел В. С. Буртман (1976), расширивший область наблюдений далеко на запад и на восток от район работ Г. С. Поршнякова. Он, по-видимому, даже склонен формулировать установленную последовательность развития кинематики деформаций как закономерность первого порядка. Действительно, можно указать и на другие области с очень эффектными явлениями пластовых шарьяжей, которые затем вместе с породами автохтона подверглись интенсивному складкообразованию (Кантабрийские горы, по У. де Ситтеру). Однако в целом далеко идущие выводы были бы опасны. Есть много примеров, в том числе шарьяжи Арденн, описанные П. Фурмарье (Fourmarier, 1954), когда крупноамплитудные движения по шарьяжам разрывают ранее сформировавшиеся складчатые структуры (рис. 54).

О ТАК НАЗЫВАЕМОЙ ПОЛЯРНОСТИ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ, В ТОМ ЧИСЛЕ ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ, В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

Под «полярностью» (Обуэн, 1967, с. 56) дословно подразумевается: «... позднее возникновение внешних миеосинклинальных изопических зон (по русской терминологии — структурно-фациальных, или, в более общем значении, структурно-формационных зон — Г. А.), присутствие «офиолитов» только во внутренних, эвгеосинклинальных зонах, перемещения («миграции») орогенеза (правильнее было бы сказать тектогенеза.— Г. А.) в направлении от внутренней области складчатой системы к внешней, которое сопровождалось или которому предшествовало перемещение отложения флиша в том же направлении и в наклоне (вергентности) к периферии системы большинства тектонических структур».

Вряд ли этот набор не всегда причинно связанных между собой явлений объемлется сомнительным, претенциозным термином «полярность». Г. Штилле еще в 1909 г. отмечал миграцию складкообразования во времени и пространстве. Естественно предполагать, что при этом мигрировали деформации других типов, с которыми связано складкообразование. Очень определенно поступательное перемещение возраста

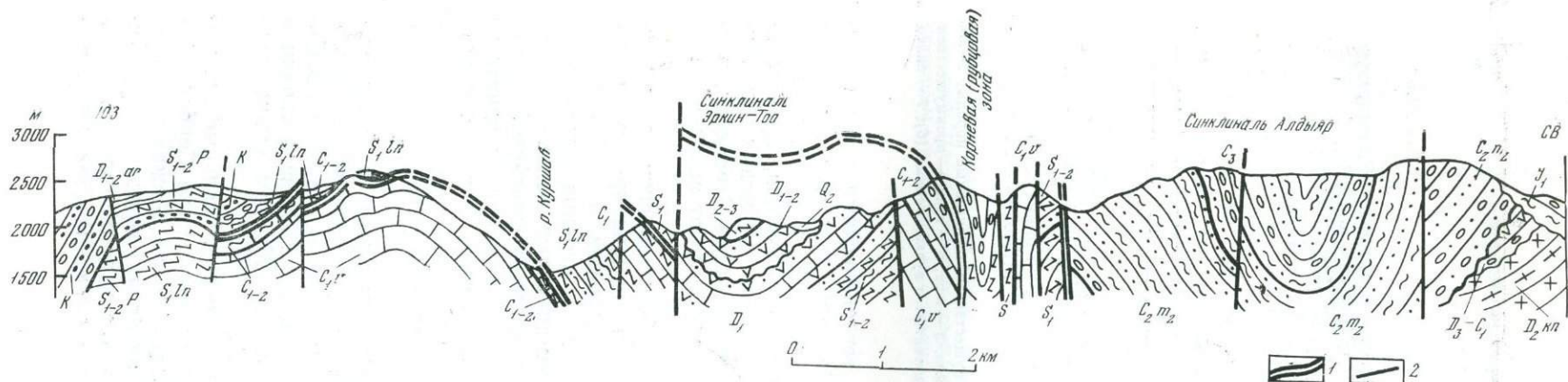


Рис. 53. Геологический профиль через массив Алдыяр в восточной части Высоких предгорий Алая. По Л. В. Фомченко, 1966, из работы Г. С. Поршнякова (1973)

Между синклиналями Эркин-Тоо и Алдыяр хорошо видна корневая (рубцовая) зона. 1 — поверхности шарьяжей; 2 — крутые, более молодые системы разрывов

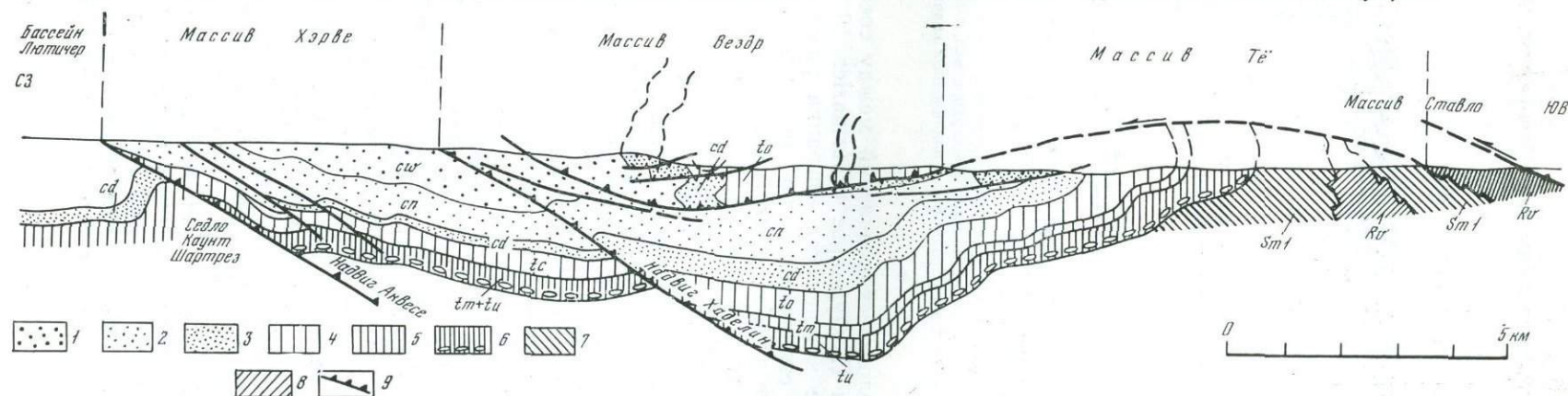


Рис. 54. Геологический профиль через Северо-Восточные Арденны. По М. Г. Руттену (1972)

1, 2 — верхний карбон: 1 — вестфал, 2 — памюр; 3 — нижний карбон, динант; 4—6 — девон: 4 — верхний, 5 — средний, 6 — нижний; 7 — ордовик; 8 — кембрий; 9 — надвиг

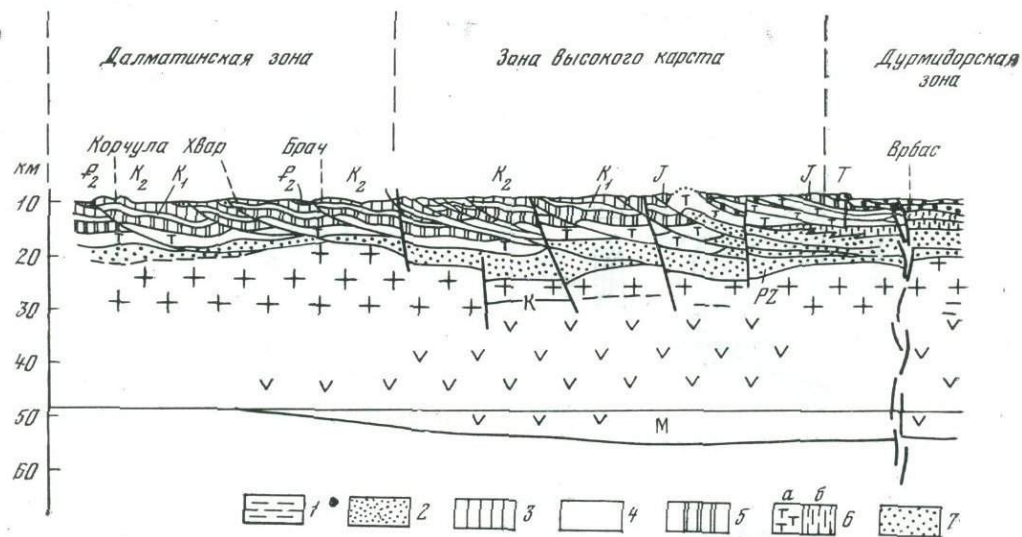


Рис. 55. Геолого-географический профиль Северных Динаридов по линии о. Палагружа — Словенски Брод — Валпово (Паннонская впадина). По П. Мильошу и М. Сиринику (P. Miljuš 1973 г.; M. Sirynek, 1974 г.)

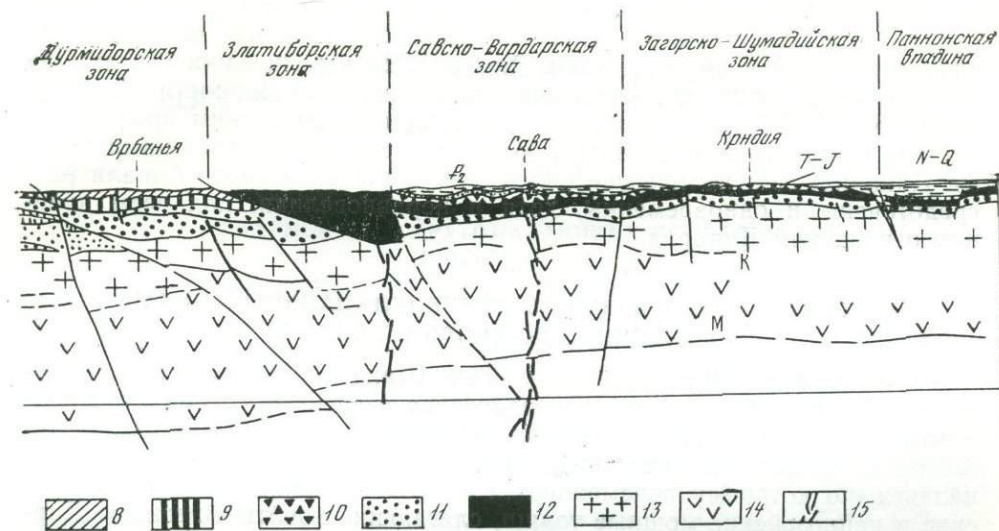
1 — неоген и четвертичные отложения; 2 — эоцен — преимущественно терригенные породы; 3—5 — карбонатная серия мезозоя: 3 — верхний мел, 4 — нижний мел, 5 — юра; 6 — триас — преимущественно карбонатные породы (а), в подчиненном количестве терригенные и вулканогенные (б); 7 — палео-

геологических явлений между соседними тектоническими зонами описал П. Фурмарье (Fourmarier, 1932). По современным понятиям главное в процессах миграции разнообразных явлений в геосинклиналях не складчатость, ибо она сама производна, а изменения, происходящие в геологической жизни наиболее значительных рубцовых зон, служащих связующими каналами коры с мантией Земли. Процессы, происходящие в мантии, прямо или косвенно контролируют явления в геосинклиналях (Белоусов, 1966, и др.).

При таком понимании, возможно, удастся более объективно раскрыть сложные перемещения в пространстве и времени процессов, происходящих в геосинклиналях. В Альпах, по данным альпийских геологов, выше уже описаны разновозрастность и явления миграции в двух главных продольных структурно-формационных зонах — Осевой (Пеннинской и Австро-Альпийской) и Гельветско-Дофинейской. В них фазы вертикальных движений, образования шарьяжей и складчатости были в мезозое отчетливо разновозрастными, однако в кайнозое многие деформации охватывали все Альпийское сооружение сравнительно равномерно. В этом видно несовершенство слишком упрощающей природы схемы Ж. Обуэна.

Для исследований явлений миграции особенно интересна Эллинидо-Динарская область. В последние годы в Динаридах работали Б. Чирич, М. Герак, С. Карамата, В. Медвенитч, П. Мильош, К. Петкович, Б. Сикошек, М. Скринек и многие другие исследователи. Лучшие сводки и оригинальные исследования, опубликованные на русском языке, принадлежат И. И. Белостоцкому (1970, 1976 г.).

В Динаридах имеются две внутренние эвгеосинклинальные зоны — Копаоникская, или Вардарская, ограниченная на востоке Сербско-Македонским срединным массивом, и Златиборская зона. Между этими зонами расположена Голийская зона с геоантиклинальными тенденциями. В обеих зонах развивались предтитонские и раннемеловые (предсенонские или «австрийские») тектонические движения. Некоторые гео-



зой миогеосинклинали — большей частью терригенные породы; 8 — верхнемеловые и юрско-меловые терригенные отложения эвгеосинклинали; 9 — триас эвгеосинклинали и переходной зоны аллохтонного «порога» — карбонатные и обломочно-вулканогенные породы; 10 — триас-юрские, частично нижнемеловые обломочные породы; 11 — палеозой миогеосинклинали; 12 — офиолиты; 13 — «гранитный» слой; 14 — «базальтовый» слой; 15 — предполагаемые глубинные разломы; К — поверхность Конрада; М — поверхность Мохоровичича

логи предполагают, что в эти фазы во внутренних зонах формировались шарьяжи. Раннемеловые движения отличаются мощной олигоценной седиментацией во внутренних зонах; с гольт-сеноманом накапливались большие флишоподобные толщи. Сильное боковое раздавливание, с образованием узких рубцовых корневых зон, подтверждается сейсмическими профилями, на которых видны крутые разломы, уходящие в мантию (рис. 55). Заложение, а возможно, и оживление рубцовых разломов началось перед тоаром, и главная часть основных и ультраосновных пород внедрилась в средней и поздней юре, до начала кимериджа включительно.

Во внешних Динаридах во время завершения вариссийского цикла сформировался ряд — молассы — эвалориты — верфенский «флиш» — среднетриасовая андезит-дацитовая формация — в условиях обширной, распространяющейся на всю площадь однообразной обстановки седиментации. Со среднего триаса столь же широко преобладало отложение мощных карбонатных толщ, продолжавшееся до конца среднего эоцена.

Тем не менее типично миогеосинклинальные зоны внешних Динаридов совершенно явно участвовали, хотя и в другом стиле, в тектонических событиях, развивавшихся во внутренних зонах. Предтитонской тектоно-магматической фазе, происходившей в Копаоникском и Златиборском прогибах, во внешних зонах соответствует четкий стратиграфический перерыв с горизонтом бокситов в кимеридже (Dergout, 1962). Предсенонским тектоническим движениям во внутренних зонах отвечают перерывы с горизонтами бокситов после середины неокома и перед альб-сеноманом во внешних зонах.

Напомним, что в Гималаях наблюдаются такие же явления. Образованию шарьяжей в олигоцене в Низких Гималаях соответствовал стратиграфический перерыв, без несогласий, но с признаками накопления бокситов между средним эоценом и нижним миоценом. Олигоценная седиментация в периферических зонах Гималаев отсутствует.

В Динаридах завершающая фаза энергичных перемещений по шарьяжам в конце олигоцена — раннем миоцене («савская») охватила как внутреннюю, так и внешние зоны Динарид. Еще один важный факт, не позволяющий слишком преувеличивать значение «полярности», как его понимает Ж. Обуэн, проявляется открытием сейсмическим профилированием рубцовых зон, имеющих корни в мантии, под внешними зонами Динарид. Кинематические явления пододвиганий часто бывали рассредоточены и одновременны, хотя и неравновелики, под всем древним основанием Динарид.

