

Ю.Г.Леонов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ  
ПРИРОДА  
ДЕВОНСКОГО  
ОРОГЕНЕЗА



Ю. Г. Леонов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ  
ПРИРОДА  
ДЕВОНСКОГО  
ОРОГЕНЕЗА

8671  
1498



МОСКВА, «НЕДРА», 1976



Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., «Недра», 1976, 192 с.

В работе с целью опровержения привычного представления о девонском орогенезе как о естественном заключительном этапе развития каледонских геосинклиналей рассматривается история становления областей каледонской складчатости в раннем — среднем палеозое по девон включительно. Описаны следующие области: Британские острова, острова Шпицберген, Гренландия, Северные (включая Ньюфаундлендские) Аппалачи, Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область (восток), Катазия (Юго-Восточный Китай), области Лаклан и Аделаида Австралии. Кроме них для сравнения охарактеризованы тектонические движения в девоне на большинстве древних платформ.

Сравнение перечисленных областей каледонской складчатости отчетливо показывает, что для них, с одной стороны, была характерна очень однообразная девонская история, что проявляется в общем режиме горообразования и синхронном проявлении основных тектонических импульсов; особенно хорошо почти повсюду прослеживаются две главные вехи — позднекаледонская складчатость на границе силура и девона (или в конце Лудлова), которая в большинстве районов совпадает с началом девонской орогенической эпохи, и акадская складчатость в начале среднего девона. С другой стороны, наблюдается большая разница в истории развития перечисленных областей до девона; они обладали разным характером подвижности и главное — были консолидированы в разное время, многие из них — задолго до девона (кембрий—ордовик). Это обстоятельство в совокупности со многими другими рассматриваемыми в работе особенностями не позволяет считать девонскую историю прямым и естественным продолжением додевонской. С этим согласуется факт вообще очень широкого проявления на земном шаре девонских движений, что, в частности, иллюстрируется характером девонских процессов на платформах.

В итоге делается вывод, что девонский орогенез представляет собой самостоятельное планетарное явление, независимое от развития додевонских геосинклиналей. Соответственно, для ранне-среднепалеозойских складчатых областей неравномерной оказывается двухстадийная схема геосинклинального развития; можно думать, что этот вывод имеет и более общее значение. Следует также признать, что только благодаря эпохе девонского орогенеза можно говорить о каледонской эпохе развития Земли. С точки же зрения собственно геосинклинального развития (т. е. развития ранне-среднепалеозойских геосинклиналей) говорить о такой эпохе не приходится, так как геосинклинали заканчивали свое развитие в разное время в течение всего раннего и среднего палеозоя.

Табл. 4, ил. 43, список лит. — 161 назв.

Л 20802—187  
043(01)—76 51—76

© Издательство «Недра», 1976

Юрий Георгиевич Леонов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА  
ДЕВОНСКОГО ОРОГЕНЕЗА

Обложка художника К. В. Голикова  
Художественный редактор В. В. Евдокимов  
Технический редактор В. В. Соколова  
Корректор В. П. Крымова

Сдано в набор 5/XI 1975 г. Подписано в печать 12/III 1976 г. Т-07005. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2. Печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. 13,25. Тир. 1100 экз. Зак. 1278/5678-1. Цена 1 р. 33 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

## ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Хорошо известно, что девон, особенно его первая половина, является одним из самых ярко выраженных геократических периодов в фанерозойской истории Земли [81, 80]. Особенно интенсивными восходящими движениями, приведшими к горообразованию, со сложным, но характерным комплексом тектонических, магматических и седиментационных процессов, были охвачены в это время каледонские складчатые области, т. е. те области, которые были консолидированы в интервале от начала кембрия до раннего — среднего девона. Такая, кажущаяся на первый взгляд вполне убедительной, приуроченность девонского горообразования к областям додевонской и частично девонской консолидации привела к представлению о генетическом родстве этих явлений, к представлению о девонских движениях как о естественной заключительной стадии развития каледонских геосинклиналей.

При более внимательном рассмотрении и сравнении последовательности движений в разных тектонических зонах земного шара данная постановка вопроса не кажется, однако, безупречной. В связи с этим в предлагаемой работе предпринята попытка ревизии этого широко распространенного, но, как будет видно, малообоснованного представления о тектонической природе девонского орогенеза. С этой целью в работе дается систематизация материала по истории развития в девоне разных тектонических элементов земного шара и соотношению девонских движений и девонского структурного плана с движениями и структурным планом предшествующего времени.

Практически во всех складчатых областях земного шара, которые принято относить к каледонидам, девон или его значительная часть представлен толщами красноцветных обломочных пород (или толщами со значительным содержанием красноцветных обломочных пород) типа древнего красного песчаника Британских островов, часто сочетающимися с вулканическими породами и гранитоидными интрузиями. Эти образования, свидетельствующие о широком распространении в девоне процессов горообразования, принято рассматривать в качестве каледонской мо-

лассы, связанной с заключительной — орогенной стадией развития каледонских геосинклиналей. Несмотря на то, что отдельными авторами, правда, на материале частных районов, оспаривается тезис о генетической связи девонского горообразования с предшествующим геосинклинальным развитием, в целом эта точка зрения является практически общепринятой. Достаточно сказать, что она отражена в таких коллективных работах, как «Тектоническая карта Евразии» [88] и «Международная тектоническая карта Европы» [60] и в объяснительных записках к этим картам.

Между тем в истории геологического развития складчатых областей, традиционно считающихся каледонскими, имеются значительные различия. Доходит при этом до того, что в некоторых из них, как, например, в Восточно-Гренландском складчатом поясе или на Шпицбергене, вообще трудно обнаружить черты раннепалеозойской — силурийской геосинклинали: тектонический режим во время формирования развитых в этих районах нижнепалеозойских отложений, судя по составу и мощности этих отложений, даже с натяжкой трудно считать геосинклинальным. В сущности, чуть ли не единственным общим для многих из них признаком оказывается тектонический режим девонского периода, приведший приблизительно к одновременному горообразованию и формированию однотипных комплексов горных пород в разных по своему географическому положению и по тектонической природе районах земного шара. Из дальнейшего будет видно, что именно это однообразие девонских пород и девонских тектоно-магматических процессов служит в ряде случаев главным, а иногда и единственным аргументом для отнесения соответствующих областей к каледонидам.

В связи с таким несоответствием между разнообразной додевонской историей развития «каледонид», с одной стороны, и «унифицированностью» девонских событий, с другой, появляется сомнение в возможности рассматривать девонское горообразование со всеми сопровождающими его процессами в качестве заключительной стадии геосинклинального развития, а девонские отложения молассового облика — в качестве эпигеосинклинальной (в генетическом смысле) каледонской молассы.

Сомнение усугубляется также тем, что во многих случаях толщи девонской молассы отделены от подстилающих складчатых комплексов большим промежутком времени, местами до 100 млн. лет и резким структурным несогласием, что также, скорее, согласуется с представлением об отсутствии непосредственной преемственности в их развитии. Следует иметь в виду, наконец, что повышенная тектоническая активность девона была свойственна не только областям каледонской складчатости. Большую роль она сыграла также в жизни древних платформ (с докаледонским фундаментом), большинство из которых в девоне испытало всеобщее поднятие и перестройку структурного плана; для многих из них девон был одним из наиболее геократических

периодов в их истории [78, 105]. Если прибавить к сказанному еще и то, что во многих геосинклиналях с девоном был связан противоположный процесс — усиление геосинклинальных тенденций и даже заложение некоторых новых геосинклинальных зон (например, Рено-Герцинской зоны Западной Европы), то создается впечатление о планетарном масштабе тектонических процессов девона. И поскольку все эти события хорошо коррелируются друг с другом, уместно поставить вопрос об общей причине их возникновения. При этом девонское горообразование и сопровождающие его явления, возможно, было бы логичнее связывать с процессами, генетически независимыми от развития ранне-среднепалеозойских геосинклиналей, аналогично тому, как, по-видимому, обстоит дело в случае соотношения между развитием альпийских геосинклиналей и горообразованием новейшей эпохи [47]. Именно в такой плоскости вопрос о тектонической природе девонского орогенеза был поставлен в статьях Ю. Г. Леонова [48] и Ю. Г. Леонова и О. А. Мазаровича [49].

Обоснованное решение этого вопроса невозможно и, я бы сказал, методически неправомерно без сравнительного анализа разных областей. На отдельных примерах некоторым авторам удалось продемонстрировать обособленность девонского горообразования и девонской молассы от предшествующего геосинклинального этапа [57]. Однако региональный материал сам по себе ничего не говорит о степени значимости этого явления, а главное не подводит к постановке вопроса в той общей форме, как он был сформулирован выше.

Кстати, традиционное представление о генетической связи девонского горообразования с предшествующим геосинклинальным развитием объясняется главным образом тем, что оно сложилось именно при анализе единичных примеров и в первую очередь классического района и Британских островов и затем автоматически было перенесено из этих районов, рассматриваемых уже в качестве тектонотипов, на другие районы с разнообразной историей развития. Действительно, в хорошо изученной Неметаморфической зоне британских каледонид толщи древнего красного песчаника без перерыва во времени и без значительного несогласия, а местами согласно залегают на геосинклинальных комплексах. Естественно, что изолированное изучение этих зон привело к заключению о закономерности смены геосинклинальных комплексов молассовыми. Но в этом-то суждении об общих закономерностях на основании единичных примеров без учета того, что здесь, возможно, частный случай совпадения генетически не связанных, но хронологически следующих друг за другом процессов, и заключается методическая ошибка. Ее позволяет избежать непредвзятое сравнительное изучение разных областей, при котором, как уже было подчеркнуто выше, выясняется, что за образом девонских процессов скрывается чрезвычайно различная додевонская история. С одной стороны, это подрывает дове-

рие к привычным положениям, с другой — позволяет подойти к более обоснованному пониманию поднятой проблемы.

Естественно, что идея «отчуждения» девонских орогенических процессов, которые принято рассматривать как прямое следствие геосинклинального развития, от геосинклинального развития затрагивает целый ряд других привычных представлений геотектоники и влечет за собой необходимость их частичного переосмысления. Из их числа в заключительной части работы рассматривается проблема стадийности геосинклинального развития с подразделением геосинклинального цикла на собственно геосинклинальную и орогенную стадии и вопрос о содержании понятия «каледонская тектоническая (или тектоно-магматическая) эпоха». Анализ этих вопросов в свете развиваемых здесь представлений имеет тем больший интерес, что девонская эпоха тектогенеза не является уникальным событием в истории Земли. В одной из глав данной работы подчеркивается, в частности, что она в принципе аналогична эпохе новейшей активизации как с точки зрения планетарного масштаба связанных с ней явлений, так и в смысле соотношения с предшествующей историей развития разных тектонических зон. То же самое, вероятно, относится и к другим «панорогенным» эпохам (термин предложен В. Е. Хаиным) — позднедокембрийской, позднепалеозойской; однако материал, относящийся к ним, в данной книге не рассматривается.

\* \* \*

Приводимое ниже описание, на которое падает наиболее обширная часть книги, построено таким образом, чтобы иметь достаточно представительный материал по додевонской и девонской истории формирования «каледонских» складчатых областей, при рассмотрении которых акцент сделан на девонскую историю и на соотношение девонских комплексов горных пород с додевонскими. С несколько меньшей детальностью рассматриваются древние платформы.

В описание включено подавляющее большинство самостоятельных крупных областей, консолидированных до девона и в девоне вовлеченных в горообразование, которые на тектонических картах обычно изображаются как каледонские складчатые области. Исключение, пожалуй, составляют лишь каледониды Центральной Азии, расположенные в основном на территории Китая. Они исключены из обзора потому, что степень их изученности до настоящего времени еще очень мала. По иным причинам мной не дается описание скандинавских каледонид. Это объясняется тем, что они изучены очень неоднородно, и многие выводы по их истории еще дискуссионны. Кроме того, девонские отложения Скандинавии имеют ограниченное распространение, что позволяет судить об истории этой области в девоне и о соотношении девонских слоев с более древними образованиями лишь в самых общих чертах.

Описываемые районы каледонской складчатости объединены в три группы (рис. 1). В группу каледонид Северной Атлантики входят Британские острова, Северные и Ньюфаундлендские Аппалачи, Восточная Гренландия и Шпицберген. Каледониды Урало-Монгольского пояса представлены «каледонским массивом» Центрального Казахстана и восточной («каледонской») частью Алтае-Саянской области. Районы, включенные в каждую из этих групп, близки не только территориально, но и по многим особенностям своего развития в среднем — позднем палеозое. Что касается третьей группы, то она представляет собой чисто искусственное объединение; в ее составе под общим названием каледонид запада Тихоокеанского пояса описаны каледонские складчатые области Катазии и Восточной Австралии (Аделаида и Лаклан).

В обзор включена также большая часть древних платформ, во всяком случае, все крупные платформы: Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Южно-Американская, Африкано-Аравийская. Что касается Австралийской и Индостанской платформ, то их рассмотрение лишено смысла, поскольку и девонские и силурийские отложения на их площади (равно как и в южной половине Африки) практически отсутствуют, оставляя открытым вопрос как о движениях в девоне, так и особенно об отношении девонских движений к предшествующему развитию.

### СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Стратиграфические вопросы в работе специально не рассматриваются, но коль скоро речь в ней идет о корреляции отложений и событий в разных участках земного шара, необходимо коротко прокомментировать принятую систему сопоставления различных региональных и провинциальных стратиграфических схем.

Так как в соответствии с поставленными задачами главный упор делается на девонскую историю и на переходное время от силура к девону, именно в этом интервале точность стратиграфической корреляции имеет наибольшее значение. На стратиграфических схемах более древних систем нет надобности останавливаться специально: те погрешности корреляции, которые вызываются неодинаковым пониманием разными авторами и в разных местах объема тех или иных ярусов кембрия, ордовика и даже большей части силура, не могут оказать решающего влияния на существо выводов. Поэтому для них можно ограничиться табл. 1, в которой для удобства читателя приведена общеупотребительная европейская схема ярусного деления ордовика и силура в сопоставлении с канадско-американской схемой, которая действует на территории Северной Америки, Гренландии, Шпицбергена и северо-западного побережья Шотландии (рис. 2.)

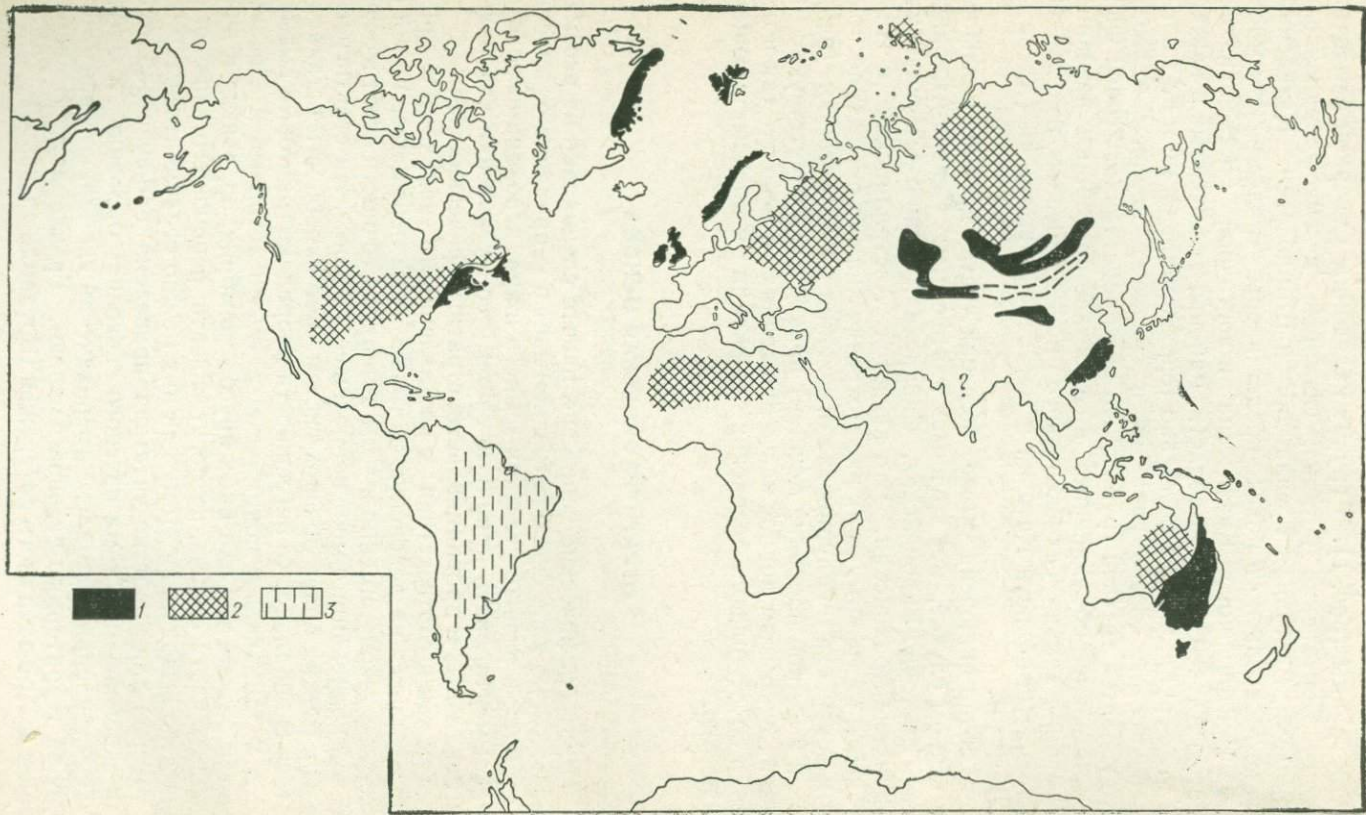


Таблица I

Сопоставление ярусов ордовика и силура европейской и канадско-американской схем (пунктир — возможные варианты границ) (Нат. а Wilson, 1967, с дополнениями по S. Bubnoff 1956, М. А. Ржонсницкой, 1973 и др.)

		Европейская схема	Канадско-американская схема
Силур	Верхний	Верхний (даунтон)	Каюган
		Лудлов	
	Нижний	Венлок	Ниагарий
		Лландовери (валент)	
Ордовик	Верхний	Ашгил	Цинциннатий
		Карадок	Могавк
	Средний	Лландейло	Трентон
		Лланвири	Блэкривер
	Нижний	Арениг	Канадий
		Скиддав	
		Тремадок	

В девонской системе относительно лучше обстоит дело с франским и фаменским ярусами верхнего девона и с живетским ярусом среднего девона. С их корреляцией не возникает особых трудностей, поскольку стратиграфический объем этих ярусов, по данным М. А. Ржонсницкой [86], довольно хорошо выдерживает-

Рис. 1. Схема распространения основных площадей, затронутых девонскими орогеническими и синорогеническими движениями на территории областей ранне-среднепалеозойской (каледонской) складчатости и древних платформ (составил Ю. Г. Леонов)

1 — каледонские складчатые области с интенсивным горообразованием; 2 — древние платформы, охваченные синорогеническими движениями; 3 — древние платформы с иным ритмом девонских движений

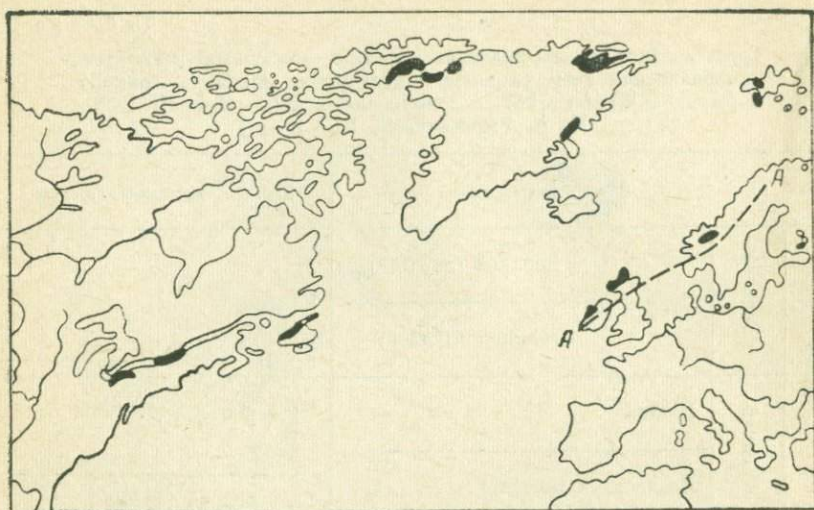


Рис. 2. Область распространения отложений нижнего — среднего ордовика Канадско-Гренландской биогеографической провинции (к западу от линии А—А) (Whittington, 1968)

Черное — районы современных выходов ордовика

ся. Поэтому они употребляются почти повсеместно. На Северо-Американской платформе, на территории США и Канады, они сопоставляются также с тремя ярусами провинциальной шкалы; в каледонской области Британских островов франский и фаменский ярусы в сумме соответствуют верхнему древнему красному песчанику (или фарлоусскому ярусу местной шкалы), а живетский ярус — верхней части среднего древнего красного песчаника, общий стратиграфический объем которого равен всему среднему девону — эйфельскому и живетскому ярусам вместе (табл. 2).

Для слоев, переходных от силура к девону, существуют разные варианты расчленения. Однако сейчас с ними дело обстоит сравнительно благополучнее, так как недавно была выработана более или менее единая точка зрения на их корреляцию и положение границы между силуром и девонем. Согласно рекомендациям Международного симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона [90], которым автор следует в данной работе, подошва девона приравнивается к основанию зоны *Monograptus uniformis*, т. е. к основанию жединского яруса Рейнско-Арденнского массива и эквивалентных ему по возрасту толщ: лохновского яруса Богемского массива, тиверского яруса Подолии, диттона Англии и гельдербергского яруса США [76]. Соответственно, более древние слои, которые согласно некоторым схемам рассматриваются также в составе девона

Сопоставление схем ярусного деления девона (М. А. Ржонническая, 1973 с дополнениями по Г. П. Леонову, 1973; Беннисону и Райту, 1972; Нат а. Wilson, 1967 и др.)

Рейнская область (эталонная схема)	Арденны	СССР (схема, принятая в «Стратиграфии СССР»)	Британские острова	Богемский массив	США
Фамен		Фамен	Верхний древний красный песчаник (фарлоусский ярус)	Фамен	Чоутоквен
Фран		Фран		Фран	Сенекен
Живет		Живет	Средний древний красный песчаник	Живет	Тьюгниог (гамильтон)
Эйфель	Верхний	Верхний		Эйфель	Казеновий (онондаген)
Кобленцкий	Кувен	Средний девон	Эйфель	Злиховский ярус	Эзопус
	Верхний эмс				
	Средний эмс + Верхний эмс	Верхний подотдел (бывший кобленцкий)	Брекон	Пражский ярус	Орискани
	Нижний эмс	Средний подотдел (бывший жединский, крековский)			
Жедин	Верхний	Нижний девон	Нижний древний красный песчаник	Лохковский ярус	Гельдерберг
	Нижний				
Прежедин-постлудлов		—	Даунтон	Пржидольские слои буднян- ского яруса	Каюган
Лудлов		—	Лудлов		

Примечание. Двойная линия — принятые в данной работе границы отделов девона.

[даунтон Англии, прежедин (постлудлов) Арденн и Рейнской области, верхний лудлов и пр.], отнесены к верхнему силуру.

Значительно более разнообразно расчленение ниже- и среднедевонских отложений в промежутке между подошвой девона и живетским ярусом.

В настоящее время существует несколько схем ярусного деления нижнего и среднего девона, пользующихся если и не равными, то близкими правами. Наиболее употребительными из них являются стратиграфические схемы Рейнско-Арденнского массива (с французским и бельгийским вариантами), Богемского массива, Северо-Американской платформы, отчасти Британских островов (также в двух вариантах — для фаций древнего красного песчаника и для морских комплексов Корнуэлла и Девоншира), СССР (последняя в том ее виде, как она предложена в книге «Девонская система», представляет собой в отличие от остальных перечисленных — региональных по своей сути схем в значительной мере абстрактную хроностратиграфическую шкалу для привязки к ней разнообразных местных и региональных стратиграфических схем). Все эти схемы являются опорными, стратотипическими схемами, с которыми так или иначе сообразуется расчленение и датировка девонских отложений почти во всех районах земного шара. При этом в качестве наиболее общего эталона чаще всего используется современная схема деления девона в Рейнско-Арденнском массиве, особенно ее французский вариант, предусматривающий выделение в среднем девоне эйфельского и живетского ярусов, в нижнем девоне — жединского, зигенского и эмсского ярусов, с разделением эмсского яруса на нижний и верхний подъярусы (широко применяется здесь также кобленцкий ярус, объединяющий отложения зигенского и эмсского ярусов). Именно этот вариант стратиграфической схемы Арденн и Рейнской области использован в данной работе в качестве общего хроностратиграфического стандарта, по отношению к которому определяется возраст подразделений других стратиграфических схем.