КИНЕМАТИКА ШАРЬЯЖЕЙ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ОСОБЕННО СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ

Область сопряжения южных дуг Тянь-Шаня и дуг Памира представляет собой пример сложных тектонических взаимоотношений двух разновозрастных активных шарьяжно-складчатых систем — Варисцид на севере и Альпид на юге. Пограничным является шарьяж Вахшского надвига, по которому перемещаются на северо-запад и север мезозойские и кайнозойские мощные толщи, слагающие хребты Внешнего Дарваза, Петра Первого и Заалайский. Они составляют Внешнюю тектоническую зону Памира.

Впервые вопрос о строении пограничной области Тянь-Шаня и Памира был поставлен Р. Клебельсбергом, Д. В. Наливкиным и А. П. Марковским. Весьма интересные факты были получены И. Е. Губиным, работавшим здесь с 1931 г. и суммировавшим свои наблюдения в монографии (1960). Новые важные работы по памирским шарьяжам принадлежат С. В. Руженцеву (1971, 1974 г.).

Между Южным Тянь-Шанем и Памиром существует, по-видимому, довольно широкая полоса срединного массива, именуемого И. Е. Губиным Каратегинской геоантиклиналью. Одной из важных является проблема вергентности шарьяжей в тех случаях, когда две геосинклинальные системы разделены срединным массивом. На Южном Тянь-Шане вергентность шарьяжей в южных зонах остается неясной. Г. С. Поршняков (1973) допускает, что они могли передвигаться к северу, но в более северных зонах известны шарьяжи только с южной вергентностью. Вахшский надвиг — самый северный шарьяж Памирской системы — имеет отчетливую северную вергентность и весьма значительную амплитуду. До сих пор никто из геологов, насколько нам известно, не ставил вопроса о положении рубцовой зоны Вахшского шарьяжа. Сказалась недооценка взаимосвязанности подобных структур. Корневой рубцовой зоной Вахшского шарьяжа, может быть, является система больших крутопадающих Каракуль-Момукских разрывов.

Очень интересно предположение о возможной связи рубцовой зоны Вахшского шарьяжа с современными деформациями в мантии Земли. Эти деформации выражены полосой гипоцентров землетрясения, располагающихся на глубинах 120—300 км. Все эти вопросы пока только ставятся, и четких ответов на них нет.

Описываемому району свойственна еще одна любопытная черта, также остающаяся пока необъясненной. Кроме упомянутой северной вергентности движений во Внешних и Центральных зонах Памира, обусловленной не только кинематикой Вахшского шарьяжа, но и выпуклостью дуг Памира в северном направлении, С. В. Руженцевым (1971, 1974 г.) описаны большие перемещения к югу в западной части Центрального Памира. Они привели к образованию шарьяжей — Ванчского (внизу) и Язгулемского (вверху). Первый сложен палеозойскими, второй мезозойскими и палеогеновыми образованиями.

Такое разнообразие в ориентировке вергентности шарьяжей заслуживает специального обсуждения.

**ОБЗОР ФАКТОВ И ПРОБЛЕМ,
МОГУЩИХ РАСКРЫТЬ ДИНАМИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ
ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ
И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ**

**ДИАГНОСТИКА КРУТОПАДАЮЩИХ КОРНЕВЫХ
(РУБЦОВЫХ) ЗОН
В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ**

Исследования, имеющие целью приблизиться к пониманию динамической обстановки образования шарьяжей, неизбежно должны охватить широкий круг геологических проблем; в частности, их следует направить на выяснение диагностических признаков крутопадающих корневых разломных зон в подвижных поясах, облегчающих их выделение из числа других крутопадающих тектонических разломов. Крутопадающие разломные зоны в геосинклиналях имеют различный возраст и разное происхождение, поэтому вопрос их типизации и выяснения геологических особенностей представляется очень не простым.

Какие же крутопадающие зоны следует относить к разряду осевых (рубцовых, корневых)? Имеются два важнейших признака. Первый морфологический. Сравнительно пологие шарьяжные пластины приобретают все более крутое залегание по мере приближения к корневой зоне. Этот признак не всегда бесспорен, потому что в Альпах описаны случаи «закатывания» фронтальных частей шарьяжных пластин; при некоторых неблагоприятных условиях обнаженности структура с крутопоставленной фронтальной частью пластины может быть смешана с корневой зоной. Обычно картирование «закатанной» крутой структуры по простираанию выясняет эту ошибку, потому что настоящие корневые зоны устойчиво сохраняют свои морфологические признаки на протяжении многих десятков, чаще сотен километров.

Второй признак выявляется изучением вещественного состава пород, заполняющих корневую зону, их фациальной и формационной характеристик. При этом, однако, возможны затруднения в связи с тектоническим расслаиванием, динамометаморфизмом, иногда региональным метаморфизмом пород, заполняющих корневую зону. В осевой системе корневых разломов Альп, как можно видеть на рис. 12, прослеживаются на протяжении около 200 км два параллельных, непосредственно примыкающих один к другому корневых разлома, заполненных породами Восточно-Альпийской и Пеннинской структурно-фациальных (формационных) зон. Это не единственный случай, когда корни двух самостоятельных комплексов шарьяжных пластин оказываются сближенными, почти совмещенными. Д. Андрусов отмечает (устное сообщение), что такое же совмещение свойственно, по-видимому, Стражевскому и Хочскому покровам в Западных Карпатах.

Длительность тектонических движений по корневым зонам также создает затруднения при их изучении. Например, на Большом Кавказе в Тырнауз-Пшекишской корневой зоне варисцийского возраста юрские аспидные сланцы оказались зажатыми в виде вертикальных пакетов мощностью до 100 м и более. Между тем заведомо известно, что в юрское время и позднее Тырнауз-Пшекишская тектоническая зона уже не являлась корневой зоной шарьяжных пластин. Таким образом, возобновление тектонических движений по корневой тектонической зоне может быть неоднократным, и в зону разлома могут «затаскиваться» мощные пластины пород другого возраста, не имеющих отношения к главному этапу функционирования разломной зоны.

Известны случаи, когда вдоль корневого разлома в последующие периоды его геологической истории происходили тектонические движения, имеющие мало общего с движениями, сопровождавшими формирование шарьяжных пластин. Мы имеем в виду образование больших региональных сдвигов, наследующих корневую тектоническую зону. Такой пример также известен в Тырнауэ-Пшекишской зоне Большого Кавказа. Здесь происходили значительные левосторонние сдвиги.

Следовательно, выяснение динамической обстановки образования шарьяжей не только само по себе сложно, но и затушевывается в связи с наложением разнообразных явлений, происходивших раньше и позже, а иногда и одновременно с процессами формирования шарьяжей. Необходимо возможно шире рассмотреть все относящиеся сюда явления, привлекая не только факты, раскрываемые изучением тектонических деформаций, но и данные о физико-химических условиях, возникших в земной коре во время образований шарьяжей.

КРУТОПАДАЮЩИЕ КОРНЕВЫЕ (РУБЦОВЫЕ) ЗОНЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ — ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРВОГО ПОРЯДКА, ОБЪЕДИНЯЮЩИЕ МАНТИЮ С ЗЕМНОЙ КОРОЙ

При анализе главных деформаций в геосинклиналях есть основания исходить из представлений о прямых связях между ними и процессами, происходящими в мантии Земли. На это, в частности, указывают многие черты сходства близповерхностных геологических проявлений, характерных для древних осевых тектонических разломных зон геосинклиналей прошлого, и таких же проявлений свойственных современным сверхглубоким тектоническим зонам Заварицкого — Беньофа (Заварицкий, 1946; Benioff, 1949). Есть и другие явления, указывающие на прямые связи, например, между радиальными тектоническими движениями и некоторыми процессами, происходящими в мантии Земли, но для целей нашего исследования они менее важны и здесь не рассматриваются.

Сверхглубокие тектонические деформации были установлены Ф. Тернером в 1922 г. и изучены Вадати в 1928 г. по очагам сверхглубоких землетрясений. Дальнейшие исследования показали, что очаги не распределяются беспорядочно, а концентрируются в форме глубинных тектонических (фокальных) зон, приповерхностные выходы которых совпадают с подвижными поясами и вулканическими областями в земной коре. Особенно важные связи между этими сверхглубокими зонами и геологическими явлениями в современных подвижных поясах земной коры были первоначально описаны А. Н. Заварицким (1946), Н. С. Шатским (1946) и Г. Беньофом (Benioff, 1949). Для краткости в дальнейшем мы будем по установившейся традиции именовать эти зоны зонами Беньофа.

Современные зоны Беньофа представляют собой крутые, пересекающие земную кору и уходящие далеко в мантию тектонические структуры. Известно, что эти зоны, судя по глубине фокусов глубоких и сверхглубоких землетрясений, соединяют тектонические структуры геосинклиналей с нижними частями мантии Земли (до глубин 600—720 км), и по ним поднимаются потоки летучих компонентов (ОН, СО₂, Cl, F, вероятно также Si и Al), несущие большие количества тепла. В связи с этими потоками летучих в геосинклиналях проявляется региональный метаморфизм и образуются магматические продукты (Горшков, 1973; Miyashiro, 1972; Dickinson, 1968; Hatherton, 1969; Blot, 1964; и др.). Являясь крупнейшими разломами Земли, зоны Беньофа служат также каналами для подъема по ним основных и ультраосновных магм. Однако в этом случае роль их только кондуктивная, они просто являются

удобными путями для подъема базальтов и гипербазитов из астеносферного и других слоев верхней мантии. Мы особенно подчеркиваем этот факт, который недооценивается, в связи с чем забывают, что главная особенность зон Беньофа — подъем по ним литофильных элементов со значительно более глубоких областей мантии, как показано Г. С. Горшковым, К. Бло, В. Дикинсоном и Т. Хазертоном. Многие геологи и геофизики считают, что во всех геосинклинальных поясах имеются ископаемые эквиваленты зон Беньофа, поскольку есть все основания полагать, что геосинклинали в геологическом прошлом были прямо связаны с мантией Земли посредством больших крутопадающих разломов (Шатский, 1946; Кропоткин, 1950, 1961; А. Пейве, В. Синицын, 1950 г.; Шейнманн, 1968).

О ПРАВОМЕРНОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ КОРНЕВЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ШАРЬЯЖНО-СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ С СОВРЕМЕННЫМИ ЗОНАМИ ЗАВАРИЦКОГО — БЕНЬОФА

По этому вопросу в геологической литературе есть два взаимно исключающих мнения. Первое было особенно распространено недавно и сводилось к категорическому отрицанию сходства между зонами Беньофа и ископаемыми корневыми разломными зонами. Основным аргументом было распространение современных разломов Беньофа только по периферии Тихого океана (и на северо-востоке Индийского океана, в Индонезии) и якобы совершенно отчетливое их пограничное положение между океаническими плитами и континентальными массивами. Этот, как предполагают, особый тип разломов, свойственный Тихоокеанскому сектору Земли, не имеет подобных структур в Тетисе и в ископаемых межконтинентальных геосинклинальных сооружениях Евразии, Африки и, может быть, Нового Света, если иметь в виду Аппалачи, ограниченные с востока «бордерлендом» Пьедмонта, и древние геосинклинальные пояса Канадского и Бразильского щитов.

Второе, противоположное, мнение широко распространилось в настоящее время, когда сотни исследователей наводнили литературу описаниями древних ископаемых зон Беньофа, будто бы обнаруженных ими в каледонидах, варисцидах и альпидах Европы и Азии.

Следует подвергнуть тщательной ревизии как первую, так и вторую точку зрения. Современные зоны Беньофа по мере совершенствования геофизических исследований были открыты в Тетисе. Первые указания появились у В. Бухера (1960 г.) для западной части Средиземноморья; затем К. Бло (Blot, 1964) и М. Капуто (Caputo e. a., 1972) описали Калабрийскую, или Липарскую дугу на юго-востоке Тирренского моря с землетрясениями на глубине до 450 м; была изучена Критская дуга с землетрясениями на глубине около 200 м и Памирско-Гиндукушская дуга с землетрясениями на глубине до 300 км (Губин, 1960 со ссылкой на Н. В. Введенскую). Следовательно, можно утверждать, что зоны Беньофа отнюдь не являются принадлежностью Тихоокеанского сектора Земли. По мере совершенствования геофизической аппаратуры и точности определений местонахождения очагов землетрясений зоны Беньофа будут обнаружены и в современных межконтинентальных подвижных зонах, образовавшихся на месте геосинклиналей альпийского, а может быть, и более древних циклов.

Возвратимся к рубцовым зонам геосинклиналей прошлого. Они присутствуют решительно во всех геосинклинальных системах и представляют собой продольные разломные тектонические зоны, отчасти более или менее параллельные друг другу, отчасти пересекающиеся под острыми углами. Для них характерна длительность существования; во многих случаях они являлись осевыми структурами геосинклинальных

впадин и в таком качестве контролировали на определенных стадиях осадконакопление, региональный метаморфизм и магматизм, выраженные в фациях и формациях, часто свойственных только одним впадинам (Тектоника, 1966), тогда как другие геосинклинальные прогибы в той же области имели другой возраст или другой набор фаций и формаций заполнявших их пород (А. Л. Яншин). В таком определении рубцовые зоны близки к глубинным разломам (термин введен и разработан А. В. Пейве, 1945, 1956, 1967).

Корневые зоны прослеживаются на многие сотни и тысячи километров. Иногда они расчленяются на системы более коротких (первые сотни километров) эшелонированных разломов, которые в целом протягиваются на тысячи километров. В качестве примера описан комплекс эшелонированных разломов, отделяющих Южные Гималаи на юге от расположенных севернее Тетис-Гималаев, или Тибетских Гималаев.

Громадная протяженность корневых зон, казалось бы, представляет лучшее доказательство большой глубины их заложения, сравнимой с глубинами заложения современных зон Беньофа. Однако есть более надежные аргументы в пользу больших глубин заложения корневых (рубцовых) разломных зон далекого геологического прошлого. Сама по себе значительная длина разломов, возможно, еще не обязательно указывает на большую их глубину. Например, система современных огромных сдвигов Сан-Андреас или большого сдвига Ферганского хребта, по-видимому, не могут рассматриваться в качестве аналогов разломов Беньофа. Судя по сейсмическим данным, очаги землетрясений, приуроченных к разломам Сан-Андреас, имеют глубины не более 20 км. Эти разломы, в их современном развитии, следует называть эпидермальными — они захватывают только «эпидермис» тектоносферы, но это не значит, что современные эпидермальные разломы не наследуют древние глубинные разломы.

Во всяком случае не все типы региональных разломов в геосинклинальных областях можно относить к ископаемым зонам Беньофа. Проблема генетической типизации больших разломов земной коры еще ждет своего исследования.

Другое обстоятельство заставляет осторожно пользоваться методом актуализма при идентификации ископаемых глубинных тектонических зон с современными зонами Беньофа. Г. Штилле (1964, с. 592) утверждает, что в постплиоцене на Земле нет геосинклиналей, находящихся на начальных и ранних стадиях развития. Начальный и ранний магматизм неизвестны в постплиоцене нигде в подвижных поясах. Для нашего времени характерен андезитовый, субсеквентный магматизм, свойственный поздним стадиям развития геосинклиналей.

Таким образом, вывод о полной идентичности ископаемых рубцовых зон с современными зонами Беньофа не может считаться вполне обоснованным. Тем и другим тектоническим структурам была свойственна, вероятно, одна общая особенность. Она заключалась в том, что эти крутые разломные зоны проходили в глубокие горизонты мантии, и по ним поднимались вверх летучие вещества дегазации мантии, несшие с собой поток интрателлурического тепла. Ниже мы остановимся на геологических доводах, указывающих на такие процессы. Они сближают ископаемые зоны с современными зонами Беньофа.

СВЯЗЬ МЕТАМОРФИЗМА, МАГМАТИЗМА И ДРУГИХ ЯВЛЕНИЙ С МАНТИЕЙ ЧЕРЕЗ ЗОНЫ БЕНЬОФА

С тех пор, как было установлено обычно наклонное положение больших крутопадающих тектонических зон корневого (рубцового, осевого, глубинного) типа и зон Беньофа, их исследователи обнаружили, что летучие продукты и тепловой поток, поступающие по ним из глубоких

горизонтов мантии, концентрируются в породах, составляющих всякий бок разломов. Когда глубинные разломы вертикальны, явления отклонения летучих и тепловых потоков в верхних слоях земной коры также существуют, причем потоки отклоняются в оба прилегающих блока.

Это открытие послужило основанием для очень важных выводов. Впервые, явления регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и формирования магматических очагов также оказались приуроченными к блокам, составляющим бока региональных глубинных разломов определенных, описанных ранее типов, в том числе к зонам Беньофа (Горшков, 1967; Купо, 1966; и др). Оказалось также, что и в ископаемых, не функционирующих в настоящее время корневых разломных зонах наблюдаются аналогичные зонам Беньофа закономерные изменения характера метаморфизма и состава магматических продуктов. Это является главным доводом, позволяющим до некоторой степени считать корневые зоны аналогами зон Беньофа.

Два обстоятельства, связанные с названными явлениями, свойственными как современным зонам Беньофа, так и ископаемым рубцовым зонам, по-видимому, недостаточно осознаны. Наиболее богатые щелочами и содержащие кремний летучие (по составу, следовательно, потоки литофильных элементов) происходят не из верхней мантии и тем более не из земной коры, а из очень глубоких горизонтов мантии (Ажгирей, 1971, 1974). Это обстоятельство имеет большое значение для понимания геологической роли глубинных рубцовых зон в геосинклиналях. Широко распространенные представления о происхождении литофильных частей земной коры в связи с дифференциацией вещества верхней мантии, видимо, не точны. Значит, и явления регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации в основном являются результатом приноса летучих и тепла из нижней мантии по сверхглубоким тектоническим разломам.

Необходимо понять, почему специфические процессы глубинной дифференциации развиваются именно в рубцовых зонах прошлых эпох и в современных зонах Беньофа. Этой проблемой до сих пор не занимались, потому что не существует ясного представления об исключительной или, во всяком случае, преимущественной приуроченности к сверхглубинным тектоническим разломам явлений обособления литофильных элементов в нижней мантии. Гипотезы о погружении плит океанической коры, сложенных материалом, заведомо бедным литофильными элементами, находятся в опасном противоречии с фактами. Это особенно заметно в связи с ничтожным количеством калия в составе пород океанической коры, в то время как по зонам Беньофа из самых глубоких очагов поступает много калия (Люстих, Салтыковский, 1961; Ажгирей, 1971; Шейнманн, 1972).

Второе обстоятельство, недостаточно учитываемое при анализе геологических процессов, связанных со сверхглубокими тектоническими разломами, заключается в том, что обычно на непосредственных выходах этих зон, в том числе и зон Беньофа, в самых поверхностных, доступных наблюдению горизонтах тепловые потоки, явления регионального метаморфизма и магматизм большей частью ничтожны, намного ниже нормы. Это может приводить к ошибочным выводам, если не принимать во внимание вышеописанную систему пологих и крутых разломов. Пологие сколовые тектонические разрывы отклоняют в всякий и отчасти в лежащий бока летучие и тепловой поток. Наблюдается эффект «опрокинутой крыши» (Ажгирей, 1974). Именно поэтому на выходах зон Беньофа тепловые потоки значительно меньше $1 \text{ мккал/} (с \cdot \text{см}^2)$, в то время как в всячем боку их тепловые потоки часто достигают в одну секунду десятков микрокалорий на 1 см^2 и тут же развиваются метаморфизм и плутоно-вулканические явления.

СОВРЕМЕННЫЕ ГИПОТЕЗЫ, В КОТОРЫХ ИНАЧЕ ПОНИМАЕТСЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЗОН ЗАВАРИЦКОГО — БЕНЬОФА

Появилась гипотеза, претенциозно названная «гипотезой новой глобальной тектоники», или «гипотезой тектоники плит». Согласно этой гипотезе, механизм пододвигания и всасывания связан с границами раздела океанической и континентальной коры, причем главной причиной такого пододвигания якобы является расширение океанического дна (Hess, 1962). Главные аргументы в пользу расширения дна океанов сформулировали Ф. Вейн и Д. Мэтьюз (Vine, Matthews, 1963; Vine, 1966), которые, учитывая линейность аномальных магнитных зон, ориентировка которых совпадает с простиранием срединных океанических хребтов, высказали предположение о раздвигании плит океанической коры в стороны от рифтовых зон этих хребтов. В результате, по образовавшимся трещинам поступает мантийное вещество к поверхности. Таким образом происходит новообразование океанической коры базального состава, а расширяющиеся плиты базальтовой коры пододвигаются под континентальную кору по зонам Беньофа. Важнейшие аргументы в пользу гипотезы новой глобальной тектоники опубликовали Ле Пишон (Pichon, 1968), В. Морган (Morgan, 1968), Дж. Хайрцлер (Heirtzler e. a., 1968), Б. Айзекс (Isaacks e. a., 1968). Большая сводка принадлежит Ле Пишону (Pichon e. a., 1973).

По этой гипотезе предполагаются горизонтальные перемещения земной коры, сопряженные со сравнительно крутопадающими зонами Беньофа, по которым плиты океанической коры пододвигаются (субдукция), а в некоторых случаях надвигаются (обдукция) на континентальную кору.

В нашу задачу не входят всестороннее рассмотрение и критика этой гипотезы, которая в современном виде защищается в основном некоторыми геофизиками, не использующими в своих построениях данные геологии. Довольно много геологов с энтузиазмом приняло гипотезу новой глобальной тектоники, но сейчас, по мере того как выясняются противоречащие ей геологические факты, значительная часть ученых отказалась от нее. Очень серьезная критика гипотезы опубликована в США (American Association..., 1974).

Огромные разломы островных дуг давно привлекали внимание геологов. В. Хоббс (Hobbs, 1914, 1921), не знавший о существовании зон Беньофа, выделял большие дугообразные разломы в Скалистых горах Северной Америки, интуитивно сравнивая их с формами, образующими современные дуги океанических островов на востоке Тихого океана. Надежные палеогеологические реконструкции показывают, что океана в области Скалистых гор во время, которое рассматривает В. Хоббс, не было. Н. С. Шатский (1946) был, вероятно, первым геологом, определенно указавшим на важные аналогии между некоторыми типами глубинных разломов геосинклиналей прошлого и современными разломами, отмечаемыми глубокофокусными землетрясениями в океанических островных дугах¹.

Учитывая имеющиеся факты рассматриваемой проблемы, можно отметить неприемлемость для геологов гипотезы новой глобальной тектоники. Мы не исключаем рациональных зерен в представлениях некоторых авторов и приверженцев гипотезы, но зоны Беньофа, несомненно, не являются подходящими тектоническими структурами, куда якобы пододвигаются плиты океанической коры.

¹ Надо сделать важную оговорку, что мы можем говорить о разломах, имея в виду только выходы глубокофокусных зон в верхние горизонты земной коры. Что физически представляют собой зоны, где зарождаются глубокофокусные землетрясения в низах коры и в мантии, нам неизвестно.

По зонам Бенъофа, как уже отмечалось и будет еще отмечаться далее, происходят в поистине гигантских масштабах процессы подъема (а не опускания) преимущественно кислых, литофильных (а не основных) дифференциатов вещества и термальных потоков из глубоких слоев мантии и, возможно, ядра Земли. Восхождение же по этим зонам основных и ультраосновных магм — явление сугубо подчиненное. Пути подъема из неглубоких горизонтов мантии основных и ультраосновных магм служат почти любые глубокие разломы в земной коре, на платформах, в океаническом дне и, следовательно, присутствие основных и ультраосновных магм в зонах Бенъофа отнюдь не является особой чертой, им присущей.

Кажущаяся термальная инертность зон Бенъофа — величайшее заблуждение тех исследователей, которые не учитывают отклонения мощных тепловых потоков по опережающим зоны Бенъофа трещинам, особенно висячим боку.

В кинематических и динамических схемах новой глобальной тектоники полностью утеряна связь с тем, что в действительности происходит в геосинклинальных поясах Земли. Поэтому интересные факты, полученные, но не объясненные в связи с разработкой новой гипотезы, предстоит еще переосмыслить. В современном виде эта гипотеза является шагом назад, а не вперед в нашем познании законов строения и развития Земли.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОРНЕВЫХ (РУБЦОВЫХ) РАЗЛОМАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Очень большое значение для понимания процессов, происходящих в геосинклиналях, имеют появившиеся в последние годы многочисленные определения абсолютного возраста метаморфических минералов. Эти определения, подкрепленные данными микроструктурного анализа метаморфических тектонитов, дают огромный новый материал. Он хорошо согласуется с классическими схемами последовательной смены фаций и формаций и образованием магматических продуктов в геосинклиналях.

Сейчас почти все исследователи признают широкое развитие в геосинклиналях явлений полиметаморфизма, причем отдельные фазы метаморфических процессов происходили, по-видимому, в относительно короткие промежутки времени, чаще предшествуя, а иногда почти совпадая с фазами резкого усиления тектонических и магматических явлений. Эти факты, описываемые ниже на основании новых определений абсолютного возраста метаморфических минералов из пород Гималаев и сравнительных данных по Альпам, дают основание предполагать существование геологически коротких периодов резкого усиления интенсивности поступления потоков летучих и тепла, поднимающихся по сверхглубоким корневым зонам. Первоначально широко или в отдельных зонах развивается региональный метаморфизм без существенного изменения химического состава пород; затем, в законченных циклах, образуются мигматиты и может происходить полная гранитизация, сопровождаемая существенной миграцией подвижных элементов (сквозь магматические растворы, по Д. С. Коржинскому). Здесь уместно подчеркнуть важность исследований этих процессов, выполняемых А. А. Маракушевым (1965) и им же с сотрудниками (Маракушев и др., 1971).

Между прочим, в прерывистости и большой неравномерности таких процессов заключается один из главных доводов против представлений о вобщем более или менее равномерном поступательном расширении дна океанов и соответственном пододвигании его по зонам Бенъофа в геосинклиналях, как это описывают Ф. Вейн, Д. Метьюз и Ле Пишон (1973 г.) в гипотезе новой глобальной тектоники.

ОДНОВРЕМЕННОСТЬ И ВЗАИМНАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ГЛАВНЫХ ФАЗ ДЕФОРМАЦИЙ И МЕТАМОРФИЗМА

Анализируя факты о геологическом времени фаз регионального метаморфизма в Гималаях по материалам определения радиогенными методами возраста минералов метаморфических пород и сравнивая эти данные с данными по Альпам, мы пришли к заключению, что фазы регионального метаморфизма (следовательно, поступления в верхние горизонты потоков летучих и интрателлурического тепла) совпадают с этапами усиления геосинклинальной складчатости и формирования шарьяжей (рис. 56).

В Альпах максимумы явлений полиметаморфизма соответствуют 100, 40—35 и 15 млн. лет, т. е. происходили в среднем мелу, позднем эоцене, раннем олигоцене и позднем миоцене. С этими же периодами времени совпадали максимумы деформаций с образованием складок и шарьяжей в Пеннинской, Австро-Альпийской (средний мел) и Гельветской зонах, а также новые деформации в остальных зонах (поздний эоцен — ранний олигоцен). В позднем миоцене формировались только гравитационные части шарьяжей (Alpine Metamorphism..., 1974). В Гималаях эти явления происходили 170, 40—35 и 15 млн. лет назад, т. е. в средней юре и позднем эоцене — раннем олигоцене. В позднем миоцене также формировались только гравитационные части шарьяжей (Г. Д. Аджирей, А. Синха, Б. Маллик).

ДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ГЛАВНОГО ПРОЦЕССА СТЯЖЕНИЯ (ПОПЕРЕЧНОГО СОКРАЩЕНИЯ) ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Все рассмотренные факты дают основание для гипотезы о том, что явления тангенциального (поперечного) сокращения, приводящие к возникновению геосинклинальной складчатости и шарьяжей, развиваются в связи с рубцовыми зонами, контролирующими геосинклинальные образования. Именно геологическое развитие рубцовых зон представляет главный, ведущий процесс, определяющий основные особенности эволюции геосинклинальных систем.

Главные фазы формирования шарьяжей и геосинклинальной складчатости имеют место до инверсии геосинклинального режима, т. е. в процессе деформации мощные толщи пород, заполняющих геосинклинальные впадины, не только сжимаются, но и в определенной мере продолжают опускаться вслед за общим опусканием пород, составляющих фундамент впадин. Это явление было неудачно названо «всасыванием», хотя глубокое втягивание пород внутрь рубцовых зон не подтверждается детальным геологическим картированием. Речь может идти только об очень отлогих воронках общего опускания, направленного в сторону рубцовых зон; опускания, несомненно, рассредоточенного, как предполагал уже давно К. Швиннер (Schwinner, 1919) и хорошо графически изобразил Б. Трюмпи (Trümpy, 1975) на обобщающем профиле через Альпы (см. рис. 45).

Почему образуются отлогие воронки опускания с рассредоточенным тангенциальным сокращением и с небольшими втягиваниями пород по рубцовым зонам, мы до сих пор не знаем. Удовлетворительной гипотезы, объясняющей механизм происходящих при этом процессов и отвечающей многочисленным фактам, полученным при картировании горных областей, предложено не было. Однако в настоящее время, после прошедших дискуссий, динамическая обстановка вряд ли может оспариваться. Мы имеем дело с действием сил, направленных на сокращение земной коры в пределах геосинклинальной системы.