Сопоставление перечисленных выше наиболее употребительных схем приведено в табл. 2, в основе которой лежит корреляционная таблица М. А. Ржонсницкой [76] с некоторыми уточнениями и дополнениями по другим материалам. Эта таблица требует лишь очень небольших пояснений.

Некоторые разногласия существуют в определении положения границы нижнего и среднего девона. На Международном симпозиуме по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона были обсуждены три предложения, согласующиеся с практикой проведения этой границы в разных районах: 1) в основании эйфеля — в кровле эмса Рейнской области; 2) в основании кувэна Арденн; 3) в основании злиховского яруса Богемского массива и сопоставляемого с ним верхнего эмса Рейнской области. Последний из названных вариантов был принят,

в частности, в томе «Стратиграфия СССР. Девонская система» [86, 76].

В данной работе используется первый вариант положения рассматриваемой границы, а именно, в подошве эйфеля Рейнской области. Это продиктовано тем, что такое ее положение гораздо чаще применяется в международной практике (о чем свидетельствует и мнение большинства участников симпозиума), в том числе, как это следует из статьи М. А. Ржонсницкой [76], и в Чехословакии. В других районах этой границе соответствуют: подошва эйфельского (кровля злиховского) яруса Чехословакии, кровля брекона (и приблизительно граница нижнего и среднего древнего красного песчаника) Британских островов, граница нижнего и верхнего подъярусов кувэна Бельгии. На Северо-Американской платформе приблизительно с этим уровнем коррелируется подошва яруса онондаген (казеновийского).

Специального замечания заслуживает схема расчленения среднедевонских отложений, принятая для территории СССР в томе «Стратиграфия СССР. Девонская система». Интервал разреза, одновозрастный верхнему эмсу и эйфелю Рейнской области (или, что то же самое, среднему — верхнему эмсу и кувэнскому ярусу бельгийской схемы для Арденн, или злиховскому и эйфельскому ярусам Чехословакии), в этой схеме назван эйфельским ярусом. Последний состоит из верхнеэйфельского подъяруса, который по своему стратиграфическому объему в первом приближении близок к эйфельскому ярусу Рейнской области, и нижнеэйфельского подъяруса, грубо соответствующего верхнему эмсу Рейнской области и злиховскому ярусу Чехословакии. Такой вариант расчленения среднего девона, на мой взгляд, трудно признать удачным, так как объем эйфельского яруса при этом получается неоправданно увеличенным, заведомо и сознательно не соответствующим объему эйфельского яруса в стратотипических разрезах. В принципе это может быть и не очень важно, но на практике приводит к большой путанице и недоразумениям. Чтобы избежать их, каждый раз, как только речь идет о разрезах в пределах СССР, приходится указывать, в каком смысле употребляется название «эйфельский ярус» — в общепринятом или расширенном. Сразу же подчеркну, что в данной работе, если не сделано специальных оговорок, эйфельский ярус применяется в объеме стратотипического разреза Рейнской области. Что касается рассматриваемой схемы для СССР, то более рациональным представляется хотя бы то деление, которое раньше было предложено М. А. Ржонсницкой [76] и в котором эйфельским ярусом названы отложения, по объему близкие к объему стратотипа; для нижележащих слоев (обозначенных в «Стратиграфии СССР. Девонская система» как «нижний эйфель») предусматривалось специальное название: по сопоставлению с разрезом Богемского массива они выделялись под названием злиховского яруса.

# ОБЛАСТИ КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ. ИСТОРИЯ ИХ СТАНОВЛЕНИЯ И РЕЖИМ ДВИЖЕНИЙ В ДЕВОНЕ

---

## I. КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОЯСА

К группе каледонских (в общепринятом понимании) складчатых областей относятся каледониды Британских островов, Скандинавии, Восточной Гренландии, Шпицбергена, Северных и Ньюфаундлендских Аппалачей. Несмотря на то что в развитии этих структур и их строении имеются, как мы убедимся в дальнейшем, серьезные различия, это — не искусственное объединение совершенно разнородных элементов, связанных лишь территориально. Напротив, их взаимное расположение выглядит достаточно упорядоченным, что в сумме с рядом общих для них палеогеографических и палеотектонических особенностей указывает на то, что эти складчатые области представляют собой разрозненные ныне фрагменты некогда единой, хотя и сложно построенной, тектонической провинции, известной под общим названием Северо-Атлантического складчатого пояса.

На общие черты развития названных складчатых систем и на их закономерное изменение в латеральном направлении обращали внимание многие исследователи, основывающие на этом свои взгляды об их палеосвязях (например, Дж. Роджерс [140] проводил параллель между британскими и аппалачскими каледонидами и варисцидами). Многие исследователи, подчеркивая идентичность в развитии каледонид севера Северной Америки, Гренландии, Шпицбергена и Европы, полагают, что она свидетельствует о более близком первичном расположении этих элементов, разделенных впоследствии дрейфом [121, 140 и др.].

Вопрос о возможности дрейфа и о его роли в формировании рассматриваемых областей в данной работе, однако не рассматривается. Поскольку в ней не ставится задача оценить механизм девонских орогенических движений, то или иное решение данного вопроса не может повлиять на существо выводов.

## Вводные замечания

Большая часть территории Британских островов занята каледонскими складчатыми комплексами, частично выходящими на поверхность, а частично перекрытыми молодым платформенным чехлом. Только на севере и юге каледониды примыкают к областям с другим возрастом складчатости. На севере это сравнительно узкая полоса древней докембрийской консолидации, занимающая северо-западное побережье Шотландии и район Гебридских островов. В классическом понимании она представляет собой краевую часть некогда обширной древней платформы Эриа, продолжавшейся в Северную Атлантику. Границей между ней и каледонидами служит надвиг Мойн. В южном направлении каледониды, напротив, сменяются варисцидами, развитыми в районе п-ова Корнуэлл Великобритании и на юге Ирландии. Кроме того, внутри самой каледонской области имеются более древние массивы байкальского или близкого к нему возраста, в которых некоторые исследователи видят возможное продолжение Восточно-Европейской платформы [10].

Британские каледониды, которые принято рассматривать как нечто целостное, в действительности состоят из двух существенно различных элементов — так называемых Метаморфической и Неметаморфической зон. Они отличаются друг от друга структурой и историей развития и представляют собой складчатые сооружения разного возраста. Факт их разновозрастности установлен уже давно [128, 64], однако его значение часто недооценивается, в результате чего при тектоническом районировании все британские каледониды, как правило, рассматриваются совокупно. Примером может служить, в частности, Международная тектоническая карта Европы [60], на которой породы Метаморфической и Неметаморфической зон тракуются просто как разные структурные этажи одной складчатой зоны (хотя в действительности они характеризуют латеральные изменения).

Одним из главных мотивов для объединения названных зон служит широкое распространение в них одного и того же моласового комплекса — девонского древнего красного песчаника, который, коль скоро в нем видят орогенный комплекс, завершающий геосинклинальное развитие, создает иллюзию одновременного завершения этого развития в Метаморфической и Неметаморфической зонах. Отступив от этого гипнотизирующего, но чисто априорного допущения, легко убедиться в разнородности зон с точки зрения их додевонской истории.

Еще одним обстоятельством, мотивирующим объединение зон, являются «силур-девонские» цифры абсолютного возраста

некоторых метаморфических пород в Метаморфической зоне, которые, на первый взгляд, свидетельствуют о девонском возрасте заключительного метаморфизма, по времени соответствующего в этом случае завершению геосинклинального этапа развития Неметаморфической зоны [22]. Однако это явление не может служить индикатором времени окончания геосинклинального процесса, поскольку, как будет показано дальше, оно с ним прямо не связано. Имеются гораздо более надежные свидетельства того, что весь цикл событий, связанных с завершением геосинклинального развития Метаморфической зоны, был приурочен к раннему ордовику.

Некоторыми исследователями британские каледониды объединяются в единое целое, исходя также из предположения, что к северо-западу от Метаморфической зоны в палеозое располагался еще один сопряженный с ней геосинклинальный прогиб, занимавший побережье Шотландии к северо-западу от надвига Мойн. Эта полоса развития так называемых дарнесских известняков кембрия и ордовика, или зона Дарнес-Скай, была описана О. Джонсом под названием Дарнесской геосинклинали [69], а В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским [6] под названием Северо-Шотландской интрагеосинклинали. При таком подходе Метаморфическая зона приобретает значение частной внутренней геантиклинали, с обеих сторон ограниченной геосинклинальными прогибами. Характер разреза отложений нижнего палеозоя в зоне Дарнес-Скай не позволяет, однако, считать ее раннепалеозойским геосинклинальным прогибом. С самого начала палеозоя это был край докембрийской платформы, цоколь которой образован льюисскими (частично ремобилизованными в лаксфордскую эпоху) и торридонскими породами, а чехол — резко несогласно залегающими на них негеосинклинальными отложениями кембрия и ордовика [69, 7, 22, 154]. Узкая полоска выходов этих пород протягивается почти без изменений от района г. Дарнес до о. Скай вдоль фронта надвига Мойн. В их основании залегают маломощные эрибольские песчаники нижнего кембрия, образовавшиеся в условиях литорали [127], выше — дарнесские мелководные доломиты и известняки кембрия — ордовика мощностью около 1 км. Данные отложения и по составу и по содержащимся в них органическим остаткам близки к кембро-ордовикским отложениям Канады и Гренландии, что позволяет предполагать, что они накапливались в сходных условиях — на обширных шельфовых пространствах. Все это противоречит представлению о существовании Дарнесской геосинклинали и заставляет видеть в форланде Метаморфической зоны именно край древней платформы.

В соответствии со сказанным Метаморфическая и Неметаморфическая зоны рассматриваются ниже как самостоятельные разновозрастные складчатые зоны. Более развернутое обоснование этому дается при их описании.

История развития британских каледонид описана во многих публикациях. Здесь она рассматривается очень кратко, в основном с акцентом на тех данных, которые позволяют определить время завершения геосинклинального развития, складчатости и метаморфизма, характер движений на границе силура и девона и тектоническую обстановку в девоне, т. е. в эпоху накопления древнего красного песчаника. В основе обзора лежат главным образом работы Е. В. Павловского [68, 69], Дж. Беннисона и А. Райта [7], коллективная монография «Геология Шотландии» [154], работы Дж. Дьюн и Р. Пэнкёрста [116], Рафта и Кримса [136].

### Период геосинклинального развития Метаморфической зоны

8671  
Метаморфическая зона занимает территорию Северной Шотландии и Северной Ирландии. Ее северной границей служит надвиг Мойн, южная граница проводится либо по Пограничному разлому Северных Нагорий, отделяющему последние от области Мидленд [7, 22], либо южнее — внутри Мидленда или по его южному краю; территория Мидленда в последнем случае включается в состав Метаморфической зоны [116]. Разногласия в этом вопросе объясняются главным образом слабой изученностью нижнепалеозойских пород Мидленда. Автором принята первая точка зрения (хотя для целей данной работы этот выбор не имеет большого значения).

Додевонские породы Метаморфической зоны в основном представлены сериями мойн и дальред; на севере зоны местами встречаются также выходы пород льюисской серии, переработанных лаксфордскими и каледонскими движениями и представляющих собой, по-видимому, остатки древнего основания, на котором заложилась геосинклиналь Метаморфической зоны. Серия мойн, сложенная однообразными метаморфическими толщами первоначально песчано-глинистого состава, полностью соответствует допалеозойскому этапу развития. Ее верхний возрастной предел определяется цифрой около 740 млн. лет по абсолютным датировкам некоторых метаморфических и магматических пород. Характер границы мойнских и дальредских пород обычно неясен, однако имеющиеся данные указывают на отсутствие значительной структурной перестройки при переходе от серии мойн к серии дальред, что дает основания рассматривать обе серии в качестве образований одного крупного цикла развития. Серия дальред имеет позднекембрийский — раннепалеозойский возраст. Она представляет собой изменчивый, очень мощный (до 13 или даже до 15 км), типично геосинклинальный комплекс пород. В настоящее время породы дальреда развиты в южной части Метаморфической зоны, но первоначально они, вероятно, заполняли прогиб, занимавший террито-

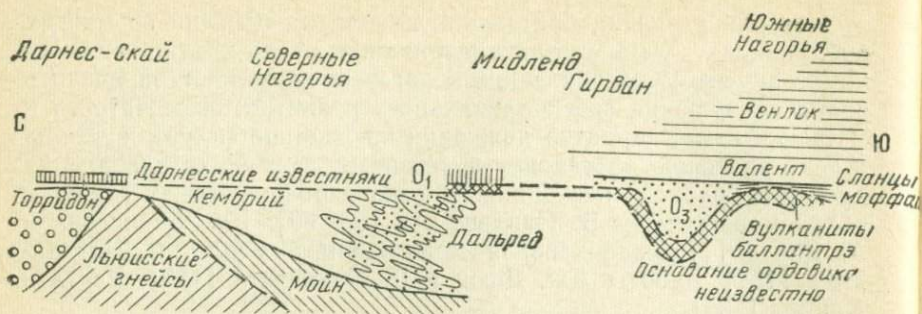


Рис. 3. Схема распространения докембрийских и нижнепалеозойских пород в поперечном разрезе через Шотландию (Neville George, 1965)

рию всей Метаморфической зоны вплоть до зоны Дарнес-Скай, нижнепалеозойские отложения которой являются платформенным эквивалентом геосинклинального дальрета (рис. 3).

Развитие «мойнско-дальредской» геосинклинали завершилось интенсивной складчатостью с образованием сложной покровно-надвиговой структуры в породах мойна и дальрета и с метаморфизмом, сопровождавшимся частичной гранитизацией пород. Геологические данные и результаты определения абсолютного возраста свидетельствуют о раннеордовикском возрасте этих событий.

Верхние горизонты дальрета по остаткам граптолитов, трилобитов и конодонт датируются кембрием, до верхнего кембрия включительно [146]. Некоторые авторы по сопоставлению с дарнесскими известняками датируют их аренигом [116]. Возможно, низы ордовика действительно представлены в разрезе дальрета, но в то же время установлено, что породы аренига, причем, по заключению Д. Сквингтона, даже нижнего и среднего, относятся уже к постскладчатому комплексу отложений. Они несогласно перекрывают сложное деформированные породы дальрета вблизи южной окраины Северных нагорий в районе г. Аберфойла и к юго-западу от г. Стонхейвен (см. рис. 3) [154]. Эти данные определяют верхний предел возраста геосинклинального комплекса пород Метаморфической зоны, который не может быть, следовательно, моложе самых низов ордовика.

С указанным возрастом верхних членов геосинклинального разреза хорошо согласуется время метаморфизма и складчатости, завершающих геосинклинальное развитие. По заключению Дж. Дьюи и Р. Пэнкёрста [116], выполнивших интересные и тщательные исследования по истории метаморфических и структурных преобразований и интерпретации данных изотопного датирования, завершающий орогенез (со складчатостью и метаморфизмом) имел место в интервале 510—480 млн. лет, т. е. в

начале — середине ордовика. Эти цифры получены по Rb-Sr методом; пик значений приходится на  $486 \pm 17$  млн. лет.

Близкий верхний предел возраста складчатости и метаморфизма доказывается также тем, что в лландейло-карадоке с территории Метаморфической зоны, из района Северных Нагорий, выносились обломки метаморфических пород, обнаруженные в лландейло-карадокских конгломератах Глен-Ап в районе Гирвана. Аналогичным образом в среднеаренигских — ранне-лланвирнских слоях серии муриск Западной Ирландии содержатся обломки дальредских пород, а также гранитов, внедрившихся заведомо позже последней фазы деформаций в Метаморфической зоне.

Приведенные данные не оставляют сомнений в том, что заключительная складчатость и метаморфизм дальреда, иными словами завершение геосинклинального развития Метаморфической зоны, закончились, во всяком случае, не позже раннего — среднего ордовика [7, 116, 136].

Сказанное нуждается, однако, в некоторых пояснениях, касающихся интерпретации радиологического возраста магматических и метаморфических пород Метаморфической зоны, полученного K-Ar методом. Если метод Rb-Sr дает цифры, соответствующие раннему ордовику и хорошо согласующиеся с остальными геологическими данными, то методом K-Ar получают более молодые значения возраста (до 400—420 млн. лет), что соответствует концу силура — началу девона. При слишком прямолинейном подходе к этим цифрам они могут быть расценены как свидетельство более позднего возраста заключительного диастрофизма и метаморфизма, имевших место в конце силура — начале девона. А это, в свою очередь, послужит одним из оснований для отнесения Метаморфической зоны к области позднекаледонской складчатости, аналогично действительно поздним каледонидам Неметаморфической зоны. Становясь же на этот путь, вполне естественно далее видеть в древнем красном песчанике «нормальную» орогенную молассу заключительной стадии геосинклинального развития.

В данном случае, однако, подобная прямолинейная интерпретация цифр, полученных K-Ar методом, неправомерна. Дж. Дьюи и Р. Пэнкёрст показали, что этими цифрами фиксируется лишь время, начиная с которого породы вышли из зоны с такими условиями температуры и давления (разными для разных минералов и разных метаморфических фаций), при которых относительное содержание калия и аргона не было стабильным. Установленные в разных частях описываемой площади цифры в интервале от 490—500 до 400—420 млн. лет отражают не время метаморфизма как такового, а именно время выхода метаморфических пород из этой «нестабильной» зоны. Чрезвычайно показательна в этом отношении схема изохрон (рис. 4), иллюстрирующая закономерное распределение на площади цифр

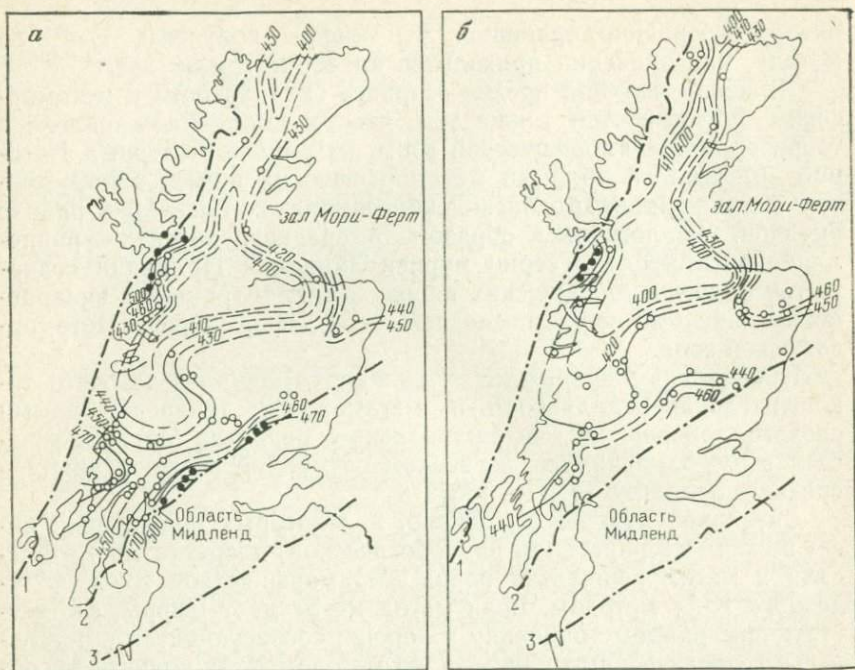


Рис. 4. Схема изохрон для территории Метаморфической зоны Шотландии (Dewey и Pankhurst, 1970)

а — калий-аргоновый метод по мусковиту и валовым пролам; б — калий-аргоновый метод по биотиту. Кружки — места взятия проб, черные кружки — цифры древнее 480 млн. лет; 1 — надвиг Мойн; 2 — Пограничный разлом Северных Нагорий; 3 — Пограничный разлом Южных Нагорий

абсолютного возраста. Указанные авторы связывают его с соответствующим поднятием территории за время от ордовика до раннего девона (420—400 млн. лет), последовательные стадии которого дают последовательный ряд все более молодых цифр.

Таким образом, результаты К-Аг метода также согласуются с представлением о завершении метаморфических процессов в раннем — среднем ордовике и об отсутствии метаморфических преобразований в более позднее время. Иными словами, и с этой стороны подтверждается вывод о завершении геосинклинального развития Метаморфической зоны в раннем — среднем ордовике, который с полной очевидностью вытекает из остальных геологических данных.

### Период геосинклинального развития Неметаморфической зоны

К Неметаморфической зоне относится южная часть британских каледонид. История ее становления изучена хорошо и в

главных своих чертах понимается гораздо более однозначно, чем история развития Метаморфической зоны.

По последовательности, а также хронологии событий и в первую очередь по времени геосинклинального развития Неметаморфическая зона очень отличается от Метаморфической. Геосинклинальное развитие в ней происходило значительно позднее, причем именно на период замыкания геосинклинали Метаморфической зоны и на послегеосинклинальный период (на ордовик и силур) в Неметаморфической зоне приходится максимум активности, выраженный в мощном прогибании, вулканизме и осадконакоплении.

Их различие выявляется уже на ранних стадиях развития; оно заключается в соотношении верхнедокембрийских и нижнепалеозойских комплексов. В Метаморфической зоне поздний докембрий — кембрий был временем непрерывного существования геосинклинальных условий. Позднедокембрийская складчатость, аналогичная байкальской, в ней отсутствовала или по меньшей мере не играла существенной роли. Напротив, в Неметаморфической зоне в конце докембрия установлена эпоха складчатости, завершившая так называемый кельтский тектонический цикл, сопоставляемый с байкальским (кадомским) циклом [7, 136]. Складчатые образования этого возраста развиты на юго-востоке Ирландии, на о. Англси, в районе Ланкастера. Они представляют собой, по-видимому, реликты того основания, на котором развилась раннепалеозойская — силурийская (каледонская) геосинклиналь Неметаморфической зоны. По своей тектонической роли эти образования, следовательно, близки (но при огромной разнице в возрасте) льюисско-лаксфордскому комплексу Метаморфической зоны. Их аналогами, вероятно, являются породы чарния, лонгминдия и урикония в Южном Уэльсе, в области, где, по современным представлениям, после байкальской (кадомской) консолидации геосинклинальные условия больше не восстановились.

Развитие собственно каледонской геосинклинали Неметаморфической зоны началось не раньше кембрия. Частично уже в кембрии, но главным образом в ордовике и силуре Неметаморфическая зона представляла собой типичную геосинклиналь со сложным внутренним строением, вулканизмом (особенно интенсивным в ордовике) и большой скоростью седиментации. Так, суммарная мощность отложений геосинклинального этапа достигает в Озерном округе Северной Англии, по Ф. У. Даннингу, 20 км (ордовик и силур). Для отдельных интервалов разреза Ф. У. Даннингом, Дж. Беннисоном и А. Райтом указываются следующие максимальные цифры: верхний силур Озерного округа — 4—4,5 км, арениг Западной Ирландии — до 10 км, кембрий в куполе Харлех в Южном Уэльсе — до 4,5 км, венлок в Южной Шотландии — 6—7 км и т. д.

В палеогеографическом отношении описываемая геосинкли-

наль представляла собой дифференцированный морской бассейн с геоантиклинальными орографически приподнятыми зонами с шельфовым осадконакоплением (частично суши) и обширными глубоководными впадинами. В ордовике и силуре этот бассейн ограничивался с севера форландом Метаморфической зоны, которая к этому времени уже превратилась в консолидированный континентальный массив.

Прогибание и осадконакопление геосинклинального типа продолжалось почти до конца силура. Временами оно прерывалось поднятиями и локальными деформациями, которые, по словам Дж. Беннисона и А. Райта [7], имели «в общем лишь местное значение; они не отличались ни широким распространением, ни достаточной интенсивностью, чтобы их можно было выделить в отдельные фазы с самостоятельными названиями» (с. 110). Наиболее заметная, пожалуй, перестройка тектонического режима, выразившаяся в изменении режима седиментации, конфигурации и местоположения зон прогибания и поднятия, произошла в лландовери; главное, примерно с этого времени начала изменяться общая направленность движений, что выразилось в прогрессивном, хотя и достаточно сложном и непрямолинейном процессе общего замедления опусканий и усиления восходящих тенденций. Этот этап (поздний лландовери — лудлов), о котором В. В. Белоусов [3] писал как об этапе общей инверсии, соответствует времени постепенного отмирания геосинклинали. Благодаря этому процессу большинство прогибов к концу силура инверсировали или были заполнены осадками.

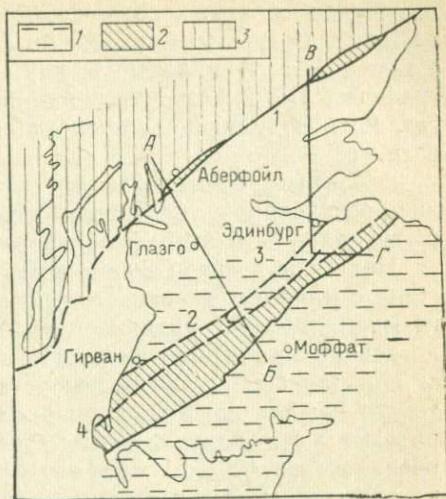
### **Тектонические движения перед началом накопления древнего красного песчаника**

В конце силура в Неметаморфической зоне произошло почти повсеместное поднятие. Во многих районах оно сопровождалось складкообразованием, хотя, как правило, и не очень интенсивным. Этими движениями, соответствующими позднекаледонской (арденнской) фазе складчатости, определяется верхняя возрастная граница собственно геосинклинальной стадии развития Неметаморфической зоны. Они же являются первым импульсом орогенических движений, развивавшихся впоследствии на протяжении большей части девона. Ряд явлений в Метаморфической зоне также связан с этими движениями.

При достаточной четкости данного рубежа в целом его конкретное выражение варьирует: в одних случаях с ним связано складкообразование, в других — только поднятие и размыв, иногда же эта граница выражена только литологически [7]. Последнее особенно типично для Уэльса, на территории которого наблюдается непрерывный переход от глубоководных и шельфовых силурийских отложений к континентальным красно-

Рис. 5. Отложения, подстилающие древний красный песчаник на юге Шотландии (Neville George, 1965)

1 — силур; 2 — ордовик; 3 — дальред.  
Разломы: 1 — Пограничный Северных Нагорий, 2 — Стрейтон, 3 — Пентленд, 4 — Южных Нагорий; А, Б и В, Г — линии профилей рис. 6.



цветам девона. Переходные толщи залегают здесь в такой последовательности: 1) костеносный горизонт в кровле лудлова; 2) песчаники и глинистые сланцы «серого даунтона» (50 м); 3) пурпурные и красные мергели «красного даунтона» (300 м), вверх постепенно переходящие в древний красный песчаник, но обычно как стратиграфическая единица не включаемые в его состав. В большинстве других мест девонские породы лежат на силурийских несогласно с выпадением из разреза самых верхних горизонтов силура — обычно даунтона и верхов лудлова. Только в Южной Шотландии, где активность преддевонских движений и глубина эрозии были максимальными, из разреза выпадает часто весь лудлов, а по северной окраине Южных Нагорий — вообще весь силур (рис. 5).

Несмотря на наличие во многих районах деформаций на границе силура и девона, вызвавших несогласное залегание древнего красного песчаника на более древних породах, сложной складчатой структуры в это время не образовалось. Породы силура и девона в целом залегают конформно (а местами, как отмечалось выше, полностью согласно). Преддевонская структура обычно выражена открытыми прямыми складками, флексурами и разрывами; в частности, тогда уже определились разрывы, ограничивающие впадину Мидленд, которая иногда рассматривается как девонский грабен рифтового типа [154]. Силурийские и более древние породы обычно затронуты слабым региональным метаморфизмом, не характерным для отложений девона.

Описываемые движения датируются в основном даунтоном и преддаунтонским временем. Даунтонские отложения чаще выпадают из разреза, однако там, где они имеются, они, как прави-

ло, теснее связаны с отложениями древнего красного песчаника, чем с силурийскими, как по литологии и фауне, так и структурно [154]. В ряде мест, как, например, в районе к югу от графства Шропшир, именно в подошве даунтона проходит несогласие, отделяющее геосинклинальный комплекс от молассового.

В Метаморфической зоне преддевонские движения выразились в некотором усложнении структуры. Большие перемещения были связаны с этой фазой в зоне надвига Мойн [154].

Наконец, в связи с данными движениями, или точнее — вообще с началом девонского орогенеза и связанной с ним тектоно-магматической активизацией, перед девоном и (или) в начале девона произошло внедрение больших интрузий гранитоидов с повышенной щелочностью — тоналит-гранодиорит-адамеллитового комплекса, в котором около 80% принадлежит гранодиоритам и адамеллитам. К-Аг методом их абсолютный возраст определяется в  $400 \pm 11$  млн. лет [116]. В Неметаморфической зоне они прорывают деформированные отложения ордовика и силура; в то же время продукты их разрушения содержатся в породах среднего и местами, вероятно, нижнего девона. Предполагается, что генетически они могут быть связаны с раннедевонскими вулканитами [154]. К ним мы частично вернемся позже.

### **Распространение и строение девонских отложений (древнего красного песчаника)**

Следующим по возрасту комплексом пород, открывающим новую страницу в истории Метаморфической и Неметаморфической зон, является девонский древний красный песчаник. Он представляет собой типичную красноцветную молассу, сложенную главным образом терригенными породами континентального происхождения, к которым по мере движения к югу и вверх по разрезу добавляются прибрежно-морские и лагунные отложения, наиболее широко развитые в верхнем девоне. На разных стратиграфических уровнях с осадочными породами ассоциируют вулканиты андезитового, базальтового и риолитового состава [64, 29, 7, 114, 137].

Уже указывалось, что по возрасту древний красный песчаник отвечает девону, а его три части (соответствующие этапам развития британских каледонид в девоне) — отделам девона (см. табл. 2): нижний древний красный песчаник соответствует жединскому, зигенскому и эмскому ярусам; средний древний красный песчаник — эйфельскому и живетскому; верхний древний красный песчаник — франскому и фаменскому ярусам. Эта датировка довольно точна, несмотря на сложность корреляции отдельных разрезов.

В формационном отношении к древнему красному песчанику близки отложения даунтона Британских островов, которые по возрасту параллелизуются с прежединскими — постлудловскими слоями эталонной схемы Рейнской области.

Древний красный песчаник накапливался в условиях расчлененного рельефа и первоначально заполнял обширные межгорные и предгорные впадины, контуры которых в первом приближении намечаются по современным выходам девонских пород. Время накопления древнего красного песчаника, главным образом нижнего и среднего, было временем интенсивного горообразования, контрастных тектонических движений и интрузивного и эффузивного магматизма. В позднем девоне условия стали значительно более однообразными и спокойными и верхний древний красный песчаник во многих районах, несмотря на литологическое сходство с нижним и средним отделами, скорее соответствует основанию платформенного чехла, чем молассе. Он выдержан, относительно маломощен, структурно связан с вышележащими породами карбона и, напротив, часто отделен угловым несогласием от более древних горизонтов девона. Английскими геологами он обычно относится к платформенному чехлу [22, 153].

В обеих зонах девонские породы залегают на породах геосинклинального этапа, но находятся с ними в разных соотношениях. В Метаморфической зоне, где девонская вспышка тектонической и магматической активности была первой после ордовикского орогенеза, они без преемственности структурного плана, дискордантно и с большим перерывом во времени перекрывают деформированные и метаморфизованные породы докембрия — нижнего палеозоя, находясь с ними в структурных соотношениях, аналогичных соотношению платформенного чехла и фундамента. Для Неметаморфической зоны, наоборот, характерна структурная и историческая связь описываемых комплексов, вплоть до согласного залегания.

Тем не менее, несмотря на разницу в природе субстрата и в соотношениях с ним, сами по себе толщи древнего красного песчаника обладают сходными чертами на всей площади британских каледонид. Генетически это единый комплекс отложений, образовавшихся в одинаковой палеогеографической и палеотектонической обстановке. В девоне вся область британских каледонид развивалась в едином плане; девонский орогенез объединил отдельные их части с разной предысторией, аналогично тому, как, например, новейший неоген-четвертичный орогенез объединил гетерогенную территорию Центральной Азии в единый горный пояс [47, 75].

Имеется несколько главных ареалов распространения древнего красного песчаника, в общих чертах обрисовывающих контуры девонских впадин: Оркадскую (Северная Шотландия, Оркнейские и Шетландские острова), Каледонскую (территория

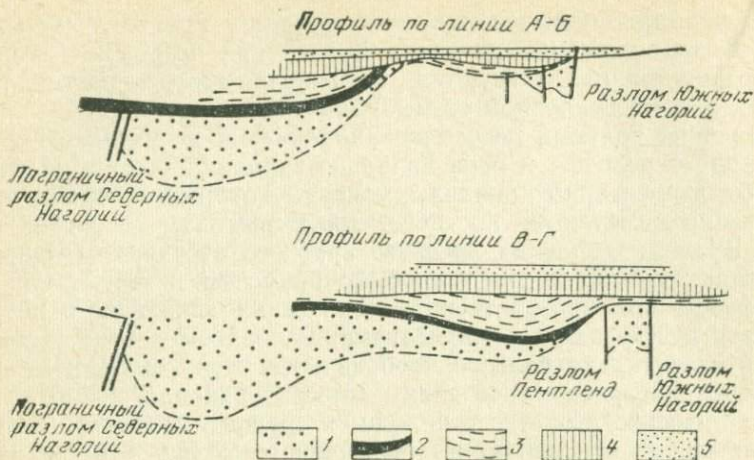


Рис. 6. Палеотектонические профили через Мидленд для начала перми (Neville George, 1965; упрощено):

1 — нижний древний красный песчаник; 2 — верхний древний красный песчаник; 3 — дианит; 4 — намюр; 5 — продуктивный угленосный горизонт. Линии профилей показаны на рис. 5

Мидленда), область Южного Уэльса. Древний красный песчаник широко развит также в Ирландии.

Палеогеографическая специфика названных впадин была различной. Оркадская впадина, целиком расположенная внутри Метаморфической зоны, — типично межгорная (внутригорная) впадина. Каледонская впадина находится на границе Метаморфической и Неметаморфической зон. В ее северном обрамлении выходят древние образования Метаморфической зоны, в южном — силур и ордовик Неметаморфической зоны. По отношению к наиболее высокому горному массиву, располагавшемуся на месте Северных Нагорий, с которого сносилась главная масса обломочного материала, Каледонская впадина играла роль предгорной впадины. В еще менее расчлененной части пояса находилась область девонского осадконакопления Южного Уэльса.

История формирования впадин была не одинаковой, хотя ритм движений был у них общим. Имеются также отличия и в составе девонских пород, вызванные их накоплением в разных частях горной системы. При этом, как уже говорилось, сравнительно однородные условия были типичны для позднего девона, отложения которого тяготеют к более молодым слоям (рис. 6).

Оркадская впадина наложилась на докембрий-нижнепалеозойские структуры Метаморфической зоны дискордантно, но общая ее вытянутость соответствует древним простираниям. Впадина формировалась в среднем и позднем девоне [7, 137, 154]. Общая мощность девонских пород в ней оценивается в 6—7 км,

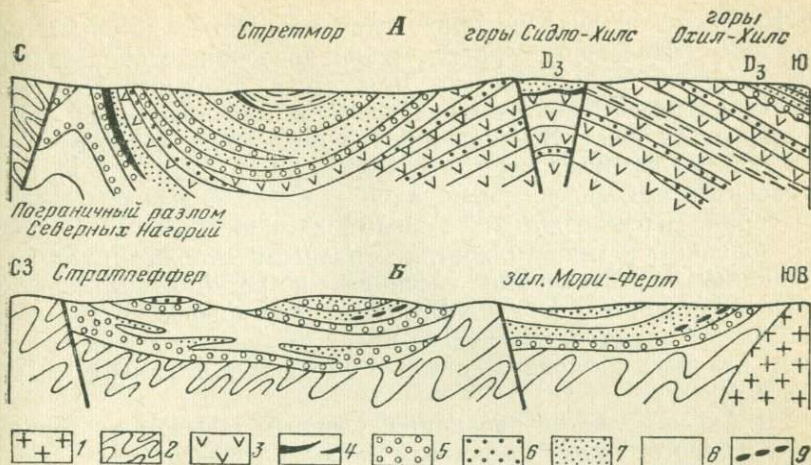


Рис. 7. Схематические разрезы через районы развития древнего красного песчаника (Waterston)

А — в северной части Мидленда (Каледонская впадина), даунтон, нижний и верхний древний красный песчаник (D<sub>3</sub>); Б — в районе залива Мори-Ферт (Оркадская впадина), средний древний красный песчаник. 1 — граниты, 2 — мойн и дальред; девон; 3 — андезиты и базальты, 4 — дациты и риолиты, 5 — конгломераты, 6 — «вулканогенные» конгломераты, 7 — песчаники, 8 — глины, алевролиты, 9 — слои с остатками рыб

из них до 6 км приходится на средний девон (средний древний красный песчаник). Он представлен озерными и другими генетически с ними связанными отложениями, в которых главную роль играют песчаники, в том числе аркозовые, глины, известняки, отчасти брекчии (рис. 7). К границе среднего и позднего девона были приурочены складчатые движения, вызвавшие деформацию, подъем и довольно глубокий (до 3 км) размыв пород среднего девона. Верхний древний красный песчаник залегает на них почти повсюду несогласно. Он сложен песчаниками с прослоями конгломератов и известняков, а в нижней части — с вулканитами, его общая мощность около 1 км.

Каледонская впадина заполнялась обломочным материалом, поступавшим преимущественно с севера. Девонские породы представлены нижним и верхним девоном (нижним и верхним древним красным песчаником) [7, 114, 137, 154]. Нижний девон — это мощная (до 6 км) толща пролювиально-аллювиальных отложений — конгломератов, песчаников и вулканитов андезитового, базальтового, дацитового и риолитового состава; иногда породы обладают повышенной щелочностью (до трахитов). Вулканическая деятельность, начавшись с самого начала формирования впадины — с вулканогенного даунтона, слагающего основание разреза у Стонхейвена, продолжалась на протяжении всего раннего девона. Местами эффузивами сложен почти весь разрез нижнего девона (см. рис. 7). На средний девон

в Каледонской впадине приходится перерыв, с которым были связаны интенсивные орогенические движения с образованием надвигов, со складчатостью. Для этого времени характерны большие перемещения по разрывам, в особенности на бортах области Мидленд. Верхнедевонские отложения залегают резко несогласно на отложениях нижнего девона, а также и на силурийских и ордовикских породах и даже на дальреде Северных Нагорий. Верхний древний красный песчаник сложен прибрежно-морскими и отчасти континентальными отложениями: красноцветными песчаниками, песчаниками, редко конгломератами общей мощностью до 1 км. Возраст пород хорошо документирован, в том числе ихтиофауной. Вверх отложения верхнего древнего красного песчаника согласно сменяются отложениями карбона.

В Англо-Уэльской провинции, главным образом на территории Южного Уэльса, девонские породы согласно залегают на даунтоне или с перерывом на чуть более древних слоях силура. Общая мощность девонских отложений в наиболее полных разрезах Пембрукшира, где имеется полный разрез девона от диттона до фамена, доходит до 4,5 км. В большинстве остальных пунктов данной провинции на средний девон или какую-то его часть приходится перерыв, отмеченный несогласием в середине разреза древнего красного песчаника [7].

### **Последовательность тектонических движений в девоне**

Строение разрезов девонских отложений свидетельствует о прерывистом ходе горообразования на территории британских каледонид. Этапы этого процесса, отраженные в трехчленной схеме деления древнего красного песчаника, примерно совпадают с отделами девона. Наиболее четко этапность выявляется в Каледонской и Оркадской впадинах.

Первый этап девонской истории, начавшийся движениями и магматизмом преддаунтонского и даунтонского времени (т. е. позднекаледонской фазы), охватывает ранний девон. Интенсивные поднятия сразу же привели, по крайней мере в Метаморфической зоне, к образованию горного рельефа, существование которого доказывается грубыми отложениями Мидленда. К этому же времени относится наиболее интенсивный вулканизм Мидленда, представленный континентальными излияниями лав базальт-андезит-риолитового состава и дайковым комплексом. Примечательной чертой этого вулканизма является наблюдаемая местами повышенная щелочность пород. Одновременно или немного раньше произошло внедрение отмечавшегося выше тоналит-гранодиорит-адамеллитового интрузивного комплекса, становление которого по геологическим данным и данным определения абсолютного возраста произошло приблизительно на

границе силура и девона или в начале девона. Характерной чертой его химизма является также повышенная щелочность.

Следующий этап соответствует среднему девону. Он связан с заметным изменением тектонического режима: с одной стороны, со среднего девона началось прогибание Оркадской впадины, с другой — тогда же прекратились осадконакопление и прогибание в Каледонской впадине и в ряде других районов Неметаморфической зоны. Средним девоном датируются деформации на территории Мидленда. Точнее их возраст не определяется. По аналогии с районом Оркадской впадины можно предположить, что одна из фаз была приурочена к концу среднего девона. Именно на этом уровне находится несогласие в толще древнего красного песчаника в Оркадской впадине.

Наконец, в позднем девоне произошло явное сокращение активности и контрастности движений, благодаря чему отложения верхнего девона могут рассматриваться как посторогенные (платформенные или близкие к платформенным) образования.

Таким образом, собственно период горообразования в британских каледонидах охватывает интервал времени от даунтона, или, возможно, в более резком выражении от начала девона до конца среднего девона. История этого времени распадается на два этапа, соответствующие: один раннему девону (и даунтону), другой среднему девону. При этом отмечаются два кульминационных момента тектонической активности, соответствующие представлению о фазах тектогенеза: в конце силура — начале девона (позднекаледонская фаза) и в среднем девоне. Вторая фаза, которой в сущности завершилось девонское горообразование, по интенсивности деформаций как складчатых, так и разрывных не уступала первой, а может быть, даже превосходила ее. Однако позднекаледонская фаза отличалась от нее мощным гранитоидным магматизмом, свидетельствующим о более активном состоянии глубинного вещества в это время.

### **Предварительные замечания о соотношении девонского горообразования с предшествовавшим развитием Метаморфической и Неметаморфической зон**

После вышеизложенного остановимся на тех главных соображениях о соотношении девонского горообразования и предшествующих стадий становления британских каледонид, которые могут быть сделаны на основании анализа регионального материала.

Ввиду значительной разницы во времени между завершением геосинклинального развития в Метаморфической и Неметаморфической зонах, вопрос о роли в каждой из них девонских движений должен решаться независимо.

Следует иметь в виду два обстоятельства, противоречащих представлению о наличии прямой генетической связи между девонским горообразованием и геосинклинальной стадией развития Метаморфической зоны, т. е. представлению о древнем красном песчанике как о молассе естественной завершающей стадии развития данной геосинклинали. Первое обстоятельство — это слишком большой временной разрыв (более 50 млн. лет) между консолидацией геосинклинали (в начале ордовика) и девонскими событиями. В течение этого времени подвижность была, видимо, невысокой и выражалась в перманентном воздымании; значительного магматизма здесь также, вероятно, не было [116]. Иными словами, девонский орогенез в данном случае предварялся не геосинклинальным периодом, а длительным периодом послегеосинклинального развития консолидированной и постепенно разрушающейся (но до конца еще не сnivelированной) складчатой зоны. Второе обстоятельство, несомненно тесно связанное с ранней консолидацией, это — независимость структурного плана девона от структур геосинклинальной стадии, выражающаяся в более или менее «произвольном» наложении девонских пород Оркадской впадины на древний субстрат. Такое соотношение, с точки зрения структуры подобное соотношению фундамента и чехла платформы, плохо согласуется с мнением об их формировании за счет последовательного развития одного и того же тектонического элемента.

В Неметаморфической зоне геосинклинальные и орогенные комплексы, напротив, связаны структурно и хронологически. Однако достаточно ли этого для признания их генетической близости?

Не делая пока окончательных выводов, надо обратить внимание на следующее. Если бы девонский орогенез в Неметаморфической зоне действительно был закономерным следствием ее геосинклинального развития, естественно было бы ожидать именно в ней найти активный центр этого орогенеза; его влияние отсюда могло бы распространиться на соседние области, в частности на давно консолидированную Метаморфическую зону. Между тем реальная картина оказывается обратной. Центром поднятия, горообразования и, по-видимому, гранитоидного магматизма была Метаморфическая зона. Это в ее пределах располагалась наиболее активно воздымавшаяся, сильно расчлененная горная страна, по отношению к которой более пассивная площадь Неметаморфической зоны играла роль предгорий, южнее переходящих в предгорную и приморскую равнину (см. рис. 32). Кроме местных источников сноса большую роль в девонском осадконакоплении здесь играл аллохтонный обломочный материал, выносимый с территории Метаморфической зоны. Получается парадокс: девонское горообразование, считающееся следствием развития Неметаморфической зоны, наиболее активно проявилось не в ней, а за ее пределами.

Таким образом, даже если исходить только из регионального материала, представление о прямой генетической связи девонского горообразования с предшествующим геосинклинальным развитием приводит к определенным противоречиям как в случае Метаморфической, так и Неметаморфической зоны.

## ВОСТОЧНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ И ШПИЦБЕРГЕН

### Вводные замечания

Несмотря на территориальную разобщенность, каледониды Восточной Гренландии и Шпицбергена очень похожи друг на друга по истории развития в позднем докембрии, раннем — среднем палеозое и до девона включительно. Они, несомненно, представляют собой разные части единой геоструктурной области, по режиму движений и строению разреза гораздо более близкие между собой, чем, например, Метаморфическая и Неметаморфическая зоны британских каледонид, соприкасающиеся друг с другом.

Для Восточно-Гренландской складчатой системы и Шпицбергена характерен почти непрерывный, довольно мощный разрез отложений от протерозоя или от рифея до нижнего (Шпицберген) или среднего, а может быть, и верхнего (Гренландия) ордовика. Все эти породы принято рассматривать в качестве геосинклинального (многогеосинклинального) комплекса. Главным основанием для этого является их большая суммарная мощность. Однако данная точка зрения представляется необоснованной, во всяком случае в части, касающейся нижнепалеозойского интервала, так как мощность нижнего палеозоя не так уж велика — не более 3 км в Гренландии и столько же или меньше на Шпицбергене, причем он сложен в основном мелководными отложениями, по литологии и фауне аналогичными нижнепалеозойским отложениям зоны Дарнес-Скай в Северной Шотландии, о которой уже упоминалось.

На деформированных и частично метаморфизованных породах протерозоя и нижнего палеозоя залегают грубообломочные красноцветные отложения девона. Они обычно считаются каледонской молассой, образовавшейся на заключительной — орогенной стадии развития каледонской (или байкало-каледонской) геосинклинали. Но и этот взгляд представляется мало убедительным, во-первых, из-за большого перерыва во времени между накоплением молассы и замыканием якобы породившей ее геосинклинали, во-вторых, из-за спорности существования самой раннепалеозойской геосинклинали. Для того чтобы иметь возможность оценить это, рассмотрим коротко историю развития складчатого пояса Восточной Гренландии и Шпицбергена.

## Додевонские отложения и история развития Восточной Гренландии

Породы, которые относят к каледонскому (или байкало-каледонскому) комплексу, в Восточной Гренландии представлены докембрийской формацией Элеонора-бей и кембро-среднеордовикскими отложениями<sup>1</sup>.

Формация Элеонора-бей, по данным Л. Коха [43], имеет мощность около 12 км. Ее основание вскрыто только в заливе Скорсби. Она сложена преимущественно песчано-глинистыми породами без вулканитов и с мощными горизонтами известняков в верхней части. Характерно отсутствие в ней внутренних перерывов. Имеющиеся данные позволяют видеть в прогибе Элеонора-бей в лучшем случае структуру миогеосинклинального типа с длительным, непрерывным и спокойным прогибанием и осадконакоплением.

Формация Элеонора-бей завершается толщей тиллитов и ленточных глин мощностью до 1 км, на которых с размывом, но без углового несогласия, лежат нижнепалеозойские отложения. Общая мощность последних оценивается в 3 км; она распределяется следующим образом: нижний кембрий — 0,3 км, средний кембрий — 0,6 км (он выделяется предположительно), верхний кембрий отсутствует, нижний ордовик (канадий) — 1,3 км, средний ордовик (чемплейний) — 0,7 км. Нижний палеозой сложен однообразными породами с незначительной фациальной изменчивостью — преимущественно песчаниками в кембрии и доломитами и известняками в ордовике.