А л ь п ы

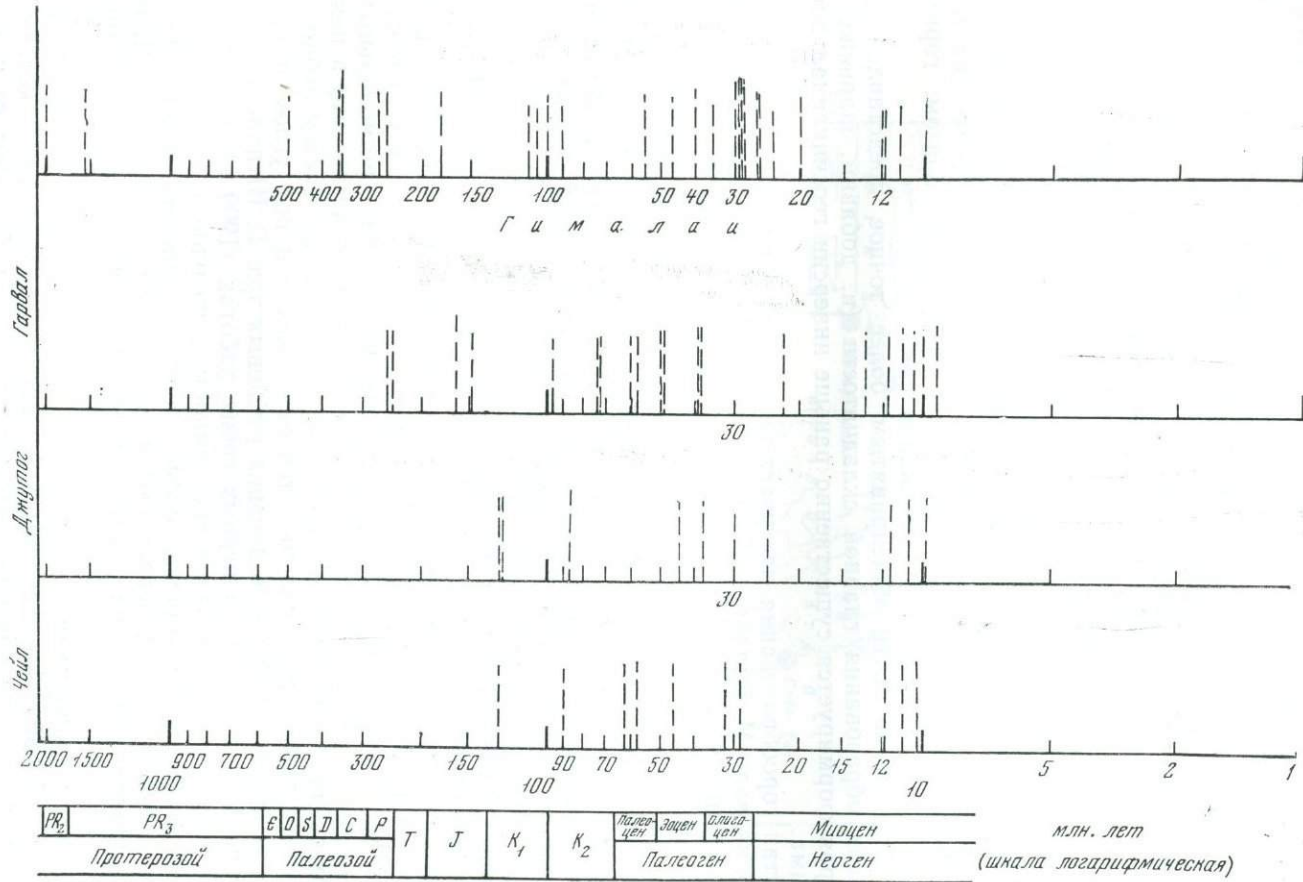


Рис. 56. Диаграмма определений абсолютного возраста метаморфических минералов в тектонитах шарьяжей в Альпах и Гималаях

Ниже для рассмотрения и оценки предлагается гипотеза о процессе, условно названном термально-гравитационным. Этот процесс может играть только некоторую роль в общей динамике происходящих явлений. Однако он не может быть главным, а скорее всего дополняет объяснение происхождения ряда существенных черт геологического строения некоторых типов шарьяжей, но и только.

На динамическую обстановку главного процесса поперечного сокращения земной коры в геосинклинальных областях проливают свет наблюдения над современными явлениями поперечного сокращения континентальной коры. Но для того чтобы оценить важность фактов и возможность пользования в данном случае испытанной методикой актуализма, необходимо предварительно рассмотреть один вопрос, сделавшийся спорным в последние два десятилетия. Речь идет о старом, подмеченном еще Дж. Холлом закономерном превращении глубоких впадин бассейнов мощной седиментации осадков в складчатые горные сооружения. В течение 150 лет эта закономерность не оспаривалась; ее подтвердил Э. Зюсс в своем синтезе, а Э. Ог (русское издание 1924 г., с. 156) выразился так: «Джеймсу Холлу наука обязана ... наблюдением, которое ... стало базой современных орогенических теорий. Теперь этот закон формулируется следующим образом: горные цепи образуются на местах геосинклиналей».

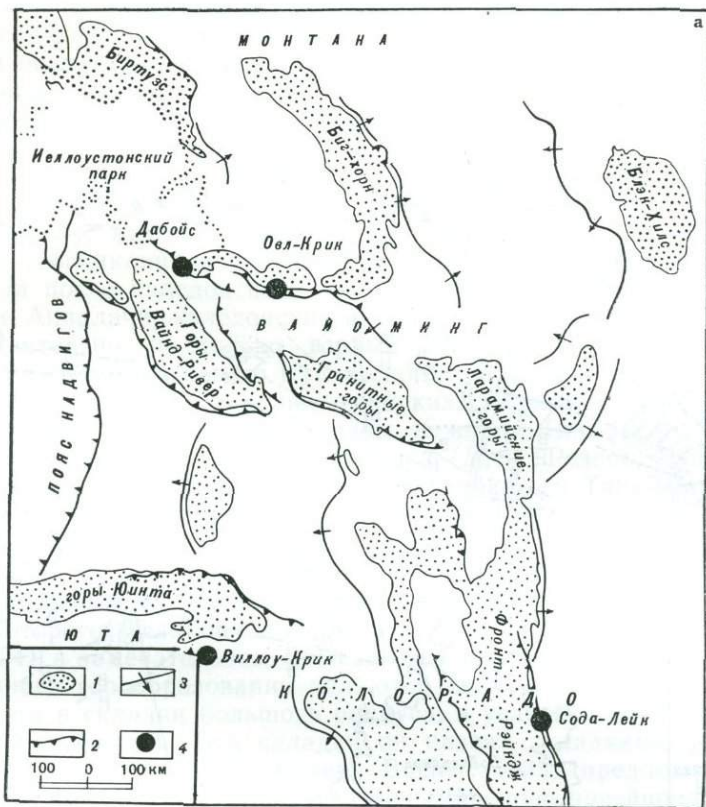
Сейчас стало почти общепринятым более точное представление о времени образования главной складчатости (и, добавим, шарьяжей), которая формируется существенно раньше инверсии геосинклинального режима.

Этап горообразования наступает позднее. Сводки по этой проблеме опубликовали М. Биллингс (Billings, 1960) и Г. Д. Аджирей (1968). Однако уточнение времени этапа горообразования было принято некоторыми исследователями как признак полной или почти полной независимости явлений горообразования от геосинклинального процесса. У нас с такими идеями выступили Н. И. Николаев (1954 г.) и С. С. Шульц (1967 г.)¹; причем как бы для того, чтобы подчеркнуть обособленность процессов горообразования, был придуман новый термин — «активизация»; затем пришли к тому, что явления активизации, характерные в основном для последнего — позднеальпийского тектонического периода, представляют собой некую особую, новейшую историческую форму развития земной коры (Н. И. Николаев).

Необходимо восстановить действительную историю изучения горных сооружений; особенно важно объективно понять связь их с генеральными тектоническими структурами геосинклиналей — региональными рубцовыми зонами. Во избежание недоразумений отметим, что в некоторых случаях наблюдалось заложение более молодых систем рубцовых и разных других региональных тектонических зон под углом и даже поперек простираний более древних рубцовых зон. Г. Штилле (русское издание 1964 г., с. 15) в первых своих работах (1909 г.) подчеркнул важнейшее значение понятия «постумности», введенного Э. Зюссом, согласно которому направления складчатости и разрывов древних фаз в более молодые фазы используются вновь; тем не менее Г. Штилле описывает достаточно много пересечений тектонических простираний.

С этими оговорками, отражающими естественные явления обычной в природе борьбы унаследованных и новообразованных признаков, можно утверждать, что новообразованные признаки в большом количестве

¹ Г. Ф. Мирчинк (1940 г.) первый, по-видимому, высказал ошибочное мнение об особом самостоятельном типе структур земной коры, соизмеримом с геосинклиналями и платформами, названном им глыбовыми структурами, хотя в его статье речь идет, видимо, о складках фундамента в понимании Э. Аргана (Argand, 1924) или складках коры в понимании В. Бухера (Bucher, 1933).



ЮЗ

СВ

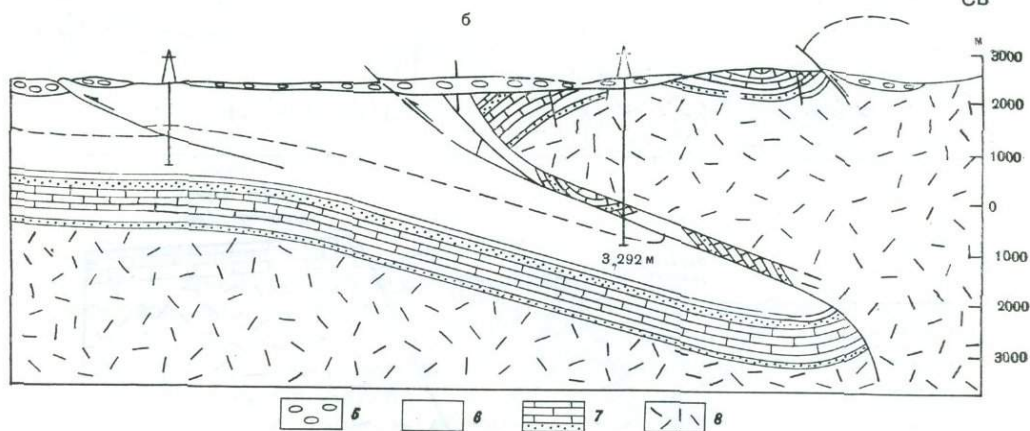
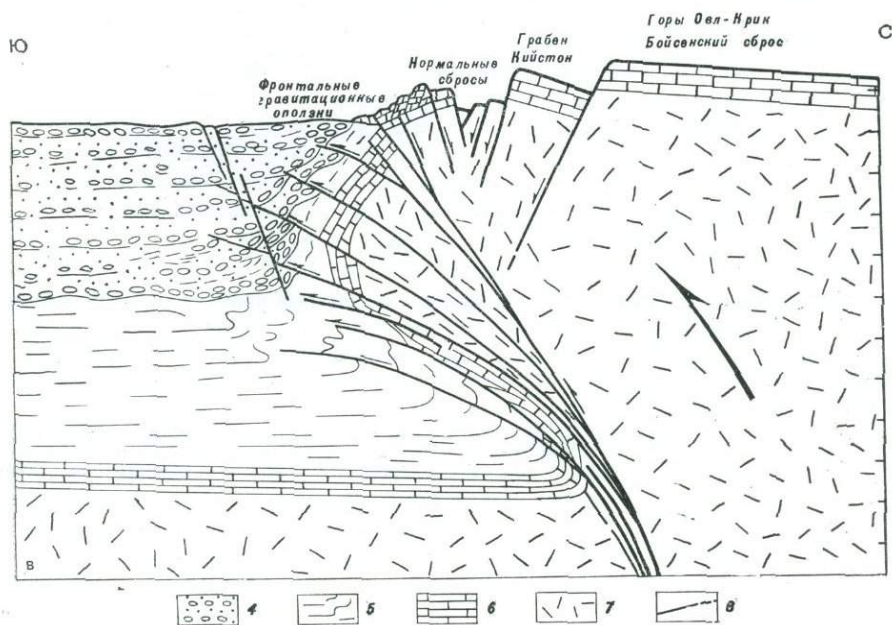
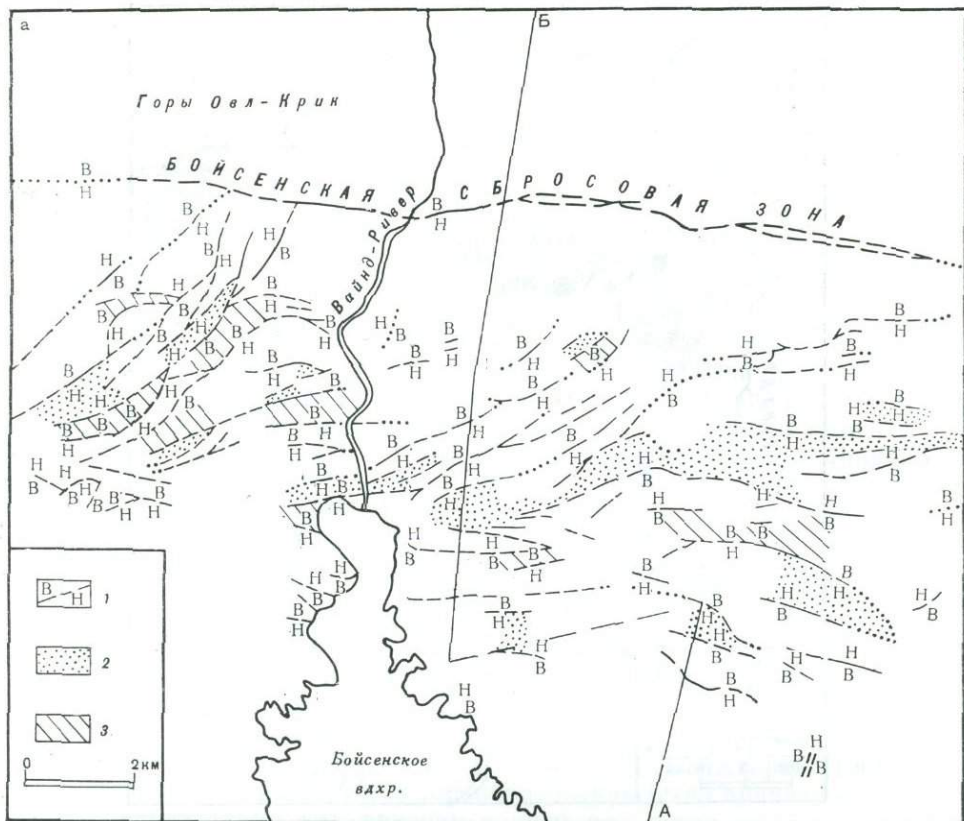


Рис. 57. Складки коры (Plis de fond) и системы разрывных нарушений в Скалистых горах Северной Америки. По Р. Бергу (Berg, 1962)

a — обзорная карта больших складок коры Скалистых гор и осложняющих их крылья взросо-надвигов (ларамийская тектоническая фаза); *b* — один из характерных профилей через региональные взросы Скалистых гор (Дабойс)

1 — ядра складок коры, сложенные преимущественно докембрийскими кристаллическими породами; 2 — взросы, изученные глубокими буровыми скважинами; 3 — взросы, картированные на поверхности, стрелка указывает направление надвижения; 4 — самые глубокие скважины; 5 — третичные отложения; 6 — мезозойские отложения; 7 — палеозойские отложения; 8 — докембрийские породы



появляются только в связи с какими-то, пока неясными, тектоническими переориентировками в земной коре. Что же касается явлений горообразования, которые следуют непосредственно или через длительный промежуток времени, не прерывавшийся новообразованием геосинклинальных систем, то они практически всегда постумны. И этот вывод вполне естествен. Поскольку не закладывалось новой системы геосинклинальных рубцовых зон, горообразование наследовало старую тектоническую систему геосинклинали, хотя это произошло не в ту же альпийскую эпоху, как, например, в альпийском Тетисе, а после варисцийского геосинклинального этапа (современные горы Тянь-Шаня и Урал) или после каледонского геосинклинального этапа (современные Северные Аппалачи, каледонские нагорья Шотландии и Скандинавии).