Самая верхняя толща нижнего палеозоя (формация Хеймберг) по фауне надежно датируется могавским ярусом, приблизительно соответствующим нижнему карадоку европейской шкалы (см. табл. 1). Кроме того, в изолированных выходах в аналогичных по составу породах обнаружена позднемогавская (трентонская) и, возможно, цинциннатская фауна [42]. По всем этим данным отложения карадока (по европейскому делению) являются наиболее молодыми из известных в настоящее время в додевонском разрезе Восточной Гренландии. Не исключается, правда, возможность обнаружения со временем и более молодых горизонтов ордовика [15].

Оценку тектонических условий для раннего палеозоя Восточной Гренландии удобнее дать одновременно со Шпицбергенем, после описания последнего. Здесь отметим лишь, что мощность и состав нижнепалеозойских пород вряд ли позволяют говорить о режиме движений и осадконакопления геосинклинального характера. Скорее следует согласиться с Л. Кохом [43], что их накопление происходило в обстановке тектонического покоя.

<sup>1</sup> Восточно-Гренландскую геосинклиналь иногда называют геосинклиналью Элеонора-бей [43].

В промежутке между карадоком и девоном (несомненно, до среднего девона) описанные породы были деформированы с образованием складчатой и покровной структуры. Оснований для уточнения возраста этих движений по существу нет, но некоторые исследователи, исходя из общих соображений, считают его то силурийским [43, 94], то позднеордовикским (таконским) [42]. Складчатость сопровождалась метаморфизмом, значительным на глубине и ослабевающим вверх по разрезу, и внедрением гранитов. По наиболее новым данным можно предположить, что деформация, метаморфизм и гранитообразование не были одноактными. На это указывают абсолютный возраст изверженных и метаморфических пород, дающих цифры от 616 до 395 млн. лет; последняя цифра соответствует возрасту самых молодых пегматитовых даек, определенному Rb-Sr методом [124]. Сильнее всего был деформирован северный отрезок Восточно-Гренландской складчатой системы к северу от 76° с. ш. (от Земли Королевы Луизы до Земли Кронпринца Христиана). Южнее, в районе современного развития девонских пород (между 70 и 76° с. ш.) сложной складчатой структуры в то время не возникло. Особенно интересно отметить глубинный характер деформаций, которыми более высокие слои осадочной толщи были затронуты сравнительно слабо. По Дж. Халлеру [94], более интенсивные деформации, как и метаморфизм, происходили на глубине. В верхних горизонтах структура упрощается: в них развиты пологие складки, возникшие за счет вертикальных «вздутий» субстрата. Ниже мы еще вернемся к этой особенности, которая, вероятно, является характерной для развития структур, подобных Восточно-Гренландской системе. Дальнейшее более заметное усложнение структуры произошло здесь в девоне.

### Отложения и тектонические движения в девоне в Восточной Гренландии

Девонские отложения дискордантно залегают на деформированных докембрийских и нижнепалеозойских породах. Полоса их выходов протягивается на 300 км и состоит из нескольких участков, представляющих собой фрагменты первоначально единой межгорной впадины, располагавшейся во внутренней части девонского горного пояса между 72 и 74° с. ш. Ее основу составлял крупный грабен, сменявшийся по простиранию на севере и юге зонами горстового типа [94]. По заключению Л. Коха [43], разрывы, ограничивающие грабен, заложились до девона, активно развивались в девоне и приобрели современную морфологию в позднем палеозое.

Общая мощность девонских пород составляет, по данным Х. Бютлера [15], около 7—8 км; иногда приводятся и большие

цифры. Девон сложен континентальными породами типа древнего красного песчаника: грубо- и тонкозернистыми красными и серыми песчаниками, в меньшей степени озерными мергелистыми глинами и известняками. Местами на разных стратиграфических уровнях встречаются покровы риолитов и базальтов и пирокластический материал.

Расчленение и датировка девонских пород осуществляются с большим трудом. Обобщив данные по всем известным разрезам, Х. Бютлер пришел к выводу, что в них имеются отложения среднего и верхнего девона. Самыми древними горизонтами являются пирокластические породы серии Кейп-Флетчер на Земле Каннинга и на п-ове Вегенера, отделенные от вышележащих девонских слоев перерывом. Они предположительно отнесены к низам среднего или к верхам нижнего девона. Довольно проблематичен также возраст кровли описываемого комплекса, который своей верхней частью (серия Маунт-Келсиус), возможно, заходит в карбон.

Девонский период в Восточной Гренландии был временем интенсивного горообразования. Однако точная хронология и периодизация этого процесса до конца еще не выяснены. Так как самые древние фаунистически охарактеризованные девонские породы принадлежат к среднему девону, остается под вопросом настоящее время начала горообразования. Лишь по аналогии со Шпицбергом, с которым Восточно-Гренландская система имеет очень большое сходство и в котором горообразование, сопровождавшееся формированием молассовых впадин, началось в даунтоне, или, во всяком случае, вблизи границы силура и девона, напрашивается предположение о таком же его начале и в Гренландии.

Максимум тектонической активности приходился, по-видимому, на средний девон [15, 43]. В это же время произошло также внедрение небольших гранитных интрузий. Один из штоков к северу от мыса Франклин прорывает отложения среднего девона, тогда как галька этих гранитов описывается разными авторами из вышележащих горизонтов также еще среднедевонского возраста.

По Дж. Халлеру [94], девонский тектогенез в Гренландии происходил в условиях растяжения, величина которого в районе залива Скорсби составила около 135%.

Что касается соотношения простирания структур девона и структур, сформированных додевонской (ордовикской или силурийской) складчатостью, то в зоне грабена, заполненного девонскими красноцветами, они близки между собой. Значительное расхождение между ними отмечается, однако, Дж. Халлером в северной зоне горстов (74—76° с. ш.), где девонские структуры северо-западного простирания ориентированы почти перпендикулярно к более древним северо-восточным структурам, сформированным до девона.

## Додевонские отложения и история развития Шпицбергена

Породы докембрия — нижнего палеозоя представлены на Шпицбергене широко распространенной, мощной формацией Гекла-хук. По данным В. Н. Соколова и др. [85], В. Б. Харланда [95], В. Б. Харланда и др. [122], она расчленяется на нижнюю, среднюю и верхнюю Гекла-хук, которые соответствуют: нижнему (?) протерозою, верхнему протерозою, кембрию — нижнему ордовику.

Общая мощность нижней и средней толщ (т. е. докембрия) около 15 км. По строматолитам и водорослям средняя Гекла-хук датируется рифеем в полном объеме [85]. Она сложена песчано-глинистыми и карбонатными породами, а в ее кровле, как и в кровле гренландской формации Элеонора-бей, залегает тиллитовый горизонт (серия Полярисбреен и ее аналоги) мощностью до 1 км, который предположительно датируется вендом [85].

Нижнепалеозойская часть разреза, или верхняя Гекла-хук, сложена преимущественно карбонатными породами, отлагавшимися в мелководном, тектонически спокойном, эпиконтинентальном бассейне. Их мощность 1—1,5 км, возможно, несколько больше. Возраст самых молодых слоев с фауной североамериканского облика, описанных в Новой Фрисландии, определяется как средний — верхний канадский, т. е. приблизительно как средняя часть и верхи нижнего ордовика по европейской шкале [95, 39]. Над ними имеется еще несколько сот метров известняков без фауны, точный возраст которых неизвестен.

По мнению большинства исследователей, конформное залегание разных горизонтов докембрий-нижнепалеозойского комплекса и отсутствие сведений о стратиграфических перерывах указывают на спокойное развитие без диастрофизма, по крайней мере, во время накопления средней и верхней Гекла-хук. Для докембрия можно вслед за В. Н. Соколовым и др. допустить миогеосинклинальный режим (идентичный режиму докембрийской миогеосинклинали Элеонора-бей) с длительным, непрерывным, очень спокойным погружением без деформаций и магматизма в какой бы то ни было форме. В раннем палеозое даже и такая не слишком высокая подвижность прекратилась. Говорить о геосинклинальных условиях в кембрии — ордовике оснований здесь не больше, чем для Гренландии или для зоны Дарнес-Скай Северной Шотландии.

Породы Гекла-хук здесь, как и в Гренландии, были деформированы и метаморфизованы в промежутке между ордовиком и даунтоном. В. Б. Харланд склонен датировать эту складчатость поздним силуром, В. Н. Соколов и другие исследователи — ранним силуром, однако и то и другое толкование — не более чем предположение. Ясно лишь одно, что эта эпоха склад-

чатости была общей и для Шпицбергена и для Восточной Гренландии. Для гранитов, прорывающих породы Гекла-хук, К-Аг методом по слюдам получены девонские цифры абсолютного возраста — 355—405 млн. лет (данные Е. Гамильтона и К. Сэндфорда в статье В. Н. Соколова и др. [85]). Но эти интрузии скорее всего связаны с собственно девонскими процессами горообразования.

### Отложения и тектонические движения в девоне на Шпицбергене

Девон представлен красноцветными толщами молассового типа мощностью около 6,5 км. Ими сложен хорошо выраженный субмеридиональный грабен; в палеогеографическом ландшафте девона это была межгорная впадина, заполнявшаяся аллювиальными, пролювиальными и частично озерными отложениями типа древнего красного песчаника [39]. Они несогласно залегают на докембрийских и нижнепалеозойских породах и сложены главным образом конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и глинистыми породами с остатками рыб и растений. Представление о их составе, последовательности и возрасте дает табл. 3, из которой видно, что на Шпицбергене имеется полный разрез нижнего и среднего девона. Основание раз-

Таблица 3

Схема расчленения девонских отложений Шпицбергена (по П. Ф. Фринду)

Возраст		Местные стратиграфические подразделения
Верхний девон	Фамен	
	Фран	
Средний девон	Живет	Фискенклофт _____ ? _____
	Эйфель	Вийде-бей
Нижний девон	Эмс	Грей-хук: серые песчаники и сланцы с прослоями, обогащенными остатками рыб и растений
	Зиген	Вуд-бей: конгломераты и грубозернистые песчаники красного цвета, мощность около 3 км (Friend, Moody-Stuart, 1972)
	Жедин	Рэд-бей: в основании конгломераты, выше — зеленатые песчаники, алевролиты
Силур	Даунтон	

реза сопоставляется даже с даунтоном Уэльса (по фауне). Самые верхние его горизонты также по фауне датируются живетским ярусом и частично, может быть, самыми низами верхнего девона [95]. Верхний девон почти полностью отсутствует.

В девоне на Шпицбергене было активное горообразование, начавшееся, судя по возрасту коррелятных пород Рэд-бей, с даунтона, т. е. приблизительно одновременно с началом горообразования в британских каледонидах. Амплитуда поднятий и рельефа была значительной: специальный палеогеографический анализ показал, что в юго-восточной части архипелага следует предполагать наличие гор высотой около 6 км над уровнем моря [118]. Отличительной чертой девонских движений на Шпицбергене является полное отсутствие вулканизма, который вообще достаточно характерен для большинства других районов девонского горообразования. Что касается интрузивного магматизма, то скорее всего в девоне произошло внедрение гранитов Северо-Восточной Земли, имеющих, как говорилось выше, возраст 405—355 млн. лет (по К-Аг методу).

Внутри девона в настоящее время трудно наметить какие-либо четкие рубежи или этапы усиления тектонической подвижности. Складчатость в девонских породах, смятых в пологие складки, связана со свальбардской фазой тектогенеза [95]. Эта фаза датируется не очень определенно концом среднего девона — поздним девоном (после времени образования верхних, известных в настоящее время, горизонтов девона, но до карбона, с которого началось формирование платформенного чехла, залегающего со слабым несогласием на красноцветах девона).

### **Этапы развития Шпицбергена и Восточной Гренландии и горообразование в девоне**

В Гренландии и на Шпицбергене наблюдается следующая последовательность событий. В позднем докембрии, в рифее режим движений с некоторой долей условности может быть оценен в лучшем случае как миогеосинклинальный. Условность заключается в том, что он не вполне соответствует тому, что обычно подразумевается под миогеосинклиналями более позднего времени. В режиме движений позднедокембрийских прогибов Восточной Гренландии и Шпицбергена миогеосинклинальные черты отчасти сочетались с чертами перикратонных прогибов, для которых, по-видимому, в большей степени, чем для миогеосинклиналей, характерно очень длительное стабильное прогибание, причем в них, как и в описываемых прогибах, главным образом за счет длительности и стабильности, а не за счет высокой скорости прогибания накапливаются толщи отложений большой мощности (например, в Прикаспийской впадине и пр.), хотя обычно и более разнообразного литологического состава. Сказанное не следует понимать как намерение обосновать принад-

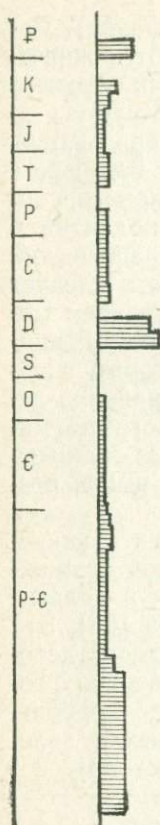


Рис. 8. Схематическое изображение скорости осадконакопления на Шпицбергене (заштрихованная полоса пропорциональна скорости) (Харланд, 1964)

лежность описываемых прогибов обязательно к категории перикратонных структур. Нам хотелось лишь пояснить, почему о их многосинклинальной природе можно говорить лишь с оговорками.

Если в докембрии тектонические движения не отличались большой интенсивностью, то в раннем палеозое они стали еще более вялыми, так что для этого времени еще меньше оснований предполагать геосинклинальный режим. Вместе с тем на границе докембрия и палеозоя не было деформаций. Это указывает на то, что прогибы позднего докембрия, как бы ни расценивать их тектоническую природу, спокойно без заключительной складчатости закончили свое развитие (по-видимому, просто отмерли за счет постепенного истощения внутренних энергетических ресурсов) и превратились в области с платформенным или близким к платформенному режимом. Постепенное уменьшение скорости прогибания и седиментации для Шпицбергена хорошо иллюстрируется рис. 8.

Нижнепалеозойские породы Восточной Гренландии и Шпицбергена, представленные в основном мелководными карбонатными толщами, большая часть мощности которых приходится на ордовик (до 2 км в Гренландии), накапливались в условиях компенсированного погружения в эпиконтинентальном бассейне. Скорость их накопления, максимальная для раннего—среднего ордовика Гренландии, не превышала 40 м/млн. лет, что значительно ниже обычных цифр скорости для геосинклинальных областей (см. табл. 4).

Для наглядности интересно сравнить кембро-ордовикские толщи Восточной Гренландии и Шпицбергена с одновозрастными породами древних платформ, например, некоторых районов Сибирской платформы [27], которые никто не считает геосинклинальными. Так, в бассейне р. Амги на восточном склоне Алданского щита общая мощность нижнего и среднего кембрия превышает 2 км; на Лене у с. Кохтуйского мощность только нижнего кембрия более 2 км, а в наиболее глубоко погруженных частях Верхнеленской впадины до 3 км. На южном склоне Анабарского щита суммарная мощность кембрия доходит до 1,5—1,7 км, а вместе с нижним ордовиком—до 2—2,3 км. Указанные цифры вполне сопоставимы (а для кемб-

рия даже превышают их) с величинами мощностей кембродовиковских пород рассматриваемых районов.

Естественно, сама по себе мощность не может служить исчерпывающим доказательством в решении вопроса о геосинклинальном или платформенном режиме. Однако весомость этого аргумента подкрепляется широким площадным распространением нижнепалеозойских, главным образом ордовиковских отложений этого типа, которые встречаются не только в Гренландии и на Шпицбергене, но также и на севере Шотландии (в зоне Дарнес-Скай). При этом разрезы Шотландии и Гренландии сходны чуть ли не до деталей по мощности и по составу. Эти данные свидетельствуют о весьма широком, плащеобразном первичном распространении нижнепалеозойских толщ данного типа, в которых при этом не обнаруживается существенных различий, несмотря на то, что в одних случаях их субстратом служат докембрийские прогибы Гренландии и Шпицбергена, в других — складчатый льюисско-лаксфордский цоколь Северной Шотландии. Объединяет их также и то, что все они, а также разрезы северных районов Гренландии, Земли Элсмira и восточного склона Канадского щита (платформы Св. Лаврентия, по терминологии канадских геологов), обладают чрезвычайно близким фаунистическим комплексом. Они относятся к единой Канадско-Гренландской биогеографической провинции (см. рис. 2) [157].

В конечном итоге, все сказанное приводит к выводу о такой обстановке накопления пород, для которой больше всего подходило бы название обстановки «подвижной платформы», но никак не геосинклинали.

Эпоха девонского горообразования от раннепалеозойского периода седиментации, закончившегося в ордовике, была отделена длительным промежутком времени. Это время было насыщено событиями, но нам неизвестна их более точная хронология. За это время докембрийские и нижнепалеозойские породы были деформированы. Можно думать, что наиболее вероятными являются два возрастных уровня. Время деформаций скорее всего соответствует либо таконской фазе тектогенеза в конце ордовика (движения которой сыграли большую роль в Северных Аппалачах), либо позднекаледонской фазе в конце силура или на границе силура и девона (которой завершилась геосинклинальная стадия развития Неметаморфической зоны Британских островов). В связи с тем, что неясен точный возраст этих событий, остается также невыясненным вопрос и о их соотношении с девонским горообразованием: взаимосвязанные ли это или же, напротив, самостоятельные явления?

Следующий этап развития соответствует девону. Судя по отложениям на Шпицбергене, он начался с даунтона и продолжался на протяжении раннего и среднего девона, хотя, возможно, и для позднего девона был характерен близкий тип

движений. Сходная до деталей история развития Шпицбергена и Восточной Гренландии позволяет предположить, что и в Гренландии начало орогенеза было скорее всего приурочено к даунтону. Здесь накопление молассовых толщ происходило до конца девона и, возможно, продолжалось даже в начале карбона. Но вообще в обоих районах с карбона началось формирование платформенного чехла.

Описанный ход событий заставляет дать отрицательный ответ на вопрос о генетической связи девонского орогенеза с развитием докембрийских — раннепалеозойских прогибов Шпицбергена и Восточной Гренландии. Прежде всего между ними имеется значительный перерыв во времени. Однако причиной, заставляющей отказаться от взгляда на девонское горообразование как на орогенную стадию развития каледонских геосинклиналей описываемых районов, служит не столько это, сколько иллюзорность самих этих геосинклиналей. Этому завершающему, как часто думают, орогенезу оказывается попросту нечего было завершать, так как никаких геосинклиналей в раннем палеозое в рассматриваемых областях не существовало. На графике (см. рис. 8) видна неподготовленность, неожиданность девонского горообразования на Шпицбергене; принципиально ту же картину получили бы мы и для Восточной Гренландии. Но если не было геосинклиналей, то представление о девонском горообразовании как о заключительном этапе их развития попросту не имеет смысла. Логичнее искать его причину в каких-то иных процессах. К этому вопросу мы вернемся в заключительных главах.

## СЕВЕРНЫЕ АППАЛАЧИ

### Общая характеристика

К Северным Аппалачам относится часть Аппалачского складчатого пояса к северу от широты Нью-Йорка. Северные Аппалачи в пределах США занимают территорию Новой Англии и протягиваются далее к северу через юго-восточные штаты Канады до о. Ньюфаундленд. Общая длина этой полосы, включая о. Ньюфаундленд, равна приблизительно 2000 км. Ее максимальная ширина в континентальной части Канады 500—600 км, при этом некоторая ее часть скрыта под водами Атлантики. Иногда структуры о. Ньюфаундленда выделяют в качестве самостоятельного отрезка под названием Ньюфаундлендских Аппалачей, а под Северными Аппалачами в этом случае подразумевается только континентальная часть пояса к юго-западу от залива Св. Лаврентия и пролива Кабота.

В противоположность Южным Аппалачам, примыкающим к плите Мидконтинента и сопровождающимся широким поясом

переходных структур Преаппалачского прогиба и Внешней зоны Аппалачей — провинции Хребтов и Долин, складчатые комплексы Северных Аппалачей на значительном протяжении, от района Адирондакского купола и далее к северу, непосредственно контактируют с кристаллическими породами Канадского щита. Форланд-край Северо-Американской платформы здесь высоко приподнят, за исключением площади двух крупных впадин — бассейнов Квебек и Антикости, расположенных на краю щита перед фронтом Северных Аппалачей и заполненных мощными толщами отложений нижнего палеозоя — силура.

В современной структуре Северных Аппалачей принято различать по меньшей мере три продольные зоны, выделенные по возрасту главных деформаций, сформировавших их структуру. Основа такого деления была заложена еще Ч. Шухертом [145], выделившим с запада на восток, т. е. от внешнего края в глубь Аппалачей, следующие структурные единицы: геосинклиналь Св. Лаврентия, геоантиклиналь Нью-Брансуик, Акадскую геосинклиналь и Бордерленд Новой Шотландии. Названные зоны приблизительно соответствуют зонам, выделяемым в настоящее время. Описание тектонической зональности Северных Аппалачей можно найти в разных работах [93, 135, 140 и др.]; одно из наиболее четких описаний приведено в статье Дж. М. Бёрда и Дж. Ф. Дьюи [107].

Самая западная зона (зона А. Дж. М. Бёрда и Дж. Ф. Дьюи, геосинклиналь Св. Лаврентия, по Ч. Шухерту) соответствует области развития главным образом таконских складчатых комплексов, повторно захваченных девонскими — акадскими орогеническими движениями. В ее составе различаются две подзоны, или зоны второго порядка: Логан и Пидмонт (рис. 9). Обе они сложены в основном кембрийскими и ордовикскими породами, но различного генезиса. Для зоны Логан характерны преимущественно мелководные песчано-карбонатные отложения миогеосинклинального типа, для зоны Пидмонт — более глубоководные преимущественно сланцевые отложения, которые часто рассматриваются (например, М. Кеем) как образования эвгеосинклинали. Кроме пород нижнего палеозоя (комплекс которых в основании включает также отложения верхов докембрия) в зонах Логан и Пидмонт широко распространен гренвилльский фундамент, сильно переработанный таконскими и акадскими (девонскими) движениями. Весьма характерной чертой зоны Логан является, кроме того, наличие крупных аллохтонных массивов, сложенных породами зоны Пидмонт и перемещенных из последней на территорию зоны Логан во время таконского орогенеза в среднем — позднем ордовике. Наиболее значительными по размерам являются аллохтонные массивы Таконский, Хамбер-Арм и Хэр-бей; первый расположен на территории США, остальные — на о. Ньюфаундленд. Указанные массивы

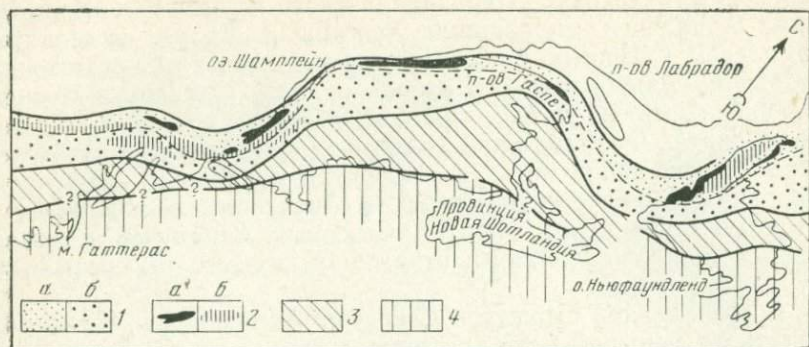


Рис. 9. Схема тектонической зональности Северных Аппалачей (Bird a. Dewey, 1970)

1 — зона А (*а* — зона Логан, *б* — зона Пидмонт); 2 — таконские аллохтонные массивы (*а*) и выходы гренвилльского фундамента (*б*); 3 — зона Б, 4 — зона В

являются наиболее хорошо изученными (остальные массивы аналогичного типа исследованы значительно хуже).

На западе складчатые комплексы зоны Логан граничат с краем Канадского щита и с бассейнами Квебек и Антикости, причем на значительном протяжении комплексы Аппалачей надвинуты на край щита. Восточная граница зоны Логан, т. е. ее граница с зоной Пидмонт, отчетливо выражена на юге, где она проводится вдоль выступов древних гренвилльских комплексов в горах Гринмаунтинс (Зеленые горы) и Беркширхилса и особенно на севере на территории о. Ньюфаундленд; здесь она совпадает с зоной разрыва, проходящего от залива Сент-Джорджес к заливу Уайт-бей. В промежутке между этими районами она трассируется менее точно по северо-восточным и северным склонам гор Нотр-Дам на п-ове Гаспе. Что касается восточной, внутренней, границы зоны Пидмонт (всей описываемой зоны А), то, по представлениям Дж. М. Бёрда и Дж. Ф. Дьюи, она также наиболее отчетливо проводится на о. Ньюфаундленд по зоне разлома Лакс-Арм.