Действительно, не только горный массив (современная складка большого радиуса) Главного Кавказского хребта простирается согласно с простиранием рифейских, варисцийских, мезозойских и альпийских рубцовых зон, но и горные массивы Южного Тянь-Шаня наследуют простирания варисцийских рубцовых зон (Д. П. Резвой, 1955 г.). Примерно такое же положение справедливо для всего Тянь-Шаня и большинства других современных горных систем.

Основываясь на материалах, полученных главным образом русскими исследователями (П. П. Семенов-Тян-Шанский, Н. А. Северцов, И. В. Мушкетов, К. И. Богданович, В. А. Обручев, заключительные сводки которого были опубликованы в 1948 г., и др.), Э. Арган (Agand, 1924) в замечательном синтезе показал, что главными в процессе современного горообразования являются деформации изгибания пород фундамента в складки большого радиуса, в условиях сильнейшего тангенциального сжатия. Эти складки он назвал складками фундамента (*Plis de fond*). Позднее В. Бухер (Bucher, 1933) предложил назвать такие структуры складками коры. Очень хорошую новейшую сводку по складкам фундамента Тянь-Шаня сделал С. С. Шульц (1948 г.).

Важнейшая особенность складок фундамента (складок коры) заключается в том, что их антиклинальные, выпуклые части обычно отделяются от соседних депрессий разрывами типа взбросо-надвигов, т. е. деформаций, происходивших в условиях сильного тангенциального сжатия. Эта закономерность известна как «правило Леукса» (Leuchs, 1929, 1930 г.).

В. А. Николаев (1930 г.), Н. М. Сеницын (1937, 1938 гг.), С. С. Шульц (1948 г.) и Г. Д. Ажгирей считают, что на современном этапе развития для всего Тянь-Шаня характерна не глыбовая, а складчатая тектоническая структура. Последняя только осложняется разломами. В крайнем случае, такую структуру можно называть складчатоглыбовой, но в таком названии искажается правильный смысл термина, поскольку именно образование складок большого радиуса является ведущим в процессе деформации. Таким образом, признается правильность обобщения Э. Аргана.

Американские геологи обнаружили и исследовали ларамийские складки коры в Скалистых горах Колорадо и Вайоминга. И здесь кри-

Рис. 58. Складки коры (*Plis de fond*) и системы разрывных нарушений в Скалистых горах Северной Америки. По Д. Вайзу (Wise, 1963)

План (а) и профили (б, в) района Оул-Крик. Складка коры ограничена системой больших взбросов, замаскированных в верхних горизонтах нормальными сбросами вторичного, гравитационного происхождения. Глубинный профиль (в) раскрывает действительный механизм тектонической деформации, тогда как очень часто этот механизм по наличию нормальных сбросов считается результатом тангенциального растяжения

1 — нормальные сбросы; 2 — грабены; 3 — горсты; 4 — третичные отложения бассейна Вайнд-Ривер; 5 — мезозойские отложения; 6 — палеозойские отложения; 7 — докембрийские породы; 8 — разломы

сталлические массивы докембрийских пород, перекрытые тонким чехлом палеозойских платформенных отложений (обычно не более 700—800 м), были изогнуты в продолжение короткого интервала времени, вряд ли превышающего 10—20 млн. лет, т. е. между окончанием позднего мела и ранним эоценом (Berg, 1962; Wise, 1963). Форма образующихся тектонических структур никак не может быть объяснена действием вертикальных тектонических сил и последующим гравитационным расползанием. Напротив, совершенно ясно, что в процессе деформации произошло тангенциальное сжатие на 1000—3000 м в каждом крыле больших складок, имеющих ширину 60—80 км, иногда значительно меньшую (рис. 57, 58). В среднем земная кора сокращается примерно на 5%, но в узких тектонических зонах это сокращение достигает больших величин — лежащие, затащенные по разломной зоне складки имеют размеры до 10 км в направлении происшедшего поперечного сжатия. Эти данные основаны на надежной документации буровых скважин, чего пока не удалось получить в Тянь-Шане в таких же больших количествах. Однако если учесть кривизну поверхности кристаллического основания, смятого в складки, то для Тянь-Шаня размеры поперечного сокращения могут оказаться еще более значительными.

В Скалистых горах США имело место не горообразование, а фаза ларамийской главной складчатости. Инверсия и последующее горообразование произошли позднее, в конце неогена. В Тянь-Шане описывается типичное горообразование, не связанное непосредственно с предшествующим этапом геосинклинального накопления сколько-нибудь мощных осадков. Следовательно, между динамическими условиями на первом и втором этапах развития (во время главной геосинклинальной складчатости и во время горообразования) один из элементов динамической обстановки — тангенциальное сжатие — был общим. Однако в первом случае тангенциальное сжатие развивалось на фоне продолжавшегося погружения геосинклинальной области, а во втором — на фоне общего поднятия, в орогенный этап.

Таковы главные доводы в пользу несомненного существования динамической обстановки первичного тангенциального сжатия как главной силы, приводящей к образованию шарьяжей и геосинклинальной складчатости.

ГИПОТЕЗА ОБ УЧАСТИИ ТЕРМАЛЬНО-ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ТЕКТОГЕНЕЗЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Анализируя материал об абсолютном возрасте минералов пород, слагающих шарьяжные структуры в Гималаях и Альпах, автор убедился в весьма впечатляющем совпадении геологического возраста процессов регионального метаморфизма и главных фаз деформаций, а именно: средне меловых (в Пеннинской и Австро-Альпийской зонах, в последних эта фаза именуется предгозауской) и так называемых собственно главных альпийских фаз образования шарьяжей в центральных тектонических зонах в эоцене и в Гельветско-Дофинейской зоне в олигоцене.

В Гималаях мезозойский возраст больших тектонических движений во внутренних тектонических зонах, перекрытых более молодыми шарьяжами, пока не доказан. Что же касается олигоценовых шарьяжей, границы их геологического возраста установлены достаточно уверенно.

Совпадение во времени наиболее крупных фаз деформаций, сопровождающихся образованием шарьяжей и фаз регионального метаморфизма, указывает на резкое усиление интенсивности потоков летучих компонентов и тепла, поднимающихся из мантии по рубцовым зонам.

Эти потоки стремятся распространиться по системам пологих сколовых поверхностей, оперяющих рубцовые зоны в верхние горизонты земной коры («эффект опрокинутой крыши»).

Размеры усиления интенсивности интрателлурических потоков определяются весьма приблизительно, потому что проблема не находилась в круге исследований петрологов, хотя теоретическая важность ее несомненна. В. В. Белоусов называл в качестве сугубо провизорной цифры величину, на порядок превышающую обычные тепловые потоки, составляющие в древних геосинклинальных областях 2—4 мккал/(с·см²). Если это не слишком большое преувеличение, то можно допустить, что в относительно короткие интервалы геологического времени по рубцовым тектоническим зонам могут проходить потоки летучих и переносимого ими тепла интенсивностью до 30—50 мккал/(с·см²).

После консультации некоторых аспектов проблемы с петрологами — Д. С. Коржинским и А. А. Маракушевым — мы пришли к выводу, что в условиях существования подобных или близких к ним тепловых потоков можно предположить пластическое течение пород кристаллического основания, сопровождаемое перекристаллизацией и преобразованием минералов, связанных с повышением температуры пород, с привнесением некоторых летучих, в частности ОН, СО₂ и галоидов. В некоторых гималайских тектонитах, взятых из шарьяжных пластин, роговые обманки содержат до 0,25% фтора.

Хотя в описанных условиях не происходит расплавления метаморфизируемых пород, однако возникает определенная динамическая обстановка, вызванная течением разогретых пород по системам пологонаклонных поверхностей. В силу физико-химических свойств пород кристаллического основания геосинклинали в полной мере проявляется эндотермический характер реакции регионального метаморфизма, при этом происходит избирательное поглощение тепла. Тепловые потоки воздействуют значительно меньше на породы вышележащего осадочно-вулканогенного заполнения геосинклинальных впадин. В таких условиях породы кристаллического основания быстрее движутся вниз по наклонным поверхностям сколов, усиливая динамическую обстановку сжатия — гравитационного пододвигания вышележащих пород геосинклинальной призмы, направленного в сторону рубцовых зон.

На этом этапе геосинклинальная система еще не вступила в фазу горообразования, поэтому пододвигание происходит в условиях общего прогибания земной коры. В связи с гетерогенностью физико-механических свойств различных пород, участвующих в деформации, образуются новые системы сколов, по которым одни пластины перемещаются быстрее, другие медленнее; формируются складки, в ядрах которых могут находиться отставшие в своем движении массы пород кристаллического основания и шарьяжные пластины, ограниченные пологонаклонными сколами (рис. 59). Микроструктурные исследования древних кристаллических пород, оказавшихся в ядрах складок, обычно показывают высокую степень синтетектонической переориентировки породообразующих минералов, что описано в работах, посвященных структурной петрологии тектонитов Альп и Гималаев.

Важнейшей особенностью деформаций является направленность гравитационного перемещения в сторону рубцовых разломов, т. е. к центрально-тектоническим зонам, что коренным образом отличает происходящий процесс от предполагавшихся в качестве главного процесса гравитационных перемещений от центра геосинклинальных впадин к периферии будущего горного сооружения.

Возможность участия гравитационных деформаций в новом предлагаемом варианте динамической обстановки — важный дополнительный фактор в явлениях общего сокращения земной коры в фазы образования шарьяжей и геосинклинальной складчатости.

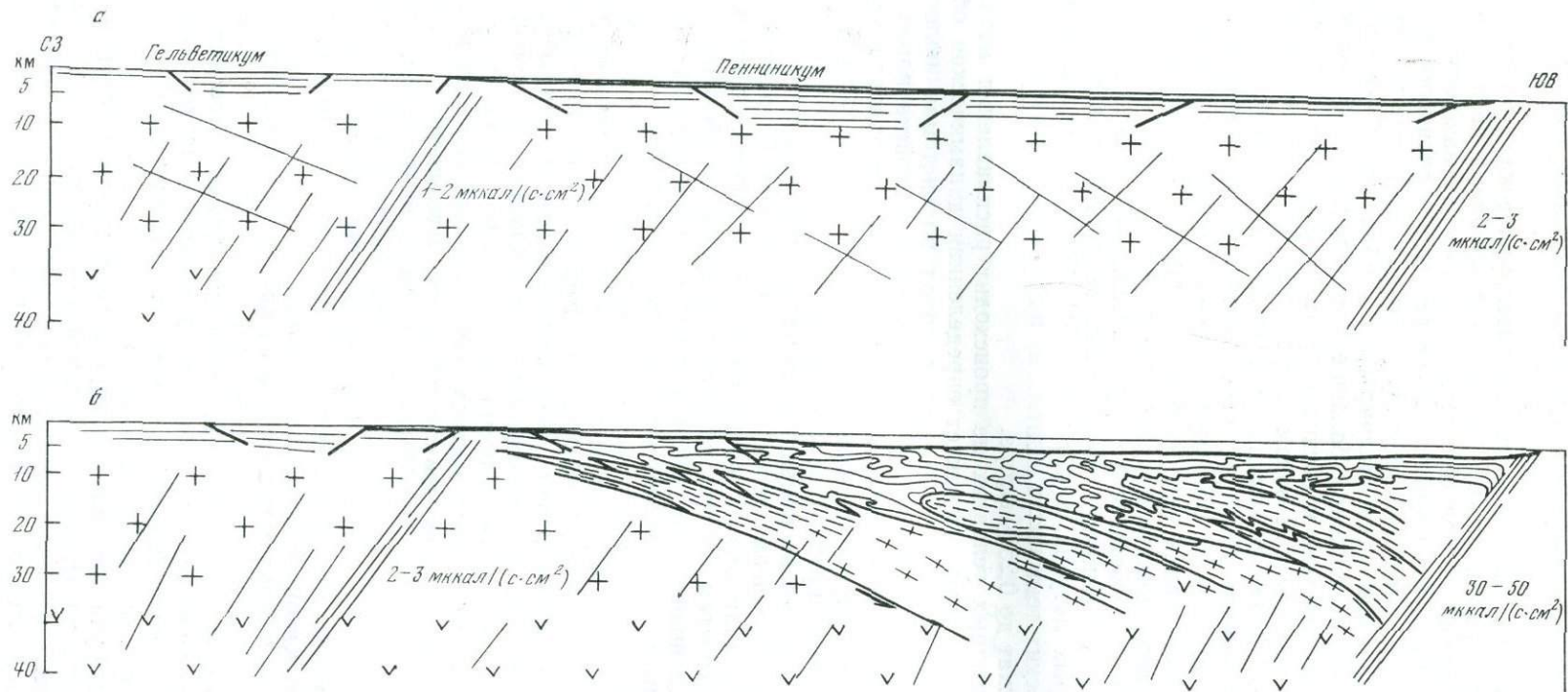


Рис. 59. Кинематическая и динамическая схема дополнительных, гравитационных деформаций в геосинклинали на примере Альп
а — на ранних этапах (триас — юра) развития геосинклинали; *б* — на среднем этапе (средний мел), в период образования главных шарьяжей и геосинклинальной складчатости. Принципиальные детали профилей по Р. Штаубу (Staub, 1958)

Не исключен и вывод общего значения, который пока очень гипотетичен, поскольку мы не знаем механизма главных явлений, создающих обстановку поперечного сжатия в геосинклинальных подвижных поясах. Возможно, что сравнительно быстротечные в масштабах геологического времени фазы формирования шарьяжей и складчатости геосинклинального типа связаны с кратковременными вспышками специфических процессов дифференциации. Эти процессы по каким-то неизвестным нам причинам концентрируются в сверхглубинных «разломных» зонах в нижних частях мантии или даже в ядре Земли.

Глава 8

ИСТОРИЧЕСКОЕ МЕСТО ЯВЛЕНИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ И СКЛАДЧАТОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА; МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

ГЕОСИНКЛИНАЛИ НА НАЧАЛЬНЫХ И РАННИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ

Н. С. Шатский (1946 г.) писал, что нам неизвестны начальные стадии развития геосинклиналей. М. В. Муратов (1949) на примере Восточного Средиземноморья показал, что перед начальной стадией на территории будущей геосинклинальной области возможно кратковременное существование квазиплатформенного режима. В. Бухер (Bucher, 1933), Р. Штауб (Staub, 1958), Р. Трюмпи (1965) рассматривали образование первоначальных геосинклинальных впадин как результат небольшого растяжения земной коры, ориентированного поперечно простиранию возникающего геосинклинального (мобильного) пояса. Предполагаются системы грабенов, ограниченных нормальными сбросами. Такие воззрения противопоставляются гипотезе Э. Аргана (Argand, 1916), допускавшего образование в Альпах эмбриональных складок и шарьяжей на очень ранних стадиях истории геосинклинали. Критику в адрес Э. Аргана не следует абсолютизировать; в Альпах отмечаются местные явления сжатия и образование локальных шарьяжей в относительно ранние моменты истории до главных фаз формирования шарьяжей в среднюю стадию развития. При этом происходило образование ранних флишевых осадков в ограниченных зонах.

Формирование трогов, ограниченных нормальными сбросами, нельзя считать главной структурно-тектонической чертой начальных и ранних стадий. Несомненно, что и в эти стадии главными контролирующими структурами являлись рубцовые зоны, соединяющие земную кору с мантией Земли. Именно они, а не система трогов, определяли образование и генеральные линии расположения геосинклинальной системы, а также границы структурно-формационных зон.

В связи с этим еще раз напомним, что крутопадающие рубцовые тектонические разломы (глубинные разломы геосинклинального типа¹) — самая главная тектоническая черта строения геосинклиналь-

¹ Речь идет о глубинных разломах именно геосинклинального типа. Без этого добавления понятие «глубинный разлом» может употребляться только как очень общее понятие, потому что глубинные разломы, пересекающие всю земную кору, известны и на платформах, и в рифтовых зонах, и в океанах. Все они имеют различный генезис. Отличительная черта геосинклинальных глубинных разломов типа рубцовых зон — их обязательная связь с системами пологих сколов на определенной стадии развития.

ных систем. Только существование таких разломов приводит к становлению и последующему развитию всякой геосинклинальной области.

Тем не менее отдельные трюги, представляющие собой развивающиеся геосинклинальные впадины, являлись важнейшими тектоническими структурами второго порядка, предопределявшими разделение геосинклинальной системы на собственно геосинклинали и геоантиклинали.

Вопрос четкого разграничения начальных и ранних стадий развития в геосинклиналях не разработан, и многие геологи объединяют их в первую стадию (В. И. Смирнов, 1965 г.— в начальную стадию; Ю. А. Библин, 1955 г.— в начальную и раннюю стадии).

В некотором отношении современными аналогами начальных и ранних геосинклинальных трюгов являются, возможно, авлакогены типа Днепровско-Донецкого, исследованной В. Б. Соллогубом (1967), М. В. Чирвинской (1963) и многими другими. Существуют различные представления о его природе. А. Д. Архангельский (1941, с. 98) считал Донбасс (составляющий непосредственное продолжение Днепровско-Донецкого авлакогена, как выяснилось позднее) примером качественного перерождения платформы и перехода последней в геосинклиналь. Представления Н. С. Шатского были иными, но в данном случае, видимо, был прав А. Д. Архангельский. Геофизики установили важную черту грабенов авлакогенов — существенное уменьшение в них толщины «гранитного» слоя. В этом заключается своеобразная подкорровая эрозия «гранитного» слоя¹. Вероятно, и в геосинклиналях на начальных и ранних стадиях также происходило аналогичное явление. Однако, видимо, можно утверждать, что примеров полной подкорровой эрозии «гранитного» слоя в геосинклиналях с достоверностью неизвестно. Многочисленные предположения об океанической коре в эвгеосинклиналях основаны, по-видимому, на недоразумениях. Наша уверенность подтверждается как геологами старшего поколения (Штилле, 1964, с. 345, 593; Трюмпи, 1965, с. 85), так и новыми исследованиями (Шейнманн, 1972; Шейнманн, Лутц, 1974).

Первый комплекс офиолитов. В связи с рассматриваемой темой образования шарьяжных структур отметим, что в ранние этапы развития иногда происходят обильные внедрения в слои геосинклинальных осадков и излияния на морское дно магматических пород так называемой офиолитовой формации. Это доказано в Альпах (Argand, 1916), на Кавказе (Белянкин, 1912; Ренгартен, 1932, 1937; Аджирей, 1967, 1968) и в Эллинидах (Grinn, 1961; Обуэн, 1967). Внедрения основных и ультраосновных пород не сопровождают формирование шарьяжей, они являются предшественниками шарьяжной тектоники. Впрочем, Р. Трюмпи (1965, с. 84, 85) в отличие от Ж. Обуэна выражает сомнение в важной роли офиолитов, излияния и внедрения которых произошли на начальной и ранней стадиях. Он более склонен связывать появление офиолитов с началом средней стадии развития геосинклинали Альп, когда произошла инверсия напряжений и началось сокращение земной коры.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ НА СРЕДНИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ

Стадия лептогеосинклинального режима. Наступление среднего этапа развития в геосинклинальной системе характеризуется стадией лептогеосинклинального, не компенсированного осадконакоплением прогибания дна впадины и накопления маломощных осадков (Grinn, 1960).

Изменение интенсивности потоков летучих и тепла. Главной отличительной чертой, характеризующей начало среднего этапа, является быстрое увеличение теплового потока, сопровождающего подъем боль-

¹ Понятие «подкорровая эрозия гранитного слоя» применяется в русском переводе Р. Трюмпи (1965, с. 85).

ших масс летучих по корневым зонам разломов. Отсутствие в некоторых геосинклиналях отчетливых проявлений регионального метаморфизма (Южный Тянь-Шань, автохтон Низких Гималаев) не противоречит нашим представлениям. При существовании системы пологих сколовых поверхностей, расчленяющих геосинклинальное сооружение, в отдельные этажи расслоенной структуры потоки летучих и тепла не проникают.

Геологическая продолжительность формирования шарьяжных структур. Энергичное пододвигание пород, составляющих основание геосинклинальных отложений, по направлению к центральным тектоническим зонам осуществляется быстро в масштабах геологического времени. Конечно, можно различать множество фаз деформаций, но главные деформации, при которых происходили перемещения особенно больших масс, во всех описанных областях — Альпах, Карпатах, каледонидах Европы, Гималаях и Тянь-Шане — укладываются в относительно скоротечные отрезки времени.

Второй комплекс офиолитов. В Гималаях породы основного состава, обычно зеленокаменно-измененные проникают по шарьяжным поверхностям или по сколовым поверхностям второго и третьего порядков висячем и лежащем боках главной шарьяжной поверхности. Не всегда точное совпадение офиолитовых тел с главной поверхностью шарьяжа вызывало у К. Вальдия (Valdia, 1962б) сомнение — существует ли прямая связь между внедрениями тел зеленокаменных пород и шарьяжами. Это сомнение совершенно неосновательное в свете наших наблюдений в Симлских и восточных Пенджабских Гималаях. Во многих местах, отстоящих друг от друга на десятки километров, всюду в шарьяжных поверхностях залегают линзы зеленокаменных пород, иногда до неузнаваемости развальцованных, милонитизированных, иногда висячем или лежащем боку главных шарьяжных поверхностей мало или совсем не катаклазированных. Поэтому можно с уверенностью утверждать, что кроме первого, раннего комплекса офиолитов, проникавших, видимо, по глубокому разлому в геосинклинальных осадки на начальных и ранних стадиях развития геосинклинальных впадин, определенно имеется второй, более поздний комплекс офиолитов. Второй комплекс, так же как и первый, представлен обычно зеленокаменно-измененными основными и ультраосновными породами. В одних случаях это почти исключительно основные породы, хотя в них встречаются линзы ультраосновных пород, в других — большей частью ультраосновные породы, хотя габбро, диабазам и спилитам и в этом случае принадлежит существенная роль.

Г. Штейнманн (1909), Р. Штауб (1939) характеризуют офиолиты как спутники тектонических движений, захватывающих самые глубинные части геосинклиналей. Еще раньше Э. Зюсс писал о них: «Зеленокаменные горные породы представляют жильные образования в дислоцированных районах, которые местами переслаиваются с осадочными отложениями, местами же заполняют поверхности дислокационных срывов. Эти породы являются, может быть, наиболее надежными индикаторами тектонических линий Средиземноморского складчатого сооружения» (И. В. и Д. И. Мушкетовы, 1935, с. 733).

Здесь, очевидно, уместно остановиться на термине «офиолитовая формация», который впервые ввел в геологическую литературу Г. Штейнманн (Steinmann, 1905, 1926, 1929 гг.). Этот термин вносит пока в наши понятия о геосинклинальном магматизме величайшую путаницу. Есть, по-видимому, четыре комплекса (формации) основных и ультраосновных пород в геосинклиналях, которые разными исследователями в разное время именовались офиолитами.

Ж. Обуэн (1967) в обзоре Эллинид, отмечая раннее происхождение зеленокаменных пород, называет их офиолитами, при этом он несколько

раз подчеркивает, что речь идет о базальтовой магме (с. 133, 136); часто они представлены только прослоями спилитов или диабазов (с. 137) точно так же, как на Кавказе (нижняя юра) и в Гималаях (олигоцен). Поэтому совершенно не обязательно офиолитовые комплексы должны включать ультраосновные породы. Сделаны также очень важные убедительные предостережения против определенных генетических связей офиолитов с радиоляритами (Обуэн, 1967, с. 107, 135, 137 и др.).

Таким образом, знаменитая «триада» Г. Штейнманна, якобы характерная для эвгеосинклинальных формаций,— также в значительной мере плод поспешного вывода, сделанного в то время, когда еще было мало известно о геосинклинальных формациях.

Третий и четвертый комплексы офиолитов. Эти комплексы основных и ультраосновных пород в геосинклиналях как будто не всегда относятся к первым фазам средней стадии развития геосинклиналей. Они могут быть более поздними и проникать главным образом по корневым зонам (рубцам) в следующие после шарьяжей фазы средней стадии или даже в позднюю стадию. В данном случае мы основываемся на опыте изучения кавказских комплексов основных и ультраосновных пород и сводке Ю. А. Кузнецова (1964), который выделяет две формации: габбро-пироксенит-дунитовую и гипербазитовую.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация имеет существенно габбровый состав. Это название, по мнению Ю. А. Кузнецова, не следует употреблять ни для комплекса гипербазитовых интрузий, в котором габброиды являются необязательным компонентом, ни для платиноносных существенно габбровых интрузий, развитых, например, на Урале, в которых перидотиты практически отсутствуют.

Интрузивные тела габбро-пироксенит-дунитовой формации образуют систему вытянутых массивов, простирающуюся на 700 км преимущественно вдоль западной окраины зеленокаменного синклинория Среднего Урала. Большинство интрузий контролируется сравнительно крутопадающими разломами и расположено между метаморфическими толщами кембрия и ордовика Центрально-Уральского мегантиклинория на западе и эффузивно-осадочными толщами силура и девона зеленокаменного мегасинклинория на востоке. Интрузивные тела падают в этой зоне на восток и приближаются по своим формам к согласным межпластовым интрузиям.

Следовательно, по отношению к складчато-шарьяжной структуре Урала габбро-пироксенит-дунитовая формация, по одним данным, близка ко второму комплексу офиолитов (Сергиевский, 1958), по другим (Воробьева и др., 1962) — эту формацию можно выделять как самостоятельную, более позднюю, и относить к третьему типу.

Несомненно особый, четвертый комплекс офиолитов, представляя породы гипербазитовой формации, выделенные Ю. А. Кузнецовым. В гипербазитовой формации резко преобладают гарцбургиты, которые практически отсутствуют в габбро-пироксенит-дунитовой формации, где ультрабазиты представлены главным образом верлитами и лерцолитами (Кузнецов, 1964, с. 84). К этой формации, вслед за Г. Хессом (Hess, 1939 г., 1962), Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном (1961) и многими другими Ю. А. Кузнецов относит только те ассоциации магматических пород, которые характеризуются существенно гипербазитовым составом при резко подчиненной роли габброидных и других более богатых кремнием пород. По мнению многих исследователей, это и есть настоящие офиолиты, однако такое употребление термина «офиолиты» совершенно произвольно как в применении его и к первому комплексу, связанному с излияниями на морское дно и внедрениями в толщи еще не деформированных тектоническими движениями геосинклинальных осадков (Я. Брюнн и Ж. Обуэн) на ранних этапах развития геосинклиналей.

Также произволен термин «офиолиты» применительно ко второму комплексу основных пород.

Итак, термин «офиолиты», введенный на заре периода изучения геосинклинального магматизма, в настоящее время не пригоден для пользования, потому что он смешивает самые разнообразные магматические продукты. Поэтому весь раздел, посвященный описанию гипербазитовой формации, у Ю. А. Кузнецова (1964, с. 86—101) носит, помимо воли его автора, отпечаток смешения понятий. Например, утверждение, что весьма характерной является ассоциация гипербазитов с геосинклинальными осадками (глинистые сланцы, граувакки, кремнистые породы) и эффузивами спилито-кератофировых формаций, частично правильно для первого типа офиолитов, обычно неправильно для второго типа и совершенно неверно для большинства представителей третьего и четвертого типов.

К четвертому комплексу офиолитов, составленному в основном породами гипербазитовой формации, мы склонны относить интрузии (или протрузии) ультраосновных пород, но не всякие интрузии гипербазитов, а только те, которые непосредственно генетически связаны со сравнительно крутозалегающими рубцовыми зонами. Некоторые из них могут представлять собой ископаемые зоны Беньюфа или во всяком случае тектонические оси геосинклинальных поясов. Они же, судя по наблюдениям А. Гансера в глубинном разломе Инда — Цангло, являются корневыми (рубцовыми) разломами шарьяжных сооружений.

В таком понимании отпадают вызванные путаницей понятий мнения, что породы гипербазитовой формации являются или самими ранними интрузиями складчатых зон, или интрузиями, связанными либо с первыми фазами складчатости, либо с начальными стадиями развития глубинных разломов, или, наконец, специфическими интрузиями начального этапа развития подвижных зон. Даже утверждение Ю. А. Кузнецова (1964, с. 86) о том, что интрузии гипербазитов, хотя и могут появляться сравнительно поздно, но все же всегда до времени образования гранитоидных интрузий батолитового типа, сомнительно, если иметь в виду, что на Урале (Алешин, Первов, 1958) наблюдается трехкратное появление гипербазитовых интрузий: в лландовери, раннем девоне и раннем карбоне, причем все три гипербазитовых пояса пространственно сближены и частично накладываются друг на друга. Поэтому, противореча самому себе, Ю. А. Кузнецов приходит, по-видимому, к правильному выводу, что нет вообще никакой специфической приуроченности гипербазитовых интрузий к начальным или каким-либо другим этапам развития подвижных зон.