Следующая к востоку зона (зона В, геантиклиналь Нью-Брансуик Ч. Шухерта) представлена полосой развития главным образом пород нижнего палеозоя, силура и девона; более древние породы здесь достоверно не установлены. Основные деформации в этой зоне, сформировавшие ее структуру, были связаны с акадскими движениями в девоне. Зона обладает сложным внутренним строением и невыдержанной шириной: она сильно сужена в Новой Англии (США), затем расширяется и достигает своей максимальной ширины на территории штатов Мэн (США), Гаспе и Нью-Брансуик (Канада) и вновь сужается на о. Ньюфаундленд.

Внутреннюю зону С Дж. М. Бёрд и Дж. Дьюн прослеживают от п-ова Кейп-Код в районе Бостонского побережья США через залив Мэн на территорию канадского штата Новая Шотландия и далее в юго-восточную часть о. Ньюфаундленд. В схеме Ч. Шухерта этому подразделению соответствуют Акадская геосинклиналь и Бордерленд Новой Шотландии. Хотя эта зона, так же как и предыдущая, была захвачена активными девонскими движениями и гранитоидным магматизмом, ее отличительной чертой является орогенез позднего докембрия, в значительной мере консолидировавший ее и явившийся причиной относительной стабильности зоны в палеозойское время. В пределах этой зоны осадконакопление раннего — среднего палеозоя было сосредоточено в локальных прогибах, таких, как Мигума Новой Шотландии и Тринити о. Ньюфаундленд (трог). Остальная территория зоны часто описывается под названием Авалонской платформы [135].

Рассмотренная схема зональности Северных Аппалачей в большей степени отражает додевонскую (доакадскую) структуру. Действительно, девонским диастрофизмом была охвачена, хотя, конечно, и не с одинаковой интенсивностью, вся площадь Северных Аппалачей, что, собственно, и определяет их специфику и позволяет говорить о них как о едином тектоническом элементе. Различия же между перечисленными выше зонами определяются в первую очередь движениями и деформациями других эпох и в первую очередь авалонской (в позднем докембрии) и таконской (в ордовике): зона В представляет собой область акадской складчатости (с гранитизацией и метаморфизмом) с резко подчиненной ролью таконских движений; зона А — область акадской складчатости, наложенной на интенсивную таконскую складчатость; зона С — область акадской складчатости, наложенной на относительно более устойчивую область «Авалонской платформы».

История формирования геосинклинального складчатого пояса Северных Аппалачей началась в докембрии. Он заложился, по крайней мере в своих периферических частях (зона А — зоны Логан и Пидмонт), в области гренвилльской консолидации. Одним из наиболее древних импульсов тектогенеза, связанных уже с формированием Аппалачского пояса, является авалонская складчатость позднего докембрия, граниты которой по определению Rb-Sr методом имеют абсолютный возраст  $574 \pm 11$  млн. лет. Отчетливые проявления авалонской складчатости описываются на о. Ньюфаундленд, слабые известны на территории Нью-Брансуика и на о. Кейп-Бретон в Канаде [135].

Следующий этап активного геосинклинального развития продолжался от позднего докембрия — начала кембрия до таконского орогенеза в позднем ордовике.

Затем последовал новый этап прогибания и седиментации, продолжавшийся вплоть до акадского орогенеза. Это время,

так же как и эпоха собственно акадского орогенеза, т. е. силур и девон, особенно конец силура — первая половина девона, представляет собой чрезвычайно интересную страницу в истории формирования Северных Аппалачей. Интерпретация тектонического режима этого времени довольно сложна, в частности не так просто безоговорочно определить четкую границу между орогенной и доорогенной стадиями. Развитие орогенического процесса, приведшего к мощным поднятиям среднего — позднего девона, шло сложным путем, анализ которого и оценка отдельных его стадий являются центральным вопросом данного раздела.

Геологии Северных Аппалачей посвящена огромная литература. При этом следует отметить, что особенно большой прогресс в их исследовании сделан за последние десятилетия благодаря расшифровке структурных и стратиграфических соотношений для многих сложно построенных зон и комплексов горных пород. Приводимый здесь обзор базируется главным образом на ряде крупных работ и сборников [107, 135, 139, 140, 151, 106], а также на многих более частных статьях. Из работ, опубликованных на русском языке, наиболее интересные данные и соображения содержатся в статьях и книгах А. Ирдли (1954 г.), А. В. Пейве [70], Дж. Роджерса [77], В. Е. Хаина [93].

### Дотаконская история и таконский орогенез

Отрезок времени от заложения геосинклинального пояса Северных Аппалачей в позднем докембрии до таконского орогенеза, первые фазы которого датируются приблизительно серединой карадокса (трентонским ярусом канадско-американской шкалы), соответствует типично геосинклинальной стадии развития Северных Аппалачей. Во всяком случае, это справедливо для раннего палеозоя или, точнее, для времени после авалонской складчатости (с абсолютным возрастом гранитов  $574 \pm \pm 11$  млн. лет), в то время как условия, существовавшие ранее, остаются пока неясными.

За исключением авалонских движений, сопровождавшихся локальными деформациями, зеленосланцевым метаморфизмом и внедрением гранитов, развитие этой геосинклинали не прерывалось заметными орогеническими движениями, насколько можно судить по имеющимся в настоящее время геологическим и геохронологическим данным. «Дотаконские» нижнепалеозойские породы зоны Логан и верхнедокембрийские — нижнепалеозойские породы более внутренних зон образуют непрерывный разрез. При этом для геосинклинали была типична отчетливая продольная зональность. Территория зоны Логан, вовлеченная в погружение только с нижнего кембрия, развивалась как миогеосинклинали с седиментацией карбонатных и частично терригенных отложений шельфового типа; зона Пидмонт и более

внутренние зоны (В и С) характеризовались более глубоководными условиями; в них накапливались граувакко-сланцевые и вулканогенные толщи эвгеосинклинального типа [107, 135]. Многие авторы полагают, что в противоположность зоне А (Логан и Пидмонт), заложившейся в области гренвилльской консолидации, более внутренние части Аппалачского пояса развивались на океанической коре прото-Атлантики [107, 158 и др.]. Мощность геосинклинального разреза этих зон очень велика, по данным Дж. Роджерса [140], она составляет до 15 км для кембрия и ордовика; в отдельных зонах мощность кембрия оценивается в 6 км (прогиб Мигума) и 8 км (прогиб Нотр-Дам), а мощность только нижнего ордовика — в 5 км (прогиб Нотр-Дам) [135].

Таконский орогенез в Северных Аппалачах представлял собой длительную орогеническую эпоху, состоявшую из серии последовательных фаз [77]. Большинство американских и канадских исследователей выделяет три кульминации тектонической активности. Первая, наиболее значительная, с которой началась таконская эпоха, датируется трентонским ярусом, т. е. приблизительно серединой карадока, по европейской схеме деления ордовика<sup>1</sup>. Последняя приходится примерно на границу между ордовиком и силуром; именно с ней связывалось представление о таконской фазе складчатости в узком смысле. В настоящее время установлено, что практически одинаковая последовательность движений таконской эпохи наблюдается на территории всего складчатого сооружения Северных Аппалачей, хотя интенсивность складчатости и прочих тектонических и магматических процессов сильно варьирует [160, 161, 133, 135, 139].

Наиболее интенсивным таконским деформациям подверглась территория зон Пидмонт и особенно Логан — полоса, протягивающаяся вдоль всех Северных Аппалачей от северо-восточного угла Пенсильвании через Квебек и северо-западную часть шт. Мэн на север п-ова Гаспе и далее в северо-западную часть о. Ньюфаундленд. Еще одним районом интенсивных деформаций и активного магматизма была большая часть провинции Нью-Брансуик (рис. 10). Помимо складчатости и общего вздымания для этих зон был характерен зеленосланцевый метаморфизм, гранитоидный и гранодиоритовый магматизм (с абсолютным возрастом пород  $450 \pm 35$  млн. лет) [129], внедрение крупных интрузий ультраосновных пород и перемещение крупных аллохтонных массивов, составляющее одну из наиболее ярких особенностей рассматриваемой эпохи тектогенеза. Сейчас убедительно доказано сходство и приблизительно одинаковая последовательность формирования аллохтонных чешуй таконского района и о. Ньюфаундленд (массивы Хамбер-Арм, Хэр-бей

<sup>1</sup> При чтении американской и канадской литературы может возникнуть ложное впечатление о среднеордовикском возрасте первых фаз таконской складчатости, вызванное тем, что трентонские отложения по схеме, принятой в Канаде и США, относятся к среднему ордовика.

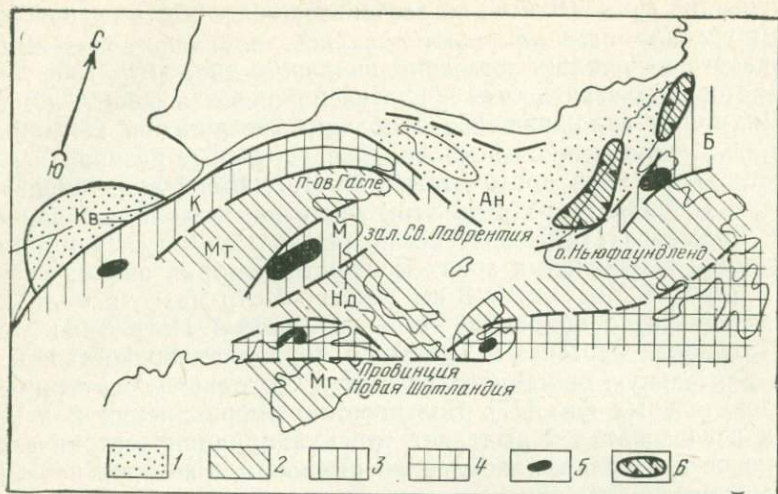


Рис. 10. Палеотектоническая зональность канадских Аппалачей в эпоху таконского орогенеза, поздний ордовик (Poole а. о., 1970)

1 — бассейны по периферии геосинклинальной области на границе с платформой: Кв — Квебекский, Ан — Антикости; структурные элементы геосинклинальной области; 2 — прогибы; Мт — зона Матапидиа, Нд — Нотр-Дам, Мг — Мигума; 3 — геоантиклинальные зоны: К — Квебекская, М — Мирамиши, Б — Берлингтон; 4 — Авалонская «платформа»; 5 — граниты позднего ордовика; 6 — останцы покровов, перемещенных в позднем ордовике из геосинклинали в бассейн Антикости

и др.), которые возникли в карадоке за счет перемещения материала с юго-запада из эвгеосинклинальной зоны в зону миогеосинклинали (в зону Логан и в прогибы Квебек и Антикости) [141, 155]. Перемещение их оценивается в несколько десятков километров, например до 60 км в районе залива Хэр-бей [155]. Показательно, что они являются сорванными покровами, в которых не участвует фундамент, что резко отличает их от акадских структур.

Перечисленные районы играли роль как бы «осей», центров таконского орогенеза и представляли собой крупные геоантиклинальные поднятия (см. рис. 10). Остальная территория, за немногими исключениями, была гораздо более пассивной. На большей ее части фиксируются перерывы в разрезе верхнего ордовика или на границе ордовика и силура, но, как правило, без угловых несогласий. А в сравнительно узкой полосе — в зоне Матапедиа, протягивающейся от северных районов штата Мэн до п-ова Гаспе, таконский перерыв вообще отсутствует.

### Некоторые особенности силур-раннедевонского этапа развития

Следующий естественный этап тектонической истории Северных Аппалачей соответствует времени между таконским и акадским орогенезом, иначе говоря (если понимать акадский оро-

генез в узком смысле — как комплекс событий среднего девона) — силуру и раннему девону. Характерной особенностью этого этапа, позволяющей рассматривать его как единое целое, является неизменявшаяся в основных чертах на всем его протяжении тектоническая зональность. Она была сформирована в результате таконских движений в позднем ордовике и затем продолжала контролировать осадконакопление в течение всего силура и в начале девона [135]. Правда, следует оговориться, что представления о зональности в раннем девоне часто складываются не столько из анализа распространения девонских пород, обладающих обычно фрагментарным развитием, сколько из экстраполяции силурийской зональности на раннедевонскую эпоху. Поэтому нельзя исключить и того, что выводы о консервативности тектонического плана при переходе от силура к девону могут быть в какой-то мере преувеличенными. Все же в их пользу свидетельствует тот факт, что силурийские и девонские отложения, как правило, залегают конкордантно или даже согласно и характеризуются закономерной регрессивной последовательностью разреза, которая указывает на постепенное заполнение и отмирание прогибов.

Специфика силур-раннедевонского этапа была подчеркнута А. В. Пейве, который рассматривает его как переходный этап в развитии Северо-Аппалачского складчатого пояса от области с океанической корой (до таконского орогенеза) к области с континентальной корой (после акадского орогенеза). Специфику данного этапа определяет целый ряд особенностей: очень пестрый набор формаций, большая роль континентальных отложений, резко расчлененный рельеф, наличие в разрезе большого количества наземных вулканических формаций, широкое развитие грубообломочных толщ [70].

В силу указанных обстоятельств силур и ранний девон обычно рассматриваются совместно, что, конечно, справедливо, ибо разрез силурийских и нижнедевонских отложений в большинстве случаев непрерывный и главная фаза диастрофизма приурочена к началу среднего девона (возможно, к концу раннего). Вместе с тем с началом девона были связаны важные изменения в тектонической обстановке, в режиме тектонических и магматических процессов. Если в силуре обстановка в целом была довольно спокойной — без складкообразовательных движений и интрузивного магматизма, то начиная приблизительно с границы силура — девона положение изменилось. К этому времени были приурочены первые поднятия и местами слабое складкообразование, описываемые под названием фазы сэлайн [140]; вероятно, с этим временем связано также становление некоторых гранитоидных тел [129]. Еще более радикальные преобразования произошли, по-видимому, в зигене или скорее вблизи границы зигена и эмса, когда полностью завершился переход к континентальным условиям седиментации в условиях заведомо

резко расчлененного рельефа. Именно этими движениями, вероятно, началась сложная и длительная эпоха акадского орогенеза в широком смысле слова (так как мы обычно говорим об эпохе новейшего орогенеза, подразумевая под ним не отдельную фазу, а длительный отрезок времени).

В соответствии со сказанным в нижеследующем описании силурийский период отделен от раннего девона, причем последний рассматривается более обстоятельно.

### Палеотектоническая обстановка в силуре

Силур в Северных Аппалачах был периодом распространения моря. В интервале от начала силура до венлока, а местами даже до лудлова море постепенно перекрыло не только негативные структуры, но и большинство геосинклинальных зон таконского складчатого сооружения [108, 135, 140]. История осадконакопления и тектонических движений этого времени лучше изучена в канадской части Северных Аппалачей — в Нью-Брансуике, Новой Шотландии и Ньюфаундленде, где шире развиты силурийские (так же как и девонские) отложения.

По данным В. Пула и др. [135], на этой площади располагались несколько крупных прогибов, разделенных относительно приподнятыми зонами геосинклинального характера; их конфигурация в основных чертах сохранилась и в раннем девоне (рис. 11). В прогибах происходило мощное осадконакопление. Мощность силурийских пород в прогибах Гаспе, Нотр-Дам и Мигума доходит до 5—7 км. Они представлены главным образом разнообразными терригенными породами от глинистых сланцев до конгломератов и вулканитами — лавами и пирокластическими породами андезит-базальтового и реже риолитового состава. Для разрезов силурийских пород характерна сильная фациальная изменчивость. В некоторых прогибах, наиболее явно в прогибе Гаспе, устанавливается отчетливая продольная фациальная зональность с более тонкими глубоководными породами (глинистыми сланцами, глинистыми известняками) в центре и более грубыми мелководными породами вблизи бортов их структур.

Большая мощность отложений, характер вулканизма, который сопоставляется с вулканизмом островных дуг, наличие таких образований, как граувакки и турбидиты, — все это свидетельствует о высокой и дифференцированной тектонической подвижности описываемой области.

Вверх по разрезу характер отложений несколько изменяется, что отражает общее направление изменчивости всего силурнижнедевонского комплекса пород, наиболее ярко выраженной в нижнем девоне. Мощность верхних горизонтов силурийских пород остается значительной: мощность венлокских и лудлов-

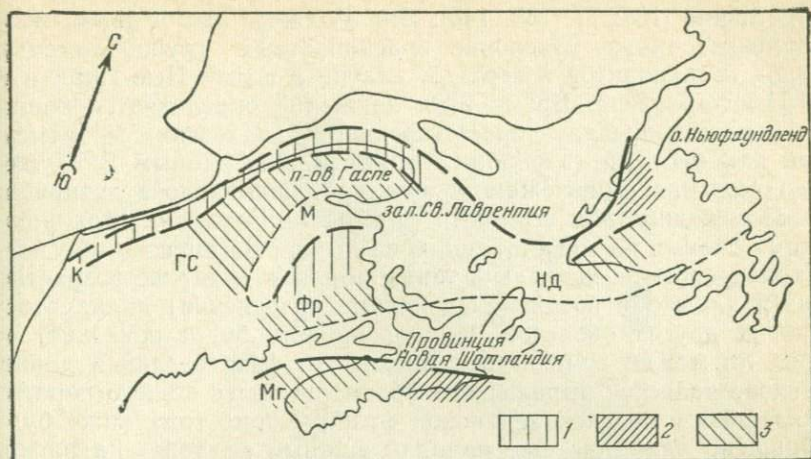


Рис. 11. Палеотектоническая зональность (Северных) Аппалачей (канадская часть) в начале раннего девона (Рооле а. о., 1970)

1 — поднятия: К — Квебекская зона, 2 — поднятия с горным рельефом; 3 — прогибы: Гс — Гаспе, Фр — Фредериктон, Нд — Нотр-Дам, Мг — Мигума; М — зона Мирамиши

ских или только лудловских отложений в наиболее полных разрезах оценивается в 3—3,5 км (правда, местами остается открытым вопрос о мощности, а в некоторых случаях — там, где нет непрерывного перехода от силурийских отложений к девонским, — и о присутствии верхнелудловских слоев, которые крайне слабо охарактеризованы фауной). Вместе с тем в венлоке и особенно в лудлове появляются и местами широко развиты пестроцветные морские и частично континентальные отложения, свидетельствующие о более полной, чем это было раньше, компенсации прогибов. Наиболее отчетливо это проявилось в прогибе Нотр-Дам, в котором венлок и лудлов сложены мелководными и континентальными красноцветными отложениями общей мощностью 5,5 км. Характерно, что и вулканические породы приурочены главным образом к этому же — венлок-лудловскому интервалу разреза.

### Тектонические движения на границе силура и девона

На фоне преемственности раннедевонской тектонической зональности и осадконакопления от силурийской, которая подчеркивается многими исследователями [70, 110, 135], уже на границе силура и девона или, может быть, еще в лудлове имели место движения, которые, как уже указывалось, могут рассматриваться как первые импульсы эпохи акадского орогенеза. Движения фазы сэлайн выразились в поднятии небольших площадей и в слабых складкообразовательных движениях в Квебеке и Север-

ном Мэйне [108, 77, 139, 140]. Дж. Роджерс этими движениями объясняет также появление красноцветных грубообломочных пород и эвапоритов в верхнем силуре в штате Нью-Йорк и на о. Ньюфаундленд. Время этих движений определяется концом силура, или преддаунтоном (предверхнелудловским временем), так как местами (в районе Матапидиа, по данным В. Пула и др.) подошва вышележащих трансгрессивных слоев датируется низами жедина или верхними горизонтами лудлова (пржидольскими слоями по сопоставлению со схемой Богемского массива). Данные события попадают, таким образом, в тот же возрастной интервал, что и позднекаледонская (арденнская) складчатость многих других областей. В дальнейшем будет показано, что вряд ли можно сомневаться в том, что фаза сэлайн в данном регионе является выражением процессов более общего порядка, связанных с позднекаледонской фазой. Кроме того, ниже будет обращено внимание еще на один важный фактор — на распределение во времени девонского гранитоидного магматизма, которое позволяет думать, что какими бы слабыми ни были структурные проявления описываемых движений на территории Северных Аппалачей, в их основе лежали скорее всего более значительные по своим масштабам глубинные процессы.

### Отложения девона

После кратковременных и относительно локальных поднятий морские условия в большинстве прогибов Северных Аппалачей снова восстановились [108]. Седиментация в раннем девоне была активной, но она была сосредоточена на сравнительно ограниченных пространствах, площадь которых к тому же с течением времени все больше сокращалась. Соответственно вверх по разрезу происходит вытеснение морских отложений континентальными (рис. 12).

Нижнедевонские отложения, в наиболее полных разрезах достигающие до эмса, представляют собой «доскладчатый» комплекс отложений. Они были деформированы, метаморфизованы и прорваны гранитами в интервале между концом зигена и поздним девонем, скорее всего в эмсе — первой половине эйфеля [70, 77, 140]. К «послескладчатому» комплексу принадлежат отложения верхнего девона, развитые ограниченно, и более широко распространенные отложения карбона. Кроме того, в настоящее время известно несколько изолированных выходов морских пород эйфеля, положение которых ввиду отсутствия у них стратиграфических контактов с окружающими породами остается не вполне ясным.

Наиболее наглядно характер изменения нижнедевонских отложений по вертикали отражают разрезы п-ова Гаспе (силур-раннедевонского прогиба Гаспе). Здесь наблюдается непрерывный и хорошо изученный разрез отложений этого возраста боль-

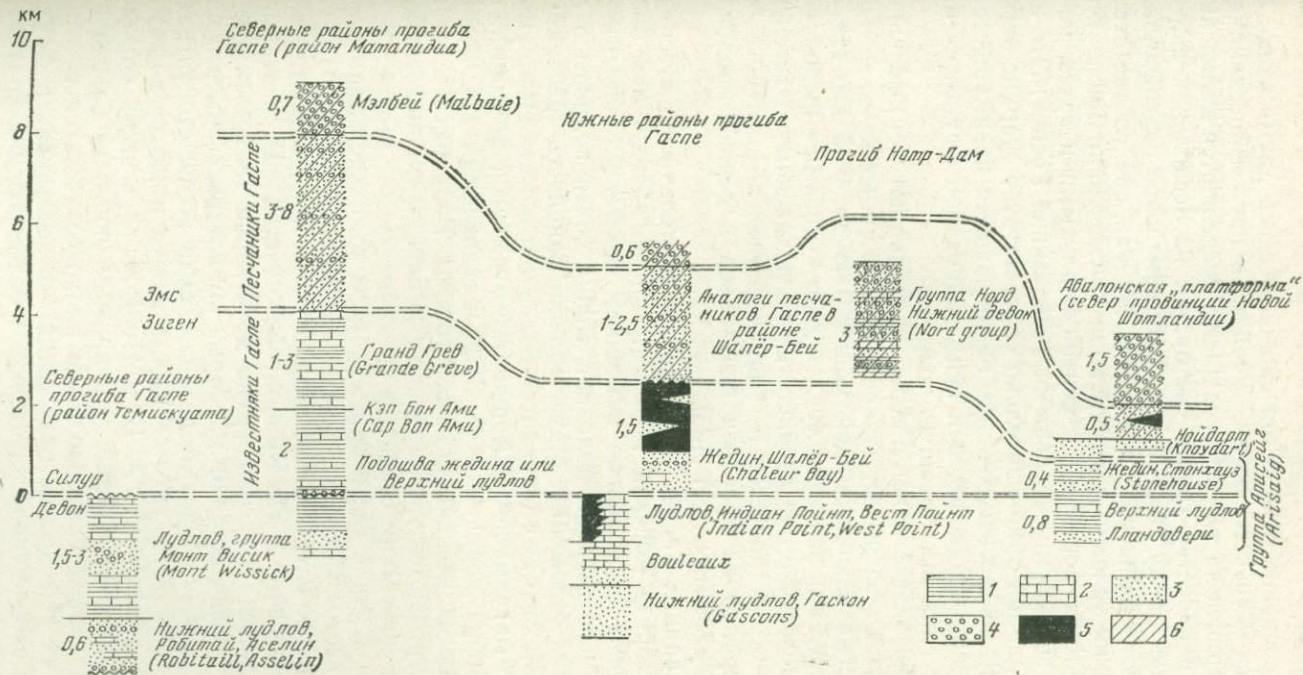


Рис. 12. Схема сопоставления основных разрезов девонских отложений Северных Аппалачей на территории Канады (составил Ю. Г. Леонов по данным Poole, O., 1970; Voueot, 1968)

1 — глины и тонкослоистые глинисто-известняковые толщи; 2 — известняки; 3 — алевролиты и песчаники; 4 — конгломераты с песчаниками; 5 — вулканиты; 6 — континентальные породы (или преобладающие континентальные породы). Цифры слева от колонок — мощность в км, справа от колонок — возраст, указан в местах находок соответствующей фауны

шой мощности [135]; особенно полный разрез описывается в районе Матапидиа.

Нижнедевонские отложения сложены здесь двумя мощными комплексами — «известняками Гаспе» внизу и «песчаниками Гаспе» в верхней части. Оба комплекса выделяются канадскими геологами в качестве групп, состоящих из нескольких формаций. Граница между ними имеет принципиальное палеофациальное и палеотектоническое значение, так как она соответствует смене морских условий седиментации («известняки Гаспе») перемежающимися морскими и континентальными и затем почти исключительно континентальными («песчаники Гаспе»). По возрасту эта граница приблизительно соответствует границе зигена и эмса [108], но это заключение, базирующееся преимущественно на изучении брахиоподовой и пелециподовой фауны, не претендует на слишком большую точность.

В составе «известняков Гаспе» преобладают темные глинистые сланцы и аргиллиты, тонкослоистые глинистые известняки, известковистые сланцы общей мощностью до 4—5 км. Их подошва датируется верхами лудловского — низами жединского ярусов. В целом же они соответствуют жединскому и зигенскому ярусам, что согласуется и с определением абсолютного возраста минералов из прослоев бентонитов в верхней половине толщи (388—382 млн. лет) [135].

В «песчаниках Гаспе» наблюдается постепенное вытеснение вверх по разрезу морских пород (которые, правда, и в низах разреза имеют подчиненное значение) континентальными, в результате чего верхняя половина толщи почти полностью лишена морских отложений. Максимальная мощность «песчаников Гаспе» в обнажениях оценивается более чем в 4 км. При суммировании же максимальных мощностей отдельных формаций получается цифра порядка 8 км. Преобладающими породами в толще являются песчаники и алевролиты. В значительном количестве встречаются также глинистые породы и конгломераты, содержание последних особенно увеличивается в верхних горизонтах. Для верхней части описываемого комплекса характерна красная и пестрая окраска пород. В нижней его половине во многих районах встречаются пласты лав и пирокластических пород базальтового и реже риолитового состава. В «песчаниках Гаспе» заключена морская фауна двустворок (в нижних горизонтах), остатки растений и споры, по которым вмещающие породы датируются нижним девонem, судя по их стратиграфическому положению — эмсом (ярусы эзопус и шохери местной шкалы). По заключению А. Буко [108], верхняя часть комплекса может заходить в эйфель, но прямых указаний на это нет. Более того, данное предположение плохо согласуется с открытием морских эйфельских отложений — известняков с фауной. Известняки скорее свидетельствуют о более поздней кратковременной ингрессии моря, которая вряд ли могла развиваться

параллельно с прогрессирующим поднятием, на которое указывает состав верхних слоев «песчаников Гаспе».

Эти последние заслуживают специального упоминания. Они представлены красноцветными конгломератами и песчаниками формации Мэлбей (0,7 км мощностью), содержащими гальку всех пород от ордовика до верхов «известняков Гаспе». Формация Мэлбей представляет собой типичную красноцветную континентальную молассу, которая могла накопиться лишь в настоящих орогенных условиях, причем в зонах поднятия и размыва оказались совсем еще недавно отложившиеся породы вплоть до «известняков Гаспе». Это свидетельствует о резком и быстром поднятии окружающей площади. По растительным остаткам и спорам возраст формации определяется верхним эмсом [135].

Рассмотренное строение разреза нижнедевонских пород в районе Матапидиа характеризует северную и осевую части прогиба Гаспе с той лишь разницей, что у оси прогиба, так же как и в северных районах штата Мэн, куда протягивается полоса с аналогичным типом разреза, в толще «известняков Гаспе» развиты более глубоководные фации. В остальных районах, где известны отложения нижнего девона, наблюдаются те или иные варианты описанной последовательности, либо ее фрагменты [108, 135, 140].

Близким к описанному строением обладают нижнедевонские отложения на южном борту прогиба Гаспе. Главное отличие здесь заключается в присутствии мощных вулканитов в интервале разреза, коррелирующим с верхней, в основном зигенской частью «известняков Гаспе». Вулканиты представлены породами базальтового и андезитового ряда. Выше лежащие породы, сопоставляющиеся с «песчаниками Гаспе», сложены континентальными песчаниками и конгломератами с остатками рыб и растений; мощность их 1,5—2 км. В их основании предполагается размыв. Эти породы лучше всего изучены в районе залива Шалёр, где они венчаются 600-метровой толщей красных конгломератов и глин со спорами эмса (позднего эмса). Эти породы представляют собой аллювиальные образования, по генезису и возрасту полностью аналогичные формации Мэлбей более северной территории.

На о. Ньюфаундленд нижнедевонские отложения встречаются на территории прогиба Нотр-Дам. Здесь они достоверно установлены лишь в районе залива Ла-Пуаль, где представлены чередующимися морскими и континентальными отложениями, нижнедевонский возраст которых определяется по растительным остаткам (формация Норд). Их соотношения с отложениями силура неизвестны, мощность около 3 км. По литологическим особенностям можно предположить, что они скорее всего одно-возрастны с породами нижних горизонтов «песчаников Гаспе». Кроме них в изолированных выходах на о. Ньюфаундленд опи-

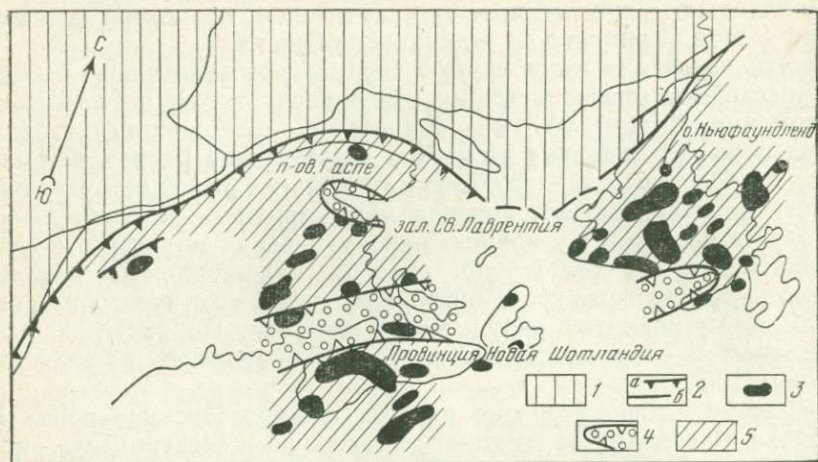


Рис. 13. Палеотектоническая зональность Аппалачей (канадская часть) в эпоху акадского орогенеза, средний — поздний девон (Poole а.о., 1970)  
 1 — платформа; 2 — крупные надвиги и покровы (а), прочие разрывы на границе платформы и орогенной области (б); 3 — граниты; 4 — молассовые впадины; 5 — поднятия с высокогорным рельефом

саны риолитовые лавы предположительно нижнедевонского возраста.

На территории прогибов Фредериктон и Мигума нижнему девону принадлежат верхние слои единой силур-девонской толщи. В обеих зонах возраст их точнее, чем нижний девон, не определяется. В прогибе Фредериктон это терригенные породы с пластами базальтов, в прогибе Мигума — глинистые и песчаные породы формации Торбрук с нижнедевонской фауной [148]. Некоторые авторы датируют ее кровлю эмсом [108], но, возможно что она древнее.

В составе нижнедевонских отложений «Авалонской платформы», занимающей северные районы Новой Шотландии, также выделяются два комплекса. Нижний сложен морскими породами (формация Стонхаус). Он сопоставляется с «известняками Гаспе». Верхний сложен континентальными красноцветами — аллювием и дельтовыми отложениями формации Нойдарт — и сопоставляется с «песчаниками Гаспе». Наиболее близки к «песчаникам Гаспе» фациальные разновидности формации Нойдарт, выходящие на поверхность в горах Кобекуит. Они представлены мощной (2 км) толщей красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов с базальтовыми пластами в нижних горизонтах.

Описанные отложения, как уже говорилось, относятся к «доскладчатым» образованиям, накопившимся в основном до эпохи главных складкообразовательных движений и интрузивного магматизма акадской складчатости. После этих движений,

начиная с позднего девона или, может быть, с конца среднего девона, формировался «послескладчатый» комплекс пород.

Верхнедевонские отложения, сложенные конгломератами, песчаниками и алеволитами, в основном красноцветными, алювиального генезиса, имеют ограниченное распространение. Они развиты главным образом в южных районах Нью-Брансуика, в юго-восточной части о. Ньюфаундленд, отчасти в районе залива Гаспе. По их современным выходам оконтуриваются позднедевонские грабены или межгорные впадины, в которых накапливались указанные породы (рис. 13). Разделяющие их пространства представляли собой преимущественно зоны с горным рельефом.

Отложения карбона сложены также сходными по облику и условиям формирования континентальными молассовыми образованиями. Межгорные впадины, в которых они накапливались, развивались преемственно от позднего девона. Как и в позднем девоне, главной была впадина Фанди, протягивающаяся из южной части Нью-Брансуика в юго-восточную часть о. Ньюфаундленд. В единичных пунктах (например, в районе залива Шалёр) отложения карбона залегают на верхнедевонских несогласно, указывая на наличие локальных движений на границе девона и карбона [130], но, как правило, они лежат согласно [135].

### **Последовательность тектонических и магматических процессов в девоне**

Приведенный выше краткий обзор нижнедевонских отложений Северных Аппалачей, главным образом их канадской части, позволяет сделать ряд важных выводов.

Прежде всего устанавливается отчетливое нарастание со временем поднятий в зонах, разделявших прогибы. В этом процессе выявляются два импульса или переломных момента (не говоря о движениях на границе силура и девона, которые были рассмотрены выше). Первый совпадает, хотя об этом можно говорить только приблизительно, с концом зигена (яруса орискани провинциальной шкалы) — началом эмса (яруса эопус провинциальной шкалы). В наиболее изученных разрезах вблизи этой границы происходит либо окончательная смена морских пород континентальными в одних случаях, либо резкое возрастание удельного веса континентальных пород в разрезе — в других. Второй импульс соответствует времени, с которого начали формироваться грубообломочные молассовые толщи формации Мэлбей в прогибе Гаспе и ее аналоги в других местах. Их накопление указывает на обстановку сильно расчлененной горной страны, а зоны их формирования интерпретируются как узкие впадины или грабены межгорного типа [135]. Время накопления этих пород — эмс, возможно, поздний эмс.

Выше уже упоминалось о сравнительно недавно открытых морских эйфельских известняках с фауной. Они слагают три изолированных выхода, имеющих неясные стратиграфические контакты с окружающими толщами, в районе озер Мемфремаг и Темискуата (Канада). Исходя из этого, А. Буко [108] считает, что начало акадского орогенеза должно датироваться не концом раннего и даже не началом среднего девона, как полагают многие исследователи, а послейфельским временем, по крайней мере в районе развития указанных отложений — у оз. Темискуата и в долине р. Коннектикут. Представляется, что многие особенности рассматриваемых отложений (моласовый характер верхних горизонтов толщи песчаников «Гаспе» и тех толщ, которые коррелируются с ними в других районах, весьма ограниченное площадное распространение верхних горизонтов и повсеместное, за исключением отмеченных случаев, отсутствие на территории Северных Аппалачей, как в Канаде, так и в США, среднедевонских отложений) — не оставляет сомнений в том, что горообразование началось в раннем девоне, точнее — в конце зигена или в близкое к нему время. Появление же морских эйфельских отложений может быть объяснено кратковременной трансгрессией или скорее ингрессией моря, обусловленной непродолжительным спадом активности орогенических движений. Совершенно не обязательно трактовать их, вопреки всем остальным гораздо более весомым и многочисленным свидетельствам, как уровень, ограничивающий снизу время начала орогенеза.

Здесь, кстати, еще раз следует подчеркнуть, что выражение «акадский орогенез», может пониматься и в действительности понимается двояко. Чаще под ним подразумевается лишь сравнительно короткая кульминация тектонической активности, соответствующая представлению об орогенических фазах. В этом случае акадский орогенез — это события, заключенные между эпохами формирования доскладчатых и послескладчатых комплексов горных пород, т. е. события, приходящиеся на средний девон, точнее, по-видимому, на его начало (на начало эйфеля, по А. В. Пейве [70]). Но иногда в него вкладывают более широкий смысл, рассматривая его как длительную орогеническую эпоху, или, строго говоря, как эпоху горообразования и формирования межгорных впадин. В этом смысле он соответствует времени от границы зигена — эмса до карбона включительно. Соотношения здесь получаются в принципе такие же, как, например, в случае соотношения всей орогенной эпохи накопления древнего красного песчаника Британских островов с осложняющими этот процесс кульминациями тектонической активности (в начале девона, в среднем девоне).

Таким образом, с эйфелем или с началом эйфеля была связана кульминация складкообразования, образования шарьяжей, метаморфизма и внедрения гранитоидных интрузий. Деформа-

циями была захвачена вся область Северных Аппалачей, но степень их интенсивности варьировала и в среднем была меньше в зоне А, т. е. там, где максимальную активность имели таконские движения [140]. Однако и здесь в эпоху акадского тектогенеза местами сформировались довольно сложные структуры вплоть до крупных надвигов на границе складчатой зоны с платформой [135].

Описываемая последовательность процессов горообразования и деформаций подчеркивается последовательностью формирования гранитоидных интрузий, которая определяется, с одной стороны, на основании геологических взаимоотношений (граниты прорывают породы доскладчатого комплекса и перекрываются отложениями верхнего девона и нижнего карбона, местами содержащими гальку этих гранитов), с другой — по данным абсолютного возраста.

В девоне имеется [117, 129] два пика значений абсолютного возраста гранитов (а предыдущая фаза гранитообразования была связана с таконской складчатостью). Один ( $400 \pm 10$  млн. лет) попадает приблизительно на границу силура и девона и может интерпретироваться как выражение глубинных процессов, связанных с фазой сэлайн — как начало девонских тектоно-магматических процессов. Другой пик ( $360 \pm 30$  млн. лет) приходится на средний девон; с некоторой натяжкой он соответствует в пределах точности определений среднедевонской кульминации тектонической и магматической активности, но, может быть, отражает и не время становления данных интрузий, а время последующего интенсивного поднятия территории (рис. 14). Надо, однако, иметь в виду, что разделение интрузий первой и второй фаз связано с большими трудностями и поэтому их количественное соотношение не слишком ясно. На этот счет высказываются разные мнения. Так, авторы первой из указанных статей склонны считать большую часть девонских гранитов раннедевонскими, тогда как в более поздней статье, напротив, большая часть гранитов отнесена к среднему девону (ко второй фазе гранитообразования). Как бы ни решалась количественная сторона вопроса, тем не менее ясно, что становление гранитных тел происходило в два этапа, по времени хорошо увязывающихся с этапами тектонических движений, установленными на основании изучения разрезов девонских пород.

Следующий этап накопления отложений соответствует позднему девону — карбону, когда складкообразования и гранитоидного магматизма уже не было и главную роль, как и в конце раннего девона, снова играли интенсивные поднятия, горообразование и формирование узких межгорных прогибов, заполнявшихся молассовыми толщами.

Девонская история складывается, таким образом, из следующих событий:

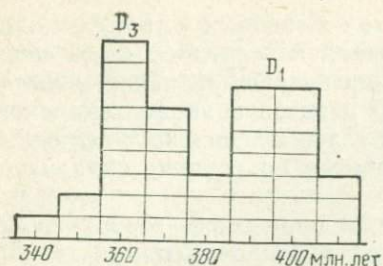


Рис. 14. Распределение абсолютных возрастов гранитов в штате Мэн (калий-аргоновый метод по биотиту). Каждая клетка соответствует одному определению (Faul а. о., 1963).

1) локальные и кратковременные поднятия фазы сэлайн в позднем лудлове (даунтоне) или на границе силура и девона, с которыми, возможно, коррелируются первые внедрения гранитов;

2) этап накопления и погружения мощных толщ в прогибах, по существу завершающий цикл осадконакопления, начавшийся в силуре; он продолжался до зигена включительно;

3) переломный момент приблизительно на границе зигена и эмса, начиная с которого усилилось воздымание и произошел переход к отчетливому преобладанию континентальных условий на территории почти всех Северных Аппалачей;

4) этап преимущественно континентального осадконакопления, происходившего в сравнительно узких зонах на фоне все более возрастающих поднятий на разделявших их участках; по времени он соответствовал, по-видимому, большей части эмса;

5) резкое усиление интенсивности восходящих движений в позднем эмсе, обусловившее накопление грубой красноцветной континентальной молассы на ограниченных пространствах межгорных впадин;

6) собственно акадская (в узком смысле) складчатость и гранитоидный магматизм в интервале от позднего эмса до эйфеля включительно, но скорее всего с кульминацией в начале эйфеля;

7) этап мощного горообразования, формирования межгорных впадин и накопления в них континентальной молассы (поздний девон, включая верхи среднего, карбон).

Несколько условный оттенок имеет вопрос о времени начала эпохи акадского (в широком смысле) орогенеза. Первые, но слабые еще его импульсы можно усматривать в движениях фазы сэлайн. Однако эти движения были еще оторваны во времени от эпохи всеобщего поднятия, начало которого следует, по-видимому, отсчитывать либо с конца зигена (с момента перехода к преобладающим, а затем и к полностью господствующим континентальным условиям), либо с эмса (с начала накопления грубой континентальной молассы формации Мэлбей и ее эквивалентов).

## Некоторые общие выводы

В отличие от британских каледонид, Гренландии и Шпицбергена, описанных выше, материал по Северным Аппалачам сам по себе недостаточен для того, чтобы судить о наличии или отсутствии причинных связей девонских движений, девонского орогенеза с предшествовавшим развитием. Действительно, после интенсивной, хотя и не захватившей все зоны Северных Аппалачей, таконской складчатости подвижность сразу же восстановилась и до жедина, а местами до зигена включительно (или большей части последнего), имела геосинклинальный характер, во всяком случае, была достаточно высокой. Правда, судя по составу пород, палеотектоническая обстановка этого — переходного, по А. В. Пейве [70], этапа была во многом своеобразной, но без сомнения он не был этапом тектонического покоя. Вероятно, можно было бы спорить о терминологии, но в любом случае это был заключительный этап геосинклинального развития (геосинклинальных прогибаний). Поскольку девонский орогенез по времени следовал за этим этапом, то хронологическая связь между ними очевидна, что, однако, само по себе не может служить свидетельством их генетического родства.

Как будет видно из дальнейшего, девонские движения в Северных Аппалачах рядом особенностей отличаются от девонских движений большинства других областей каледонской складчатости. Обычно орогенная обстановка устанавливается уже с начала девона, здесь же на значительном протяжении раннего девона сохранялась обстановка заключительного этапа развития геосинклинали. В этом, как и во многих других, отношении, аналогом Северных Аппалачей является складчатая область Лаклан Восточной Австралии, которая описывается ниже. Несмотря на различия, однако хронология движений в Северных Аппалачах в главных своих чертах подчиняется ритму движений, свойственному областям каледонской складчатости вообще. Подробнее об этом будет сказано в следующих разделах, здесь же только необходимо подчеркнуть то чрезвычайно важное обстоятельство, что, несмотря на позднее начало орогенеза, в позднем лудлове — на границе силура и девона имели место поднятия, а возможно, и интрузивный гранитоидный магматизм, по времени хорошо вписывающиеся в возрастные рамки позднекаледонской (арденнской) складчатости.

## II. КАЛЕДОНИДЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

В Урало-Монгольском поясе каледонским складчатым областям и каледонским массивам внутри варисских областей принадлежит видное место. Они расположены на территории Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Алтае-Саян-

ской области и Монголии. В данной работе рассматриваются два наиболее крупных «каледонских» района — Центральный Казахстан и Алтае-Саянская область, расположенные на территории СССР.

#### ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

### Общая характеристика, досилурийская история

Область каледонской складчатости, или каледонский массив, занимает западную и северо-западную части Центрального Казахстана и входит в состав протяженного каледонского пояса, продолжающегося на юге и юго-востоке через Улутау-Каратаускую и Джалаир-Найманскую зоны в каледониды Северного Тянь-Шаня. На западе каледонский массив Центрального Казахстана соприкасается с уральскими варисцидами, на востоке примыкает к Джунгаро-Балхашской варисской зоне Центрального Казахстана. Вдоль границы с последней, дугообразно выгибаясь к западу, протягивается так называемый «девонский вулканический пояс» (рис. 15).

Для каледонского массива Центрального Казахстана характерно непрерывное геосинклинальное развитие от позднего докембрия до раннего палеозоя, т. е. на протяжении дальсландско-байкальской и каледонской тектонических эпох [9, 83]. Сквозным развитием в течение всего этого времени обладали прогибы эвгеосинклинального типа, в то время как миогеосинклинальные прогибы заложились в основном в конце докембрия за счет раздробления древних консолидированных массивов [30]. Как показали А. А. Богданов и Ю. А. Зайцев, байкальская складчатость на территории каледонского массива отсутствовала. Те же периоды диастрофизма и гранитоидного магматизма, которыми временами прерывалось геосинклинальное развитие, не приводили ни к длительной консолидации, ни к принципиальным перестройкам тектонического плана.

Рассматриваемая геосинклинальная область, состоявшая из зон с эв- и миогеосинклинальным режимом, характеризовалась высокой подвижностью на всех стадиях своей истории до ордовика — силара включительно: в наиболее подвижной эвгеосинклинальной Еременьтау-Бощекуль-Баянаульской зоне на кембро-ордовикские породы приходится почти половина мощности всего геосинклинального комплекса пород, т. е. до 25—30 км [9].

Завершение геосинклинального развития и консолидация рассматриваемой площади произошли в позднем ордовике и силуре. Наиболее важную роль в этом процессе сыграли движения в конце ордовика и позднем силуре.

Движения позднего ордовика (таконские или раннекаледонские), сопровождавшиеся массовым внедрением гранитоидов крыккудукского комплекса, прервали осадконакопление и выз-

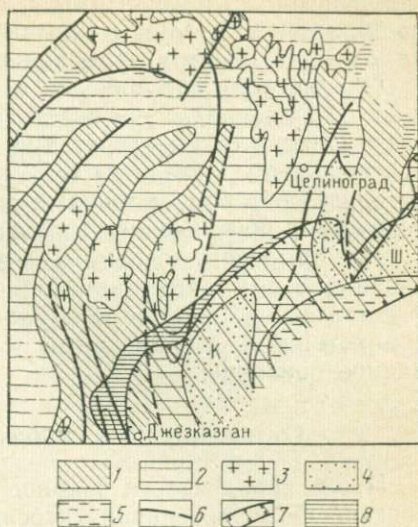
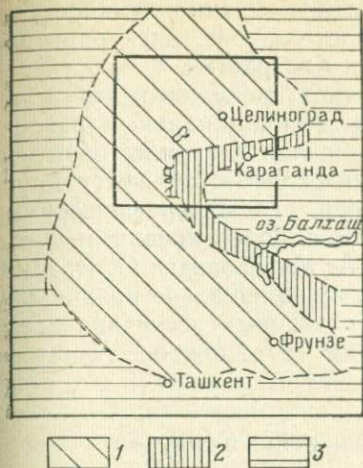


Рис. 15. Главные тектонические элементы Центрального Казахстана (Богданов, 1965; упрощено)

1 — каледониды; 2 — девозский вулканический пояс; 3 — варисциды. Квадрат — район, изображенный на рис. 16 и 17

Рис. 16. Соотношение силурийской и раннедевонской структур Центрального Казахстана (Мазарович, Минервин, 1971).