Что же можно сказать после этого обзора о гипотезах океанического дна в эвгеосинклиналях, так распространенных в настоящее время и основывающихся на факте существования «офиолитов» в эвгеосинклинальных поясах? Совершенно очевидно, что прежде чем признать минимальную обоснованность таких гипотез, необходимо подвергнуть полному пересмотру в свете новейших, не только петрологических, но и геотектонических данных всю проблему геологического положения основных и ультраосновных пород в геосинклиналях. Тогда, вероятно, выяснится, что нет ни одного геосинклинального пояса на континентах, для которого было бы доказано заложение эвгеосинклинальных прогибов на океанической коре. Исключение, как считают, могут составлять современные островные дуги. Однако не следует забывать, что в островных дугах происходит новообразование континентальной коры в стадию, которая отвечает неначальному, а позднему этапу развития геосинклинального пояса, как правильно указал Г. Штилле. Большинство же других ископаемых геосинклиналей закладывалось, по-видимому, на континентальной коре, и это необходимо учитывать при анализе шарьяжных структур в подвижных геосинклинальных поясах.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ НА СРЕДНЕМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Проблема изучения роли регионального метаморфизма в образовании геосинклинальной складчатости и шарьяжей очень сложна, потому что обычно в метаморфизованных породах центральных тектонических зон эвгеосинклиналей проявляется многофазный и различный по происхождению метаморфизм (региональный метаморфизм и поздний контактовый метаморфизм). Широчайшим образом распространены явления полиметаморфизма, заключающиеся в многократных повторениях разновозрастных фаз регионального метаморфизма. До введения современных радиологических методов исследований Б. Зандер (Sander, 1930, 1948 и 1950) разработал методику микротектонического анализа метаморфических пород. Исследуя альпийские метаморфизованные породы он установил, что современные микроструктуры в метаморфизованных породах древних ядер центральных тектонических зон Альп и мезокайнозойских породах чехла отражают структурную перестройку (Überprägung, restamping). Повсеместно наблюдаются ориентировки минералов, соответствующие кинематическим направлениям альпийских, т. е. палеогеновых (35—40 млн. лет назад) деформаций. Из этих совершенно правильных наблюдений в настоящее время делаются дискуссионные выводы (Milnes, 1969, 1974 г.; Руттен, 1972, с. 185—189, и др.). Считается, что главная часть тектонической структуры Альп (внутренние тектонические зоны) была сформирована как современное складчато-шарьяжное сооружение, по времени соответствующее границе эоцена и олигоцена, т. е. около 40 млн. лет назад (лепонтинская фаза), а внешние зоны — Гельветская зона и зона Предалль — во время, соответствующее границе олигоцена и миоцена, т. е. около 26 млн. лет назад (савская фаза, по Г. Штилле).

По-видимому, тут имеет место недопонимание явлений полиметаморфизма. Последовательно происходили — региональный метаморфизм лепонтинской фазы, наложенный на него контактовый метаморфизм, связанный с этапом внедрения посторогенных гранитондов типа Бергель и Адамелло, происшедшим около 30—35 млн. лет назад, затем новая фаза регионального метаморфизма, имевшая место значительно позднее, 17—11 млн. лет назад (определения абсолютного возраста биотитов из многих метаморфизованных пород Альп; Milnes, 1969, с. 108—112), сильно затемнили предшествующую тектоническую и метаморфическую историю Альп. Часть альпийских геологов считают важнейшей фазой тектонических деформаций фазу, соответствующую границе эоцена и олигоцена и называют ее главной альпийской фазой тектогенеза.

По-видимому, здесь отражается вера в непререкаемое могущество радиологических методов определения абсолютного возраста минералов, тогда как в условиях полиморфизма часто фиксируется только последний возраст минерала. Не чувствуется понимание того, что микротектоническая перестройка внутренней структуры метаморфизованных пород также может быть многократной, следы первичной микроструктуры пород могут быть полностью стерты следующими фазами микро-, а иногда макротектонической перестройки. Между тем Б. Зандер неоднократно описывал в своих работах явления перестройки микроструктуры тектонитов.

Радиологические данные должны быть очень многочисленны, получены с применением различных методик и должны корректироваться геологическими факторами, установленными при детальном стратиграфических и структурно-тектонических исследованиях. В таком случае картина взаимоотношений между главными фазами тектогенеза и метаморфизма на примере Альп может представляться и в других вариантах.

В начальные стадии развития мезозойской Альпийской геосинклинали обособились три главные структурно-формационные зоны. Первая из них представлена Осевой (центральной) системой Пьемонтских, Пеннинских и, вероятно, Австро-Альпийских геосинклинальных прогибов. В Пьемонтском и Пеннинском прогибах, кроме накопления начальных терригенных формаций, происходили излияния и интрузии основных и ультраосновных пород, но в целом никаких существенных складчато-шарьяжных деформаций и метаморфизма не известно.

На севере образовалась вторая структурно-формационная зона — система миогеосинклинальных Гельветско-Дофинейских прогибов. Возможно, как считают австрийские геологи, некоторые эквиваленты той же системы миогеосинклинальных прогибов могут быть обнаружены и в Восточных Альпах.

С юга от центральной (эвгеосинклинальной) зоны формировались прогибы третьей структурно-формационной зоны Южных Альп, с очень мощными триасовыми карбонатными толщами, с излияниями и интрузиями основных пород, что несколько сближает южную систему геосинклинальных прогибов с центральной, причем карбонатный состав ранних отложений отмечается ближе к Австро-Альпийским прогибам центральных зон, чем к Пьемонтской и Пеннинской (Лепонтинской) зонам.

В начале среднего этапа, который датируется в довольно широких пределах (от 110 до 85 млн. лет) в разных областях Осевой зоны увеличиваются притоки летучих и интрателлурического тепла, вызывающие интенсивное развитие регионального метаморфизма и ремобилизацию кристаллических пород древнего палеозойского и докембрийского основания геосинклиналей. На многостадийность тектогенеза и регионального метаморфизма в последнее время указывали Бирт (1958 г., 1967 г.), Ван дер Плас (1959 г.); де Роэвер (1963 г.); Е. Ниггли (1970 г., 1972 г.); Т. Эрнст (1973 г.); Э. Пегер (1973 г.); Р. Трюмпи (1973 г.); Дж. Хунцикер (1973 г.). Некоторые из них отмечали важность тектогенеза и метаморфизма главным образом в среднем мелу. Р. Штайгер (Steiger, 1964) установил абсолютный возраст роговых обманок из пород, слагающих Пеннинские покровы вблизи Готтардского массива, в 112 млн. лет. Позднее данные Р. Штайгера были подтверждены в большом объеме, составленном М. Фреем и др. (Alpine Metamorphism..., 1974). Дж. Хунцикер (1970 г., 1974 г.) для западных Альп рубидий-стронциевым методом установил раннеальпийскую тектоническую фазу с возрастом 110—130 млн. лет пород из фронтальной части шарьяжной лежащей складки Монте-Роза, а также пород основания в зоне Сесия-Ланцо. Неориентированные зерна глаукофана и кроссита в мезозойских «офиолитах» Пьемонтской зоны показали по данным калий-аргонового метода возраст 80—100 млн. лет (Дж. Хунцикер, 1974 г.). В тектонической зоне Сесия-Ланцо в рассланцованных слюдяных эклогитах по фенгиту определен возраст 60—90 млн. лет калий-аргоновым методом и 60—80 млн. лет, рубидий-стронциевым методом (Дж. Хунцикер, 1974 г.) Шелочные амфиболы и калиевая светлая слюда, возраст которых 60—100 млн. лет, по мнению автора, принадлежат к позднемеловой фазе низкотемпературного (при высоких давлениях) метаморфизма.

Несмотря на то, что в Центральных Альпах интенсивная палеогеновая фаза метаморфизма, сопровождающая тектоническую фазу дальнейшего усложнения шарьяжной тектоники, стерла проявления ранней геологической истории Лепонтинской области, во фронтальной части шарьяжа Монт-Леон рубидий-стронциевым методом получены данные о возрасте метаморфизма 110—130 млн. лет.

Таким образом, представления М. Г. Руттена (1972) и А. Мильнеса (Milnes, 1969, 1974) о главной (нормальной, по выражению

М. Г. Рутена, 1972, с. 192) альпийской тектонической фазе образования складчатости и шарьяжной тектоники, происшедшей как в эоцене, на границе эоцена и олигоцена, так и в начале олигоцена (исключенные делается только для австрид), не могут считаться неоспоримыми.

Геологические факты, а именно перекрытие Пеннинской системы лежащих складок и шарьяжей Австро-Альпийскими покровами, определенно указывают на то, что не только сильнейший региональный метаморфизм с возрастом от 110 до 85 млн. лет, но и существенные, возможно, главные тектонические деформации в Пеннинской (Лепонтинской) зоне произошли в период между сеноманом и эмшером. По-видимому, этот же вывод справедлив для Пеннин французских Альп в зоне Дора-Майра или Пьемонтской зоны Италии в Южных Альпах.

Описанная первая (среднемеловая) альпийская фаза тектогенеза и регионального метаморфизма была, видимо, очень важной и интенсивной и сформировала главные черты строения Осевой тектонической зоны Альп. В периферических геосинклиналях на севере (Гельветская, или Дофинейская, а может быть, и большая часть Бриансонской зоны), а также на юге, в Южных Альпах, значение среднемеловой фазы было, вероятно, небольшим. Влияние ее выразилось главным образом в образовании средне- и позднемеловых флишевых формаций, явившихся как бы отзвуком больших тектонических деформаций, происшедших в Осевой тектонической зоне.

Вторая фаза тектогенеза и регионального метаморфизма в Альпах, как считает М. Фрей (*Alpine Metamorphism...*, 1974), была представлена процессами, происходившими в условиях малых давлений и высоких температур, и имела место в конце эоцена — начале олигоцена, т. е. 40—35 млн. лет назад. Это так называемая лепонтинская фаза (она же пиренейская, по Г. Штилле), которая снова воздействовала главным образом на породы Осевой зоны, складчатые и шарьярованные во время среднемелового тектогенеза.

Третья фаза тектогенеза и регионального метаморфизма, по М. Фрею, захватила главным образом Гельветскую (и, очевидно, Бриансонскую.—Г. А.) зону, образовав шарьяжи Предальп в конце олигоцена — начале миоцена, т. е. 25—30 млн. лет назад. Примерно в это же время в центральных зонах произошло внедрение посттектонических гранитоидов Бергеля и Адамелло, что указывает на отсутствие складкообразовательных и шарьяжных движений в эту фазу в центральных зонах.

МЕТАМОРФИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ НА ПОЗДНИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Четвертая фаза регионального метаморфизма, на существование которой указывает возраст биотитов (17—11 млн. лет) в некоторых зонах Альп — в районах метаморфизма высоких ступеней (Milnes, 1969), возможно, как и в Гималаях, соответствует возрасту внедрений наиболее поздних гранитоидов. С последними связаны, по-видимому, наиболее значительные магматогенные полезные ископаемые в Гималаях, заметное, хотя и не максимальное по интенсивности горообразование в Гималаях и Альпах и образование систем поздних разрывов типа нормальных сбросов. Возможно, что в периферических тектонических зонах Альп именно в эту фазу образовались периферические гравитационные шарьяжи.

Четвертая фаза происходила в существенно, а может быть даже и в принципиально другой тектонической обстановке, которая характеризовалась инверсией направления тектонических движений. Вместо общей тенденции к погружению древнего основания геосинклинальной системы, характерной для первых трех фаз, в четвертую фазу происходило общее воздымание основания геосинклинальной системы.

Следовательно, между третьей и четвертой фазами тектогенеза и регионального метаморфизма закончился средний этап и наступил поздний этап развития геосинклинальной системы.

В поздний этап не известно достоверных примеров образования настоящих, характерных шарьяжных тектонических структур. Исключения составляют ограниченные гравитационные шарьяжи во фронтальных частях более древних шарьяжей. В некоторых локальных зонах формируются системы нормальных сбросов. На позднем этапе происходят некоторые другие важные тектонические деформации в периферических зонах и предгорных прогибах.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
- Ажгирей Г. Д. Магматизм и тектоническая зональность в развивающихся подвижных поясах. Карпато-Балк. геол. ассоц. VIII конгресс. Геотектоника. Белград, 1967.
- Ажгирей Г. Д. Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий.— В кн.: Геология Центрального Кавказа. М., 1968.
- Ажгирей Г. Д. Некоторые принципиальные вопросы составления тектонических карт.— Acta Geologica Ac. Sci. Hungaricae, 1969, 13, Budapest.
- Ажгирей Г. Д. Происхождение и развитие материков и океанических впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Ажгирей Г. Д. К вопросу о догеосинклинальном (нуклеарном) этапе развития земной коры в архее.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых. МГК. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1974.
- Ажгирей Г. Д., Беляков Л. В., Чесноков С. В. К происхождению геосинклинальной складчатости. Доклад на совещ. Тектонической комиссии СССР в феврале 1969 г. Изд-во МГУ, 1969.
- Алешин М. М., Первов В. П. Методика составления металлогенических и прогнозных карт Урала.— Материалы науч. сессии по металлогении и прогнозным картам. Алмата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. ОНТИ, 1941.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы в бассейне реки Девол.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. 3. Общие вопросы, складчатые движения, магматизм. М., Госгеолтехиздат, 1939.
- Белоусов В. В. О происхождении складчатости.— Сов. геол., 1947, № 16.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л. Госгеолтехиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белянкин Д. С. Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. ин-та, 1912, т. 18, вып. 1.
- Беммелен Р. В., ван. Новые взгляды на орогенезис восточных Альп. Труды XXI сессии Междунар. геол. конгр. вып. II. М., ИЛ, 1963.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы.— Труды ГИН АН СССР, 1976, вып. 289.
- Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. М., Геодиздат, 1940.
- Венинг-Мейнес Ф. А. Тепловая конвекция в земной мантии.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65.
- Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской дуги. М., «Наука», 1967.
- Горшков Г. С. Проблемы современной вулканологии.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960.
- Заварицкий А. Н. Некоторые новые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии океанов и гипотеза разрастания океанического дна.— Геотектоника, 1971, № 2.

- Краус Э. История развития материков и океанов.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, 1963.
- Кропоткин П. Н. О происхождении складчатости.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, № 5.
- Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Люстих Е. Н. Критика сколов между оболочками земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1.
- Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Доводы сторонников мобилизма и доводы в пользу конвекции.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965а, 40, № 1.
- Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Увязка гипотез конвекции и материкового дрейфа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965б, 40, № 2.
- Люстих Е. Н. Конвекция в мантии и сферические функции.— Физика Земли, 1965в, № 8.
- Люстих Е. Н. Послесловие.— В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., «Мир», 1966.
- Люстих Е. Н., Салтыковский А. Я. К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры.— Геохимия, 1961, № 4.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. Под ред. А. В. Пейве.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги.— Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 148.
- Ренгартен В. П. Военно-Грузинская дорога. Междунар. геол. конгр., XVII сессия. Экскурсия по Кавказу (Ростов—Тбилиси), 1937.
- Ружнецов С. В. Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов.— Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 223.
- Рутген М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972.
- Сенченко Г. С. Основные проблемы тектоники Южного Урала.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974.
- Сенченко Г. С., Огарников И. С., Скрипий А. А. Соотношение поверхностных и глубинных структур на Южном Урале.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Сергиевский В. М. Магматизм Урала.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. Л.— М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ситтер Л. У., де. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.
- Смирнов В. И. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1967.
- Соболев И. Д. Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Соллоуб В. Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. Верхняя мантия, № 5. М., «Наука», 1967.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. Изд. 1-е, 1934; изд. 2-е, 1941. М., Госгеоллиздат.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных пород. М., ИЛ, 1961.
- Ушаков С. А. Строение и развитие Земли.— Физика Земли, 1974, № 1.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Чирвинская М. В. Глубинное строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований (в связи с нефтегазоносностью). Л., ВНИГНИ, 1963.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Естественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа.— Геотектоника, 1974, № 4.
- Штауб Р. Механизм движений земной коры. М., ГОНТИ, 1939.
- Штейнманн Г. Очерк геологического строения Альпийской горной системы. Зап. Крымск. горн. клуба. 1909.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.