Элементы силурийской (каледонской) структуры: 1 — антиклинории (докембрий—кембрий); 2 — синклинории (ордовик); 3 — каледонские (преимущественно позднеордовикские) гранитоиды; 4 — морская и континентальная морская и континентальная моласса нижнего силура. Прогобы: К — Конский, С — Селетинский, Ш — Шидертинский; 5 — силур в геосинклинальных фациях (варисская геосинклиналь), 6 — конседиментационные каледонские разрывы; элементы раннедевонской структуры; 7 — контуры вулканического пояса; 8 — нижнедевонские красноцветные отложения во внешней зоне вулканического пояса и вулканогенно-осадочные породы в приразломных мульдах

вали складкообразование, по-видимому, на территории всего каледонского массива. В западной и северной его частях с этими движениями была связана окончательная ликвидация геосинклинальной подвижности, и в дальнейшем прогибание здесь больше не возобновилось. В юго-восточных районах, к юго-востоку от оз. Тенгиз, после складчатости и формирования несогласия, отделяющего, как правило, силурийские породы от подстилающих толщ, в раннем силуре в нескольких разобщенных прогибах остаточного типа возобновилось опускание. Оно сопровождалось довольно интенсивным накоплением осадков, которые О. А. Мазаровичем [55] рассматриваются в качестве морской молассы. Эти отложения были деформированы в следующую орогеническую фазу в позднем силуре. Силурийские движения были последними движениями, которые развивались в соответствии с тектоническим планом более ранних эпох. Тектонические элементы следующего, девонского, этапа, отлич-

гельной чертой которого было накопление мощных вулканогенно-обломочных толщ, в значительной степени дискордантно наложившись на структуры додевонского возраста.

Оценка роли силурийских и девонских процессов и структур и их соотношения с предшествующим геосинклинальным развитием зависит от интерпретации соотношения силурийских и девонских толщ. Исходя из того, что они сильно отличаются друг от друга составом, условиями залегания, палеогеографическими условиями образования, соотношением с более древними подстилающими комплексами и т. п., О. А. Мазарович и О. В. Минервин [55, 57] пришли к выводу об их принципиально различной тектонической природе. На работах названных исследователей с некоторыми дополнениями из других источников строится данное описание.

### Отложения и тектонические движения в силуре

После складчатости в конце ордовика, соответствующей таконской фазе, прогибание и осадконакопление возобновились в нескольких разобщенных прогибах, которым в настоящее время соответствуют осевые зоны Конского, Селетинского и Шидертинского прогибов в юго-восточной части площади (рис. 16). Силурийские толщи этих прогибов представлены в основном морскими обломочными отложениями (морской молассой, по О. А. Мазаровичу) без вулканитов мощностью до 5—5,7 км. Для них характерно регрессивная последовательность разреза от морских песчано-глинистых отложений в нижних горизонтах к континентально-морским красноцветам, вплоть до конгломератов, вверху. В Шидертинском прогибе весь разрез сложен красноцветами. По граптолитам уверенно определяется возраст только нижних морских членов разреза, которые относятся к лландовери. Вышележащие практически немые толщи условно отнесены к лландовери — венлоку. Верхнесилурийские отложения в каледонском массиве отсутствуют. На поздний силур здесь приходился длительный перерыв, в течение которого нижнесилурийские породы подверглись интенсивной складчатости; отложения девона залегают на них с резким структурным несогласием.

Складчатость, завершившая длительный отрезок истории развития каледонского массива, могла произойти в любое время от венлока до начала раннего девона включительно, так как нижний комплекс девонской молассы, датируемый не точнее, чем нижний девон, несогласно залегают на нижнесилурийских породах. Если сопоставлять данные движения с известными фазами тектогенеза, то ближе всего они оказываются к позднекаледонской (арденнской) фазе, хотя из-за отсутствия более точных данных о возрасте нет достаточных оснований для их отождествления с этой фазой.

Для понимания тектонической природы раннесилурийских прогибов существенно то, что заполняющие их отложения структурно и исторически тесно связаны с ордовикскими породами. Они накапливались и были деформированы в условиях прежнего структурного плана; простираие раннесилурийских прогибов полностью согласуется с простираием досилурийских структур (см. рис. 16). Это указывает на то, что, несмотря на несогласное во многих случаях залегание пород ордовика и силура, на границе ордовика и силура не произошло коренной перестройки плана движений. Поэтому вслед за О. А. Мазаровичем и О. В. Минервиним нижнесилурийский комплекс пород можно рассматривать как эпигеосинклинальную каледонскую молассу, возникшую не столько в результате горообразования (как это имело место для более поздней девонской молассы), сколько в результате заполнения прогибов остаточного типа. Она спокойно и без значительного перерыва во времени завершает историю развития каледонской геосинклинали Центрального Казахстана.

### Отложения и тектонические движения в девоне

Девонский период может рассматриваться как время горообразования, в ходе которого в условиях расчлененного рельефа и контрастных тектонических движений происходило накопление мощных молассовых толщ. Яркий отпечаток на ход седиментации и палеогеографическую и палеотектоническую обстановку наложил вулканизм девонского вулканического пояса.

Обстановка в девоне сильно отличалась от обстановки в раннем палеозое и силуре. Значительная часть каледонского массива в девоне представляла собой обширную депрессию с достаточно сложной внутренней дифференциацией. Она заполнялась материалом, поступавшим с соседних воздымающихся участков, в первую очередь из области вулканического пояса, а также, по-видимому, за счет размыва внутренних поднятий.

Существенно, что конфигурация и ориентировка тектонических зон и структур в девоне определялась не субмеридиональными простираиями, которым были подчинены и таконские структуры и раннесилурийские прогибы; они больше согласовывались с тектоническим планом соседней варисской Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Определяющим тектоническим и палеогеографическим элементом в девоне был вулканический пояс, возникший в краевой зоне каледонского массива вдоль его границы с Джунгаро-Балхашской геосинклиалью и повторяющий очертания последней. Во внутренних частях пояса, прилегающих к варисской геосинклинали, в девоне накапливались вулканы, замещающиеся по направлению к его северо-восточной оторочке, т. е. в глубь каледонского массива, вулканогенно-обломочными и обломочными пестроцветными и красно-

цветными породами мощностью до 5—7 км. Обломочный материал для этих толщ поступал в основном из того же вулканического пояса, т. е. был в значительной мере аллохтонным по отношению к каледонскому массиву. В Сарысу-Тенизском районе вулканический пояс со всем ансамблем сопровождающих его девонских структур дискордантно наложился на додевонские структуры вплоть до взаимно ортогонального их пересечения восточнее оз. Тенгиз [57].

На сегодняшний день в наших знаниях о девонской истории каледонского массива много пробелов, объясняющихся прежде всего сложностью стратиграфического расчленения и корреляции бедных органическими остатками девонских пород. Для всей площади массива в настоящее время выявляются два этапа энергичного погружения впадин (раннедевонский и средне-позднедевонский), разделенных эпохой поднятия и складкообразования. Этим этапам соответствуют две серии девонских пород, выделяющихся на рассматриваемой площади [57, 56, 58, 20].

К нижнему девону относятся отложения акмаинской серии, развитые во внешней оторочке вулканического пояса и латерально переходящие в вулканы центральных частей пояса. Во внешней оторочке пояса они сложены пестроцветными грубообломочными континентальными породами мощностью до 2,5 км. В более внутренних частях они замещаются туфами и лавами андезит-базальтового и липарит-дацитового состава общей мощностью до 4—5 км. Кроме того, отдельные небольшие впадины, заполненные нижнедевонскими красноцветными породами, известны на значительном удалении от вулканического пояса; это доказывает, что вся территория каледонского массива была охвачена контрастными движениями (см. рис. 16).

Породы акмаинской серии несогласно лежат на нижнесилурийских и более древних породах и несогласно перекрываются породами предположительно среднедевонского возраста. Акмаинская серия, так же как и коррелирующиеся с ней породы, датируются нижним девоном по растительным остаткам, а также на основании того, что она прорывается гранитами с абсолютным возрастом  $386 \pm 19$  млн. лет, что соответствует среднему девону. Для более точного определения ее возраста данных нет.

Вышележащая молассовая толща построена сложнее. В разных районах для нее приняты свои схемы деления. В Сарысу-Тенизском районе в ней выделены [56] жаксыконская серия, которая датируется средним девоном — низами франа или средним девоном, и несогласно лежащая на ней дайринская свита франского и фаменского возраста. Верхняя часть дайринской свиты (фамен) сложена морскими отложениями, начинающими собой уже следующую стадию развития. Несколько иные стратиграфические единицы выделяются в Улутау-Джезказганском районе [20].

Жаксыконская серия представляет собой вулканогенную континентальную молассу мощностью до 3 км. Она сложена пестро- и красноцветными обломочными породами и вулканитами андезит-базальтового, трахиандезит-базальтового и липаритового состава, количество которых увеличивается по направлению к оси вулканического пояса. По флоре из нижних горизонтов серия датируется живетским ярусом; ихтиофауна из нижней половины серии также указывает на ее среднедевонский возраст. С учетом того, что жаксыконская серия перекрывается франскими породами дайринской свиты (верхняя часть которой относится уже к фамену), ее датируют средним девоном — низами франского яруса или только средним девоном.

Некоторая неопределенность, существующая в датировке большинства девонских свит, сказывается на определении возраста отдельных тектонических событий в ходе девонского орогенеза, последовательность которых сама по себе достаточно ясна.

Прежде всего, не вполне точно известно время начала орогенеза, хотя в раннем девоне (акмаинская серия) орогенические движения были весьма интенсивными. Следующая, вероятно, наиболее значительная в девоне кульминация тектонической активности, приведшая к формированию несогласия на границе акмаинской и жаксыконской серий, приходилась на начало среднего девона. Связанный с ней перерыв, по последним данным [58], отвечал в основном началу эйфельского века. Со среднедевонской фазой в вулканическом поясе было связано внедрение мелких гранитных и гранодиоритовых интрузий, возраст которых определяется в  $386 \pm 19$  млн. лет. Следующий перерыв в накоплении девонских отложений датируется началом франского века. Он был, вероятно, короче, но также отмечен не только поднятиями в области накопления молассы, но и небольшими гранитными интрузиями с возрастом  $355 \pm 12$  млн. лет (поздний девон). Собственно говоря, с этого времени прекратилось образование молассы и вулканизм. Позже, со времени накопления пород дайринской свиты и ее возрастных аналогов, т. е. приблизительно со второй половины франского века, началось общее погружение, затем трансгрессия моря и формирование плащеобразно залегающего комплекса морских отложений.

Тектонический план в общих чертах был более или менее постоянным на протяжении всего девона (рис. 17). Основная разница между ранним и средним девонem заключалась в том, что в раннем девоне накопление пород было сосредоточено главным образом в собственно вулканическом поясе и в непосредственной близости от него, тогда как в среднем и позднем девоне площадь осадконакопления значительно расширилась: обширные и глубокие наложенные впадины, не считающиеся со структурой силурийских и более древних пород субстрата, воз-

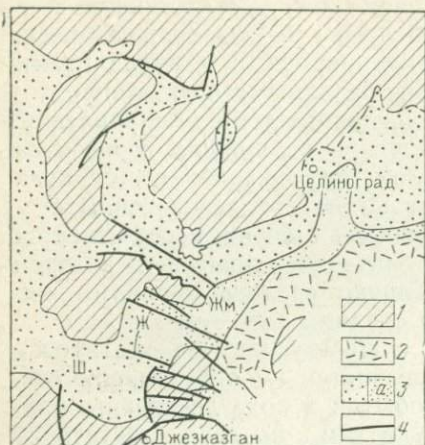


Рис. 17. Средне-позднедевонская структура Центрального Казахстана (Мазарович, Минервин, 1971)

1 — области поднятия (докембрий — нижний девон); 2 — вулканический пояс; 3 — области накопления средне-верхнедевонской континентальной молассы (а — с вулканитами); 4 — разрывы, в том числе конседиментационные. Прогобы: Ш — Шагьринский, Ж — Жаксыконский, Жм — Жаманконский

никли и в более удаленных от вулканического пояса районах. Кроме того, в средне-позднедевонское время более отчетливо прорисовывались поперечные (относительно силурийских и более древних элементов) структуры.

### Выводы по истории развития и предварительная оценка роли девонского орогенеза

От протерозоя и раннего палеозоя до раннего силура включительно территория каледонского массива являлась геосинклинальной областью. Но если досилурийский этап ее развития характеризовался высокоактивным геосинклинальным режимом, то в раннем силуре (после таконской складчатости и гранитоидного магматизма в конце ордовика) от него лишь частично сохранилась подвижность. Значительная часть площади была консолидирована, и в раннем силуре продолжалось развитие только отдельных остаточных прогибов. Они были амагматичными и, по-видимому, даже не испытывали интенсивного погружения, а в основном просто заполнялись обломочным материалом, поступающим с соседних, также не слишком контрастно выраженных, поднятий [57]. Таким образом, ранний силур соответствовал стадии отмирания позднедокембрийской — раннепалеозойской геосинклинали. Что касается связи раннесилурийских структур с более древними, то она очевидна и доказывается преемственностью их тектонического плана.

Окончательная консолидация территории и практически полное отмирание прежнего — геосинклинального тектонического плана произошли в позднем силуре, во всяком случае, до начала накопления девонских отложений (рис. 18).

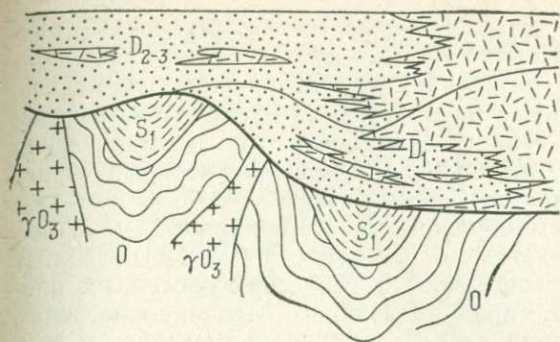


Рис. 18. Принципиальная схема соотношения девонских и додевонских пород Центрального Казахстана (составил Ю. Г. Леонёв)

Время от раннего девона до франского века — это совершенно иная стадия развития, характеризовавшаяся горообразованием с контрастными движениями (вызвавшими формирование как горного рельефа, так и глубоких впадин), континентальными условиями и интенсивным вулканизмом. Девонская моласса и обстановка ее формирования коренным образом отличаются от отложений и условий их накопления в силуре.

О. А. Мазарович и О. В. Минервин [57] и затем Ю. А. Зайцев [31] специально рассмотрели вопрос о соотношениях между молассой и всеми девонскими тектоно-магматическими процессами и предшествующими стадиями развития каледонского массива Центрального Казахстана. Они пришли к совершенно правильному, на мой взгляд, выводу о том, что отложения девона вопреки существующему и широко распространенному мнению нельзя рассматривать в качестве каледонской молассы, т. е. в качестве орогенных образований заключительной стадии развития раннепалеозойской (каледонской) геосинклинали Центрального Казахстана. Этот вывод аргументируется прежде всего отчетливым несоответствием простираний девонских и более древних структур. Древнему плану подчинена структурно-фациальная зональность и деформации всех додевонских пород, включая силурийские. Девонские же впадины и прогибы, а также структуры вулканического пояса наложился на этот субстрат в общем независимо от его внутренней структуры.

Показательно также пространственное размещение вулканизма. Нижне- и среднедевонские вулканические толщи состоят из пород порфировой ассоциации, включающей ассоциацию континентальных вулкаников липаритового и дацитового ряда, и пород андезит-базальтовой и трахиандезит-базальтовой ассоциаций [32, 57]. Интрузии гранитов средне- и позднедевонского возраста, внедрившиеся во время перерывов между главными эпохами молассонакопления, вероятно, комагматичны липарит-дацитовому вулканизму. По заключению В. Г. Тихомирова [89], размещение на площади базальтоидных и базальтовых пород

девона (в том числе оливиновых базальтов и субщелочных разностей), составляющих значительный процент девонского вулканического комплекса, не зависит от тектонических элементов, вскрытых на современном срезе коры. В этом заключается существенное отличие данного комплекса от магматических комплексов докембрия — ордовика, размещение которых строго подчиняется геосинклинальной зональности.

Можно видеть, таким образом, что региональный материал по Центральному Казахстану с полным основанием позволяет ставить вопрос о самостоятельности девонских орогенных процессов, независимых от предшествующего геосинклинального развития. Это явление для данного района, отмеченное и описанное О. А. Мазаровичем и О. В. Минервиным, находит подтверждение и в истории развития многих других областей каледонской складчатости.

#### АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

#### Общая характеристика

Алтае-Саянская область обладает сложным строением за счет того, что на ее территории в тесном соседстве друг с другом располагаются разновозрастные допалеозойские и палеозойские складчатые сооружения; они обладают прихотливыми очертаниями, обуславливающими сложность рисунка тектонической зональности. С точки зрения задач данной работы нас в первую очередь будет интересовать большая по размерам восточная часть области, относящаяся к зоне каледонской и более древней консолидации, геосинклинальное развитие которой завершилось до девона или в девоне и затем больше не возобновлялось. К этой части Алтае-Саянской области относится территория от Восточного Саяна и Восточной Тувы на востоке до Кузнецкого Алатау и Чулышмано-Шапшальского района Горного Алтая на западе. В более западных варисских районах Алтая каледонские, в том числе и девонские, движения и вулканизм также играли важную роль, однако не привели к окончательной ликвидации геосинклинального режима. В палеотектоническом аспекте описываемая территория приблизительно соответствует «каледонскому континенту», т. е. области девонского горообразования в схеме Л. П. Зоненшайна [35], на северо-востоке переходящей в не затронутую горообразованием площадь Сибирской платформы, а с запада и юга окруженную системой геосинклинальных (эвгеосинклинальных) прогибов позднего палеозоя.

В восточной части Алтае-Саянской области рассматриваются три основные составляющие ее района с разным временем окончания геосинклинального развития: район Минусинских впадин и их горного обрамления, Западный Саян, Тувинский прогиб. Кроме них для сравнения здесь же помещено краткое

описание района Рыбинской впадины и ее обрамления, который по возрасту заключительной складчатости не относится к каледонидам (т. е. к областям ранне-среднепалеозойской складчатости), но наравне с ними в девоне был захвачен горообразованием.

В развитии названных тектонических элементов имела определенная взаимообусловленность, выражавшаяся в первую очередь в том, что, несмотря на всю их разницу, им были свойственны приблизительно одновременные переломные рубежи. Для всей восточной части Алтае-Саянской области было характерно следующее [1, 34, 44]: 1) складчатость на границе докембрия и кембрия, вызвавшая формирование Восточно-Саянского докембрийского массива; она проявилась также, правда, без окончательной консолидации, во многих других районах; 2) салаирская складчатость на границе среднего и позднего кембрия; 3) силурийские, особенно позднесилурийские, движения; 4) складкообразовательные движения в конце девона — начале карбона. Единство области подчеркивается также историей магматизма, в которой для всей территории намечаются одни и те же этапы, представленные габбро-плагиогранитным комплексом раннего кембрия, наиболее широко развитым комплексом гранитоидных батолитов позднего кембрия — ордовика, субвулканическим гранитоидным комплексом девона [45].

Учитывая наличие единого для всей Алтае-Саянской области ритма движений, не следует все же преувеличивать его значение. Некоторая общность в истории формирования перечисленных зон не подавляла их индивидуальности, благодаря которой они могут рассматриваться в качестве крупных и до девона самостоятельных тектонических единиц, различавшихся многими особенностями и прежде всего временем окончания геосинклинального этапа. Так, на территории Минусинских впадин и по их периферии замыкание геосинклинали произошло в позднем кембрии; в конце кембрия — ордовике в отдельных впадинах здесь уже накопились молассовые толщи. На территории Тувинского прогиба также проявилась складчатость этого возраста, однако после нее в ордовике и силуре возобновилось интенсивное погружение с накоплением пород, частично сходных с разновозрастными геосинклинальными комплексами Западного Саяна, частично представленных пестроцветными молассовыми толщами (морской пестроцветной молассой). В Западном Саяне геосинклинальное развитие продолжалось с кембрия (или с еще более раннего времени) до силура, но с довольно специфической обстановкой во второй половине силура. Наконец, Рыбинская впадина образовалась за счет активизации в девоне байкальского складчатого сооружения (рис. 19).

Что же касается общих моментов в их развитии, то они создавали лишь общую грубую канву, детали которой в разных зонах варьировали. Можно с полной определенностью утверждать,

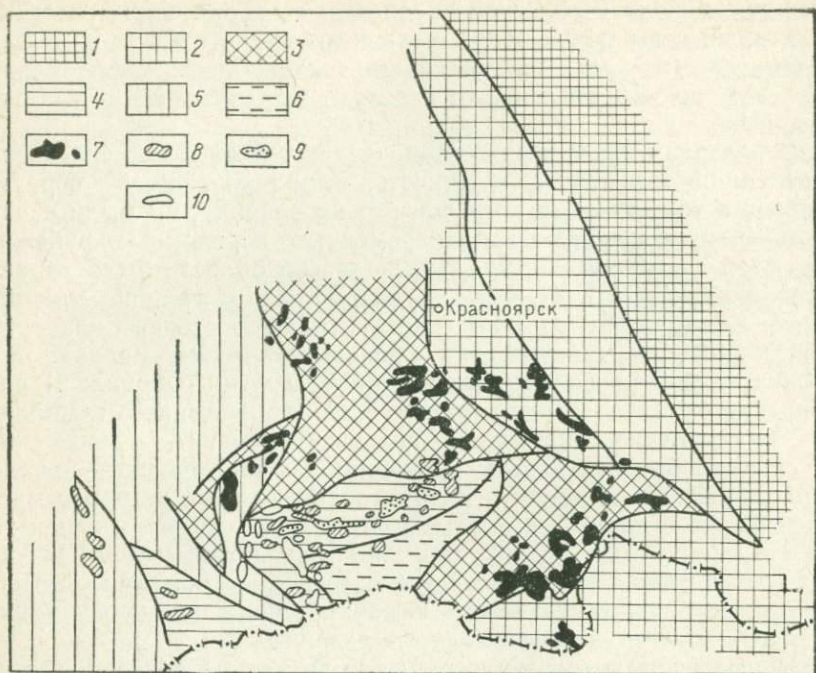


Рис. 19. Схема районирования Алтае-Саянской области по времени завершения геосинклиналильного развития и размещение девонских интрузивных комплексов (Красильников, 1966)

Окончание геосинклиналильного развития: 1 — в докембрии (Сибирская платформа), 2 — в конце докембрия—начале кембрия (байкалиды), 3 — в конце кембрия (салаириды), 4 — в конце или во второй половине силура, 5 — после девона; 6 — ордовик-силурийский «полу-геосинклиналильный» Тувинский прогиб; девонские интрузивные комплексы: 7 — ранне- и среднедевонские субвулканические гранитоиды (сорский комплекс и др.) и габбро-щелочно-сиенитовый комплекс (казырский), среднедевонские граниты и граносиениты, 8 — среднедевонские гранитоиды буйбинского комплекса, 9 — гранитоиды большепорожского комплекса, 10 — гранитоиды Шапшалского комплекса (предположительно на границе силура и девона)

что если бы не события девонского периода, очень резко унифицировавшие обстановку во всей восточной части Алтае-Саянской области и тем самым придавшие ей видимость единого тектонического элемента, то последняя, включая и варисский Алтай, представлялась бы ныне в виде сложной системы разновозрастных складчатых зон от докембрийских до позднепалеозойских. Именно девонские процессы, включая мощный вулканизм, если и не полностью, то в значительной степени сnivelировали различия между ними, и они же создали возможность отделить «каледонскую» часть Алтае-Саянской области («каледонский континент», по Л. П. Зоненшайну) от варисской. Заметим, кстати, что при районировании, опирающемся на додевонскую историю, возможна разная группировка складчатых зон. Например, Восточный Саян с прилегающими к нему районами

Е. В. Павловский [67] отнес к Саяно-Байкальской области в качестве самого молодого элемента этой «единой» области, для которой, по его мнению, ранний палеозой был временем ликвидации геосинклинального режима. И. И. Белостоцкий и др. [1], напротив, в качестве «единой» области рассматривают Алтае-Саянскую область, включая в нее Восточный Саян в качестве наиболее древнего ее элемента. Надо думать, что любая комбинация возможна, но при любой комбинации, как и в указанных случаях, «единство» областей получается чисто условным.

### **Додевонская история развития района Минусинских впадин и их обрамления**

К району Минусинских впадин и их обрамления относится территория, сложенная позднедокембрийскими (салаирскими) складчатыми сооружениями Кузнецкого Алатау, Горной Шории, юго-западного склона Восточного Саяна и северного склона Западного Саяна к северу от так называемой «каледонской зоны» Западного Саяна [1, 34, 63]. Вся эта площадь в конце докембрия и в кембрии развивалась как типичная геосинклиналь, в основном как эвгеосинклиналь, с накоплением кремнисто-карбонатных формаций на поднятиях и зеленокаменных, в том числе спилит-кератофировых формаций, в прогибах, где мощность геосинклинального комплекса составляет около 6—7 км [63, 44].