- Alpine Metamorphism of the Alps.—A Review. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1974, Bd. 54, H. 2/3. Aut.: Frey M., Hunziker J. C., Frank W., Bocquet J., Dal Piaz G. V., Jäger E., Niggli E.
- American Association Petroleum Geologists. Memoir 23. Plate Tectonics.—Assessments and Reassessments. Tulsa, 1974.
- Ampferer O.* Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen.—Jahrb. geol. Reichs-Anstalt, 1906, Bd. 56.
- Ampferer O.* Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.—Jahrb. geol. Bundesanstalt, 1930, Bd. LXXX, H. 1, 2.
- Ampferer O.* Vergleich der tektonischen Wirksamkeit von Kontraktion und Unterströmung.—Mitt. geol. Ges. Wien (Alpenlünd. G. Ver.), 1942, Bd. 35.
- Ampferer O., Hammer W.* Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen.—Jahrb. geol. Reichs-Anstalt, 1911, Bd. 61.
- Andrée K.* Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Berlin, 1914.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P.* A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, 80, N 11.
- Argand E.* La tectonique de l'Asie.—C. R. Congr. Géol. Intern. Bruxelles, 1924.
- Ashgirei G. D.* (Azgirej G. D.). Geosynklinal-faltung (Die Entstehung der Hauptfaltentypen).—In: Stockwerkbau und Felderteilung. Akad. Wiss. DDR, Zentralinst. Phys. Erde, 1973, T. 2.
- Ashgirei G. D.* Origin of continental crust.—Geology, 1974, 2, N 8.
- Ashgirei G. D.* Thrust Tectonics of Humachal Pradesh Himalayas.—In: Tectonic Problems of the Alpine System. Bratislava, 1975.
- Bemmelen R. W., van.* Die Undaite-Theorie (usw.) — Naturkundig Tijdschr. Nederlandsch — Indie, 1932, 92, Afl. 1.
- Benioff H.* Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Deepes.—Geol. Soc. America Bull., 1949, 60.
- Berg R. R.* Mountain flank thrusting in Rocky mountain foreland Wyoming and Colorado.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, 46, N 11.
- Billings M. P.* Diastrophism and Mountain-building.—Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 4.
- Blot C.* Origine profonde des séismes superficiels et des éruptions volcaniques.—Assoc. séism., série A, travaux scient. 23. Toulouse, 1964.
- Booth V. H.* Oak Hill Succession, Vermont.—Bull. Geol. Soc. America, 1950, N 10.
- Brunn J. H.* Les structures ophiolitiques, contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques.—Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Ser. 2, 1961, 4 (2).
- Bucher W. H.* Deformation of the Earth's crust. N. J., Princeton Univ. Press., 1933.
- Bucher W. H.* Deformation of the Earth's crust.—Bull. Geol. Soc. America, 1939, 50, N 3.
- Caputo M., Panza G. F., Postpischl D.* New Evidences about the Deep Structure of the Lipazi Arc.—Tectonophysics, 1972, 15, N 3.
- Cloos H.* Hebung — Spaltung — Vulkanismus.—Geol. Rundschau, 1939, Bd. 30, Zwischenheft 4-A.
- Dercout J.* Contribution à l'étude géologique du Péloponnese.—Bull. Soc. Géol. France, 1962, 4 (7).
- Dickinson W. R.* Circum Pacific Andesite Types.—Jour. Geoph. Res., 1968, 73, N 6.
- Dietz R.* Continent and Ocean basin evolution by spreading of the see floor.—Nature, 1961, 190.
- Fallot P.* Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales.—Ann. Soc. Géol. Belg., 1955, Bull. 78.
- Fourmarier P.* Trois Règles Fondamentales de l'Architecture de l'Ecorce Terrestre. Liege, 1932.
- Gilluly J., Stille H.* Struktur und Zeit.—Geol. Rundschau, 1950, Bd. 38, H 2.
- Glickson A. Y.* Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems.—Tectonophysics, 1970, 9, N 5.
- Griggs D.* A theorie of mountain-building.—Amer. J. Sci., 1939, N 237.
- Haarmann E.* Die Oszillationstheorie. Stuttgart, 1930.
- Hatherton T.* The geophysical significance of calo-alkaline andesites in New Zealand.—N. Z. J. Geol. and Geophysics, 1969, 12, N 2—3.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C. III, Pichon Le X.* Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the Ocran floor and Continents. J. Geophys. Res., 1968, 73.
- Hess H. H.* History of Ocean basins.—In: Petrological Studies. N. Y., 1962.
- Hobbs W. H.* Earth Features and their Meaning. McMillan. N. Y., 1912.
- Hobbs W. H.* Mechanics of formation of arcuate moutains.—J. Geol. 1914, 22.
- Hobbs W. H.* Earth evolution and its facial expression. N. Y., Macmillan, 1921.
- Isaacks B., Oliver J., Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics.—J. Geophys. Res., 1968, 73, N 18.
- Jeffreys H.* The Earth, 3rd. ed. Cambridge, 1952.
- Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.—J. Geophys. Res., 1971, 76, N 11.
- Kober L.* Der Bau der Erde. Berlin, 1921.

- Kober L.* Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
- Kober L.* Des Alpine Europa. Berlin, Boentraeger, 1931.
- Kober L.* Tektonische Geologie. Berlin — Zehlendorf, 1942.
- Kossmat Fr.* Die mediterranen Kettengebirge.— Abhandl. Sächsisch. Akad. Wiss., 1921, Bd 38.
- Kraus E.* Die Alpen als Doppelorogen.— Geol. Rundschau, 1931, Bd 22.
- Kraus E.* Des Abbau der Gebirge. Bd. I. Der alpine Bauplan. Berlin, 1936.
- Kraus E.* Die Baugeschichte der Alpen. Bd. I, II. Berlin, Akad.—Verl., 1951a.
- Kraus E.* Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin, 1951b.
- Kraus E.* Die Entwicklungs-Geschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.
- Kuno H.* Lateral variations of basaltic magma across continental margins and island arcs.— Can. Geol. Surv., 1966.
- Longwell C. R.* Structure of the Northern muddy mountain area. Nevada.— Bull. Geol. Soc. America, 1949, N 5.
- Matsuda T., Uyeda S.* On the Pacific. Type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas.— Tectonophysics, 1971, 11, N 1.
- Miyashiro A.* Pressure and Temperature Condition and Tectonic Significance of Regional and Ocean-Floor Metamorphism.— Tectonophysics, 1972, 13, N 1—4.
- Morgan W. J.* Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6.
- Pichon Le X.* Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 12.
- Pichon Le X., Langseth M. G.* Heat flow from the Ocean ridges and sea-floor spreading.— Tectonophysics, 1969, 8, N 4—6.
- Pichon Le X., Francheteau J., Bonnin J.* Tectonics developments in geotectonics, v. 6. Elsevier, 1973.
- Ramberg H.* Gravity, deformation and the earth's crust. N. Y., 1967.
- Reyer E.* Theoretische Geologie. Stuttgart, 1888.
- Roeder D. H.* Rocky mountains. Berlin, Borntraeger, 1967.
- Sander B.* Gefügekunde der Gesteine. Springer. Berlin, 1930.
- Sander B.* Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. I. und II Teil, 1948 und 1950. Springer. Wien, Innsbruck.
- Schwinner R.* Vulkanismus und Gebirgsbildung.— Z. Vulkanologie, 1919, Bd. 5.
- Suess E.* Das Antilitz der Erde. 4 Bde. Wien, 1885—1909.
- Suess E.* Das Antilitz der Erde. 1909, Bd. 3, H. 2.
- Trümpy R.* On crustal subduction in the Alps.— In: Tectonic Problems of the Alpine System. VEDA, Bratislava, 1975.
- Vine F. J.* Spreading of the Ocean floor: new evidense.— Science, 1966, 154.
- Vine F. J., Matthews D. H.* Magnetic anomalies over ocean ridges.— Nature, 1963, 199, N 4897.
- Willis B.* Mechanics of metamorphic orogeny.— Bull. Geol. Soc. America. 1940, 51, N 12.
- Wise D. U.* Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl Creek Moutains, Wyoming.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, 47, N 4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные явления образования шарьяжей в подвижных геосинклинальных поясах дают основание для многочисленных и весьма важных выводов теоретического и прикладного значения.

Тектонические деформации, в результате которых формируются шарьяжи, имеют принципиально такую же кинематическую и динамическую характеристику, как и деформации, приводящие к складкообразованию геосинклинального типа. Время образования тех и других структур также либо совпадает, либо один тип деформации постепенно замещает другой как в пространстве, так и во времени.

Образование шарьяжей и геосинклинальной складчатости происходит в определенное время, которое соответствует средней стадии развития геосинклиналей. Продолжительность фаз образования геосинклинальной складчатости и шарьяжей относительно короткая, хотя нельзя преувеличивать их быстротечность. Обычно время главной складчатости и (или) формирования шарьяжей последовательно изменяется от одной геосинклинальной впадины к другой, главным образом в направлении, поперечном к генеральному простиранию геосинклинальной системы, отчасти же и в продольном направлении.

Эти перемещения процессов главных деформаций сопровождаются перемещением областей развития регионального метаморфизма и магматизма, а также отражают перемещения в пространстве и времени процессов литогенеза, ранних деформаций и раннего магматизма в геосинклинальной системе. Совершенно очевидно, что выявление этих черт развития геосинклинальных поясов прямым образом определяет возможность установления закономерностей размещения полезных ископаемых.

Шарьяжные, в основной части пологозалегающие поверхности тектонических сколов представляют собой единый комплекс с крутопадающими рубцовыми разломными зонами, так называемыми корнями шарьяжей. Исключений из этого правила практически нет, и в большинстве случаев, где такие исключения предполагались, было показано, что рубцовые зоны перекрыты и замаскированы шарьяжными пластинами других комплексов. Очень большое значение крутопадающих разломных зон как проводников мантийных летучих и структур, контролирующих разнообразные магматогенные месторождения, трудно переоценить.

В последнее время в геологической литературе все чаще признаются корневые (рубцовые) крутопадающие разломные зоны в качестве ископаемых зон Беньофа. Аргументация в пользу такого представления разнообразна и в основном должна сводиться к сравнительной оценке явлений регионального метаморфизма и магматизма, контролируемых современными и ископаемыми зонами Беньофа. Черты сходства действительно значительны, но окончательно их идентифицировать пока не следует.

В случае, если дальнейшие исследования ископаемых крутопадающих тектонических зон окончательно подтвердят гипотезы об идентичности ископаемых и современных зон Беньофа, позиции сторонников так называемой теории плит и новой глобальной тектоники окажутся безнадежно подорванными.

Детальное геологическое картирование комплексов шарьяжных пластин, контролируемых пологозалегающими сколовыми поверхностями совершенно определенно устанавливает рассредоточенное пододвигание пород автохтонного основания. Во всех известных примерах можно категорически отрицать выжимание всей массы пород, образующих шарьяжную пластину из корневой зоны. В действительности только небольшая часть пород шарьяжа происходит из «корневой» зоны; шарьяжи состоят в основном из пород, образовавшихся в геосинклинальной впадине, соседствующей с зоной корней. Развитие впадины контролировалось разломом корневой зоны, поэтому формационный состав пород, отложившихся во впадине и происходящих из зоны корней, близки или даже идентичны.

Следовательно, не может быть и речи о существовании единых плит, передвигающихся на сотни километров, и весь механизм, принятый за основу создателями «теории плит» и «новой глобальной тектоники», как и надо было ожидать, оказывается фантазией, не имеющей ничего общего с фактами, наблюдаемыми при компетентном геологическом изучении шарьяжных тектонических структур.

Важными новыми фактами пополнились наши представления о так называемой офиолитовой магматической формации в геосинклиналиях. Выяснилось, что зеленокаменные основные и ультраосновные породы, образуются на всех стадиях геологического развития геосинклиналей и даже на заключительных этапах, когда геосинклинальная область превращается в молодую платформу. Поэтому термин «офиолитовая формация» к настоящему времени полностью потерял свое значение и требует переопределения со строгим ограничением границ применимости.

На большом материале подтвердилась давно уже предполагавшаяся независимость процессов образования шарьяжей и главной геосинклинальной складчатости от процессов горообразования. Первые в наиболее значительных своих фазах происходят раньше основных этапов горообразования. Распространенные во французской геологической школе представления о гравитационном происхождении шарьяжей (движения шарьяжных пластин, направленные от центральных тектонических зон в сторону периферии горных сооружений) в целом неверны и имеют значение только для объяснения сугубо второстепенных явлений, происходивших в периферических тектонических зонах геосинклиналей.

Известную роль играют гравитационные пододвигания в сторону центральных тектонических зон. Однако пока мы не считаем доказанной значительную роль таких пододвиганий. По-прежнему главное значение следует придавать процессам поперечного рассредоточенного стяжения земной коры в широких полосах.

Этими обобщающими замечаниями мы заканчиваем обзор фактов и выводов, которые составляют содержание некоторых основ будущей теории шарьяжной тектоники геосинклинальных областей. Думается, что без понимания особенностей шарьяжной тектоники и тем более при предвзятых взглядах на шарьяжную тектонику как некое отклонение от нормы в развитии геосинклиналей невозможно эффективное изучение складчатых поясов Земли и полезных ископаемых в геосинклинальных подвижных поясах.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	6
Коротко об истории вопроса	6
Морфология шарьяжей	10
Замечания о механизме образования шарьяжей	15
Значение диагностики и изучения шарьяжей	15
Литература	17
Часть I. Описательная	18
НЕКОТОРЫЕ ТИПИЧНЫЕ ПРИМЕРЫ СКЛАДЧАТО-ШАРЬЯЖНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ	18
Глава 1. Альпы	18
Глава 2. Шарьяжная альпийская область хр. Эр-Риф в Марокко	45
Глава 3. Западные Карпаты	51
Глава 4. Каледониды Северной Европы	60
Глава 5. Гималаи	71
Литература	105
Часть II. Теоретическая	110
МЕХАНИЗМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ШАРЬЯЖЕЙ	110
Глава 6. Главные черты кинематики деформаций при образовании шарьяжей и геосинклинальной складчатости	110
Глава 7. Обзор фактов и проблем, могущих раскрыть динамическую обстановку образования шарьяжей и геосинклинальной складчатости	125
Глава 8. Историческое место явлений образования шарьяжей и складчатости геосинклинального типа; магматизм и метаморфизм в геосинклиналях	141
Литература	149
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	153

Глеб Дмитриевич Ажгирей
ШАРЬЯЖИ
В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСАХ

Утверждено к печати

Бюро Отделения геологии, геохимии и геофизики АН СССР

Редактор **Т. В. Колошина**
Редактор издательства **Н. М. Митяшова**
Художник **Е. К. Самойлов**
Художественный редактор **А. Н. Жданов**
Технические редакторы **С. Г. Тихомирова, Ю. В. Рылина**
Корректоры **Н. С. Биргер, Ю. Л. Косорыгин**

Сдано в набор 6/V 1977 г.

Подписано к печати 15/VIII 1977 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1

Усл. печ. л. 14,52. Уч.-изд. л. 14,5

Тираж 1400. Т-14925. Тип. зак. 2209

Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука»

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а

2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москв, Г-99, Шубинский пер., 10

2508

1 р. 50 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»