Прекращение осадконакопления геосинклинального типа и складчатость относятся ко второй половине среднего кембрия, после чего в позднем кембрии — ордовике в отдельных межгорных прогибах формировалась красноцветная моласса. По данным А. А. Моссаковского [63], к молассе относятся отложения арбатской свиты на северном склоне Западного Саяна, китатской и кожуховской свит в северо-западных районах Кузнецкого Алатау и в некоторых других местах. Они резко несогласно залегают на подстилающих породах и сложены бурыми и красноцветными конгломератами, гравелитами и прочими обломочными породами, а также туфами и туфоконгломератами. Их мощность достигает 2—3 км. Из всех молассовых толщ, развитых на описываемой площади, возраст надежно определяется только для кожуховской свиты, в породах которой обнаружены остатки трилобитов и брахиопод верхнего кембрия — среднего ордовика. В остальных разрезах они датируются верхним кембрием — ордовиком условно на основании разного рода косвенных данных.

Далее следовал продолжительный отрезок времени — от ордовика до силура включительно, которому соответствует перерыв в осадконакоплении. К этому интервалу, возможно к его началу (ордовик?), относится внедрение батолитов гранитного, гранодиоритового и местами граносиенитового состава. Данные интрузии являются послескладчатыми, но заведомо додевонскими [45, 63].

## Отложения и тектонические движения в девоне в районе Минусинских впадин

Следующая стадия развития описываемого района относится к девону. Это была эпоха раздробления ранее сформированных тектонических элементов, горообразования, мощного вулканизма, формирования наложенных впадин, заполнявшихся моласовыми и вулканогенными толщами. А. А. Моссаковский различает в девоне два этапа, разделенных эпохой диастрофизма. Первый этап охватывает ранний девон и эйфельский век, второй — живетский век и поздний девон. Соответствующие им комплексы горных пород в большинстве разрезов разделены поверхностями несогласия.

Ранний девон — эйфель характеризовался излиянием лав и накоплением грубой красноцветной молассы в условиях расчлененного рельефа. Почти исключительно терригенными породами без вулканитов представлены нижедевонские — эйфельские породы только в Абаканском прогибе. В остальных местах большую роль играют или даже преобладают вулканиты, которые в зависимости от состава расчленяются на две ассоциации (формации) [63]. Одна — красноцветно-вулканогенная базальтовая ассоциация образована эффузивами и пирокластическими породами основного состава (долеритами, базальтами, трахибазальтами, диабазами и пр.) при подчиненном количестве плагиопорфиров и красноцветных песчаников и конгломератов. Эта ассоциация приурочена к центральным частям Минусинского района. Другая, красноцветно-вулканогенная порфиновая ассоциация образована основными и кислыми эффузивами (альбитофирами, кварцевыми порфирами, трахилипаритами и пр.) и красноцветными терригенными породами, приуроченными к краевым частям Минусинского района.

Отличительной чертой всех вулканитов является их повышенная щелочность, благодаря которой их рассматривают то как субщелочную базальтовую формацию, то как трахиандезитовую и трахибазальтовую формации [65].

Общая мощность пород нижнего девона — эйфеля достигает 3 км. Имеются определенные сложности с датировкой этих пород. В первую очередь это касается возраста их подошвы, который в основном по остаткам флоры определяется не точнее чем нижний девон [52]. С возрастом верхних горизонтов дело обстоит лучше, так как в некоторых разрезах в них обнаружены остатки эйфельских кораллов, брахиопод и других ископаемых организмов.

Тектонические движения на границе эйфельского и живетского ярусов или в позднем эйфеле в большинстве случаев не сопровождались складкообразованием. Они привели к перерыву и лишь местами к образованию сравнительно простых складок и угловому несогласию между эйфельскими и живетскими поро-

дами [52, 63]. В некоторых же местах, как, например, в Абаканском районе, между ними не было даже перерыва. К этой же фазе движений относится также внедрение интрузий нефелиновых сиенитов и гранитов. Для щелочных пород (нефелиновых сиенитов) доказана генетическая связь с эффузивными комплексами нижнего девона — эйфеля. По отношению к гранитам этот вопрос окончательно не решен.

Живет-верхнедевонские и в нижних горизонтах, возможно, еще верхнеэйфельские породы представлены красно- и сероцветными терригенными и карбонатными породами почти без вулканитов. Их общая мощность 3,5—4 км. Начало этого этапа было отмечено большой контрастностью движений и сильно расчлененным рельефом. Этому времени соответствует абаканский горизонт, объединяющий ряд немых свит, которые залегают в основании живетских пород с фауной, и на этом основании относимый к нижней части живетского — верхам эйфельского яруса. Абаканский горизонт сложен чередующимися терригенными красноцветными континентальными породами общей мощностью до 1,5 км.

После накопления отложений абаканского горизонта произошло сглаживание рельефа, указывающее на ослабление интенсивности и контрастности тектонических движений. В разрезе появляется все больше морских пород, в частности карбонатных с разнообразной фауной; красноцветные породы сменяются сероцветными. Верхние горизонты живетского яруса сложены терригенно-карбонатными и карбонатными породами мощностью до 1,2 км (илеморовский и бейский горизонты). Обычными для них являются органогенные известняки, мергели, зеленватые аргиллиты и алевролиты, встречаются также прослои гипса и ангидрита. Их живетский возраст определяется по остаткам разнообразных ископаемых. Франские и фаменские отложения с остатками филлопод и панцирных рыб отчасти напоминают нижнеживетские отложения абаканского горизонта, от которого они отличаются более тонким составом обломочных пород и большим количеством известняков, а также выдержанностью состава пород и их мощности (1—2 км).

### **Соотношение додевонских и девонских структур в Минусинских впадинах и их горном обрамлении**

Общая оценка тектонической позиции девонских комплексов будет дана после рассмотрения остальных участков Алтае-Саянской области. В данном разделе целесообразно обратить внимание только на то обстоятельство, что в структурном отношении девонские образования вполне самостоятельным комплексом. Это хорошо согласуется с их хронологической оторванностью от подстилающих салаирских складчатых комплексов,



Рис. 20. Схема фаций отложений нижнего девона в районе Минусинских впадин и Кузнецкого Алатау (Кноблок, Заузолков, 1973)

1 — предполагаемые области размыва; 2 — пестроцветные конгломераты; 3 — пестроцветные терригенные породы; 4 — морские известняки и терригенные породы; 5 — вулканы; 6 — приблизительные современные контуры Кузнецкой (на западе) и Минусинской (на востоке) впадин

становление которых отделено от девона промежутком времени, немного меньшим 100 млн. лет.

Правда, полная реконструкция соотношения додевонской и девонской тектонической зональности — задача нелегкая, требующая, вероятно, специального исследования. Она осложняется тем, что в общем случае их первичные соотношения не соответствуют той картине распределения девонских отложений и выполненных ими впадин, которые наблюдаются в современной структуре. Кроме того, степень унаследованности и наложенности девонских структур изменяется в разных частях рассматриваемой площади.

Не касаясь общих закономерностей развития девонской орогенной области, укажем, что для западной периферии района Минусинских впадин и для района Кузнецкого Алатау в девоне при общем усилении прогибания в восточном направлении было характерно северо-восточное генеральное простирание структур, представленных валами и разделяющими их прогибами. Оно отчетливо контрастирует с современной, обусловленной позднейшими перестройками, северо-западной ориентировкой поднятия Кузнецкого Алатау (рис. 20), в настоящее время отделяющего Кузнецкую впадину от Минусинских [40]. О более позднем вторичном разъединении этих впадин свидетельствует также сходство разрезов девонских пород по обе стороны Кузнецкого Алатау [1, 40]. Учитывая, что для структурных элементов додевонского цоколя Кузнецкого Алатау свойственно субмеридиональное до северо-западного простирание, можно констатировать здесь резко дискордантное наложение на него девонских структур. В то же время для юго-западной части района Минусинских впадин, в додевонском цоколе которой преобладает северо-восточное простирание структур, такого не-

соответствия не наблюдается. Для этого района свойственна большая согласованность простираня додевонских и девонских структур.

При построении формационных рядов Минусинского района Л. П. Зоненшайн, Г. А. Кудрявцев и А. А. Моссаковский [36] отнесли молассу верхнего кембрия — ордовика и молассу девона к классу орогенных формаций в качестве «нижней» и «верхней» молассы. С формальной точки зрения эти определения сомнений не вызывают, но в них оба молассовых комплекса приравниваются друг к другу. Однако между ними есть принципиальная разница: если кембро-ордовикскую молассу имеются основания связывать с предшествующим геосинклинальным развитием, то для девонской молассы совершенно очевидно отсутствие подобной связи, если иметь в виду закончившееся в кембро-ордовике геосинклинальное развитие территории Минусинских впадин и их обрамления.

### Додевонская история развития Тувинского прогиба

Под районом Тувинского прогиба подразумевается территория Восточной Тувы, расположенная к югу от Западного Саяна. Значительная ее часть занята интенсивно складчатými и метаморфизованными комплексами позднекембрийского (салаирского) возраста, которые служат основанием для более поздней палеозойской геосинклинали. Они сложены породами докембрия и нижнего — среднего, реже верхнего кембрия, образовавшимися в геосинклинальных условиях. По заключению А. А. Моссаковского, они близки к салаирским комплексам в районе Минусинских впадин. Однако, если в районе Минусинских впадин и в их окружении складчатость среднего — позднего кембрия привела к окончательной консолидации территории, то в Восточной Туве полной консолидации в это время не наступило. Вместе с тем не возродилась здесь и настоящая геосинклинальная подвижность, несмотря на то, что с ордовика возобновилось прогибание и в ордовике — силуре накопился довольно мощный комплекс пород.

Породы ордовика и силура накапливались главным образом в Хемчикско-Систигхемском прогибе [1]. Территориально он приблизительно совпадает с более поздним Тувинским прогибом; часто занятая им территория описывается как Тувинский прогиб [26]. Общая мощность ордовикских и силурийских отложений в прогибе составляет 8 км. В вертикальной последовательности в них выделяются следующие толщи [36, 64]: 1) ордовик — нижняя часть лландовери — зеленые и пестрые полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты с частыми прослоями конгломератов (шешушдакская свита мощностью 4 км); 2) верхи лландовери — венлок — зеленоватые полимиктовые песчаники, алевро-

литы, глинистые сланцы, прослой известняков и гравелитов (черганская свита мощностью 2,5 км); Л. П. Зоненшайн и другие исследователи указали на сходство этих пород с флишоидными терригенно-карбонатными породами того же возраста в Западном Саяне; 3) лудлов (до его верхних горизонтов включительно) — красно- и пестроцветные конгломераты, морские песчаники, алевролиты, прослой аргиллитов (хондергейская свита мощностью 2 км); названными авторами эта толща рассматривается как пестроцветная моласса.

Как будет видно дальше, Хемчикско-Систигхемский прогиб во многом был бы близок к геосинклинальному раннепалеозойскому — силурийскому прогибу Западного Саяна, если бы не пестроцветные толщи. По сравнению со смежным прогибом Западного Саяна прогибание в нем было менее интенсивным, хотя временами (в конце лландовери — венлоке) условия прогибания и осадконакопления в обоих прогибах были одинаковыми. Возможно, некоторая редуцированность Хемчикско-Систигхемского прогиба связана с его «вторичным» характером — с его заложением на уже консолидированном основании, в отличие от перманентно развивавшейся на протяжении кембрия, ордовика и силура геосинклинали Западного Саяна. Именно такого рода «вторичностью» (в понимании этого термина А. В. Пейве и В. М. Синицыным [71]) его редуцированную подвижность объясняет Ю. В. Чудинов [99].

Прогибание завершилось без складкообразования и лишь местами у северной и северо-западной периферии прогиба на границе силура и девона имели место локальные поднятия и слабые деформации синорогенного типа. Только там и отмечается слабое несогласие между отложениями силура и девона. В остальных местах они залегают согласно.

### **Отложения и тектонические движения в девоне в Тувинском прогибе**

Девонская история района Тувинского прогиба распадается на два этапа, в течение которых накопились толщи вулканических (в раннем девоне — эйфеле) и осадочных (в эйфеле — позднем девоне) пород суммарной мощностью до 8—10 км [38, 64, 86]. По данным К. А. Клитина, в центральной части Тувинского прогиба породы указанных толщ разделены угловым несогласием.

В раннем девоне — эйфеле происходило накопление преимущественно вулканических пород базальт-андезит-липаритовой (порфировой) ассоциации [65], сложенных чередующимися наземными эффузивами и пирокластическими породами основного и среднего состава (базальтовыми, андезитовыми и диабазовыми порфиритами и др.) и кислыми породами (липаритовыми порфирами и фельзит-порфирами). Вулканы переслаиваются

с песчаниками, конгломератами и известково-глинистыми породами, причем в верхних горизонтах разреза местами преобладают осадочные породы. Эти породы, относящиеся к кендейской свите и ее аналогам, датируются по остаткам фауны и флоры нижним девоном, а в верхних горизонтах — эйфелем. Их мощность доходит до 2,5 км, по А. А. Моссаковскому, и до 4 км и более, по К. А. Клитину.

Стратиграфический объем и общий характер данных отложений позволяет сопоставлять их с нижедевонскими — эйфельскими толщами Минусинского района. Главным отличием вулканизма Тувы от вулканизма Минусинского района служит, по данным А. А. Моссаковского [64], резкое преобладание в Минусинском районе основного вулканизма при подчиненной роли пород порфириевой ассоциации, тогда как для Тувинского прогиба типична именно порфириевая ассоциация. А. А. Моссаковский объясняет это тем, что девонский прогиб Тувы возник на месте тектонически более активной, более «геосинклинальной» зоны, в противоположность давно консолидированной территории Минусинского района.

Второй этап девонской истории охватывает период от эйфеля до позднего девона. В разрезах ему соответствует красноцветная моласса, расслоенная в средней части толщей карбонатно-терригенных отложений верхнеживетского возраста. Общая мощность этих пород около 6 км. Нижняя их часть максимальной мощностью 2,5 км сложена вишнево-красными песчаниками, алевролитами и мергелями, к которым вблизи бортов прогиба добавляются конгломераты и линзы каменной соли. Верхнеживетский интервал разреза мощностью до 1,3—1,8 км сложен зеленоватыми алевролитами, песчаниками и черными известняками внизу (илеморовская свита) и лилово-серыми алевролитами, песчаниками, конгломератами, мергелями и известняками сверху (уюкская свита). Верхняя часть молассы мощностью около 1,5—2 км имеет верхнедевонский возраст. Она сложена красноцветными терригенными породами вплоть до конгломератов с пачками пепловых туффитов и прослоями глинистых известняков. На этих породах местами согласно, местами несогласно залегают каменноугольные отложения.

### Додевонская история развития Западного Саяна

К позднекаледонскому складчатому сооружению Западного Саяна относится территория, заключенная между Кандатским и Саяно-Тувинским разломами. К северу от нее располагается область салаирской консолидации, занимающая северный склон массива Западного Саяна и более северные районы, к югу — зона Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы.

Одним из наиболее спорных вопросов стратиграфии древних отложений Западного Саяна, особенно его западных зон, является возраст нижних горизонтов разреза, которые одними исследователями относятся к докембрию, другими — к кембрию [82].

Отложения от нижнего кембрия до ордовика или до низов силура представлены мощными толщами, свидетельствующими о ярко выраженных геосинклинальных условиях осадконакопления [1, 33, 34, 44]. В них различаются два согласно лежащих комплекса пород. Нижний, принадлежащий к нижнему кембрию (чингинская свита), сложен эффузивами и кремнисто-сланцевыми породами мощностью более 5 км. Верхний комплекс среднего — верхнего кембрия и ордовика — низов силура сложен терригенными породами, значительная часть которых имеет флишеидный характер, с небольшим количеством основных и средних эффузивов. По заключению Л. П. Зоненшайна [33, 34], для кембрийского периода были характерны глубоководные и однообразные условия седиментации; в ордовике бассейн обмелел, в результате чего осадконакопление в периферических зонах прогиба проходило в условиях мелководья. Общая мощность среднекембрийских — ордовикских пород оценивается в 14—15 км, из которых около 10 км приходится на ордовик.

Тектонический план еще более усложнился в силуре. В результате этого в силуре, особенно в позднем, образовалась сложная зональность с контрастными движениями. Геотектоническая позиция этой стадии развития разными исследователями трактуется неоднозначно. А вследствие этого по-разному определяется и время завершения геосинклинального развития, которое даже авторами, стоящими в остальном на близких позициях, датируется то серединой [1, 44], то концом силура [34].

Характерная черта этого времени — сосуществование миеосинклинальных (или близких к ним) и орогенных структур.

Под первыми в первую очередь подразумеваются унаследованные, «остаточные», прогибы типа Отуксугского и др. [33, 34]. Заполняющие их отложения в основном вписываются в структуру подстилающих комплексов, подчиняясь их структурному плану, хотя и отделены от них горизонтами размыва и местами угловыми несогласиями. Они сложены мощными (до 5—6 км) толщами морских терригенно-карбонатных отложений, по возрасту соответствующими обоим отделам силура. Преобладающие карбонатных и тонкообломочных терригенных пород указывает на отсутствие сильно расчлененного рельефа вокруг этих прогибов. Их эквивалентом в инверсировавших перед поздним силуром зонах геосинклинали Западного Саяна служат отчетливо наложенные, неглубокие впадины (Узунсукская и др.), в которых развиты морские венлокские и лудловские или только лудловские (документированные фауной) органогенные известняки и известковистые песчаники (мощностью до 1 км).

Противопоставляемые им орогенные структуры представлены впадинами (Усинская и др.), обладающими всеми свойствами наложенных межгорных впадин. Это небольшие по площади впадины, заполненные верхнесилурийскими прибрежно-морскими и континентальными пестро- и красноцветными породами. Их мощность местами превышает 3 км. Они с резким угловым несогласием залегают на породах субстрата [29, 34, 44].

При несовершенстве имеющихся классификаций тектонических элементов вопрос о том, к какой категории структур принадлежал Западный Саян в позднем силуре, имеет в конце концов условное значение. По существу же при оценке его тектонической позиции надо, видимо, исходить из того, что, несмотря на неполную еще редукцию геосинклинального режима, на некоторых его участках в это время частично начались орогенные процессы.

### Отложения и тектонические движения в девоне в Западном Саяне

По данным Л. П. Зоненшайна [34], девонские отложения Западного Саяна развиты ограниченно; они встречаются лишь в нескольких грабенах, из которых наиболее крупными являются Усинский и Чулаксинский. По составу и строению они мало отличаются от девонских отложений района Минусинских впадин и Тувинского прогиба. Как и в последних, в них выделяются две толщи, соответствующие главным этапам развития Западного Саяна в девоне. Нижняя образована вулканитами нижнего и среднего девона, верхняя — осадочными породами среднего — верхнего девона.

Нижняя толща сложена основными и кислыми эффузивами и туфогенными породами мощностью до 2 км, которые с разрывом и несогласием залегают на подстилающих образованиях. Датировка их основывается на сопоставлении с нижедевонскими — эйфельскими породами Минусинского района. Имеются, однако, также указания на то, что местами (в Алашской впадине) вулканическая деятельность могла начаться еще в лудлове [82].

Верхняя толща представлена в основном грубообломочными красноцветными породами — песчаниками, конгломератами, гравелитами мощностью до 1—1,5 км. Стратиграфический объем этих пород определяется по ихтиофауне и флоре франского яруса в нижней половине (но не в нижних горизонтах) толщи и по сопоставлению их с породами соседних районов. На этом основании она отнесена, как указывает Л. П. Зоненшайн, к франскому ярусу — турне, вполне вероятно, однако, присутствие в ее нижних горизонтах также и живецких отложений.

В палеотектоническом и палеогеографическом отношении на территории Западного Саяна в девоне располагалась горная

страна, обрамленная с севера и юга впадинами Минусинского района и Тувы. Горное сооружение Западного Саяна было расчленено: в его внутренних частях формировались грабенообразные межгорные депрессии. Хотя, как отмечалось выше, уже для позднего силура было характерно совмещение геосинклинального и орогенного режимов, позволяющее говорить хотя бы о частичном переходе к орогенезу, этот процесс четко отличался от тех процессов, которые начались в девоне, прежде всего масштабом, территориальным размахом движений и вулканизма. Орогенические явления силура были локальными и, несомненно, тесно связанными только с зоной Западного Саяна, тогда как в девоне ими была охвачена огромная площадь; в девоне они были значительно более мощными и сразу же подавили региональные тенденции развития.

С девонским этапом развития в Западном Саяне связано внедрение двух гранитоидных комплексов.

Более ранний из них — большепорожский — представлен крупными массивами и мелкими телами гранодиоритов и плагиогранитов. Возраст их дискусионен. Чаще их считают девонскими на том основании, что они прорывают силурийские, в том числе, по-видимому, лудловские породы [34]. Наиболее вероятно их внедрение приблизительно на границе силура и девона, т. е. в самом начале девонского орогенеза, скорее всего во время складчатости, предшествовавшей общему поднятию. Это согласуется с мнением Е. М. Рудича, который указывает для них цифру абсолютного возраста 413 млн. лет (по биотиту, К-Аг метод). Во всяком случае, гранитоиды большепорожского комплекса нигде не прорывают девонские породы, тогда как сами секутся интрузиями среднедевонского буйбинского комплекса.

С большепорожским комплексом Е. М. Рудич сопоставляет, кроме того, шапшальский комплекс гранитов и гранитоиднейсов Чулышман-Шапшальского района. Большинство исследователей шапшальские гранитоиды относятся к ордовику [44], однако соображения Е. М. Рудича заслуживают внимания; особенно обращает на себя внимание субмеридиональная вытянутость этих интрузий, развитых на западном фланге сооружения Западного Саяна, где они резко контрастируют с доминирующим субширотным простиранием додевонских структур и структурно-фациальных зон Западного Саяна.

Что касается гранитоидов буйбинского (джойского) комплекса, представленного мелкими интрузиями разнообразных по составу, но главным образом биотитовых и лейкократовых порфиридных гранитов, то ими прорываются вулканы нижнего — среднего девона, а их галька обнаруживается в верхнедевонских и живетских отложениях [34].

Таким образом, время их внедрения определяется достаточно точно. Оно совпадает с фазой поднятия и деформаций, которыми

в Западном Саяне отделялся ранне-среднедевонский этап накопления вулканитов от этапа накопления континентальных красноцветных отложений среднего — позднего девона.

### Район Рыбинской впадины (Восточный Саян)

Краткое описание девонских отложений Рыбинской впадины приводится с целью сравнения их с девонскими отложениями областей, рассмотренных выше. Для этого района очевидна наложенная природа девонских процессов и структур, связанных с активизацией территории, консолидированной задолго до девона и обычно (если говорить о собственно Рыбинской впадине) рассматриваемой в составе древней Сибирской платформы. Тем не менее и территориально и генетически девонская активизация этой площади представляет собой одно из звеньев общего комплекса тектонических и магматических процессов, охвативших в девоне восточную часть Алтае-Саянской области. Если расположить затронутые этой активизацией зоны в ряд со все более древним возрастом консолидации, район Рыбинской впадины окажется следующей ступенью после района Минусинских впадин и их обрамления (с салаирским возрастом консолидации).

Восточный Саян, в северной части которого расположена Рыбинская впадина, представляет собой байкальское складчатое сооружение. Он сложен архейскими и протерозойскими геосинклинальными комплексами, испытывшими складчатость и консолидированными перед кембрием [44, 1, 28]. Рыбинская впадина возникла в девоне в зоне Главного разлома Восточного Саяна как типичная наложенная структура. По заключению Н. С. Зайцева, по своему строению и истории формирования она напоминает Оркадскую впадину Шотландии, а также девонские впадины Минусинского района, хотя все они заложены на несколько более молодом основании.

Девонские отложения Рыбинской впадины представлены всеми отделами девона, но распространенными неодинаково широко. Преобладающим типом пород являются терригенные континентальные красноцветы: песчаники, алевролиты, горизонты конгломератов, реже аргиллиты и известняки. В нижнедевонском интервале разреза вблизи подножия Восточного Саяна (на юго-западном борту впадины) с ними ассоциируют покровы базальтов и туфогенных пород. Здесь же находится наиболее глубокая часть впадины с общей мощностью девонских отложений до 2—3 км при мощности нижнего девона более 1 км. В целом девонские разрезы Рыбинской впадины сходны с отложениями Минусинских впадин и других районов Алтае-Саянской области, где, как мы видели, нижний девон

и эйфель представлены вулканическими и красноцветными обломочными породами, а в вышележащих слоях девона преобладают красноцветные отложения без вулканитов. Нижнедевонские вулканические породы так же, как в Минусинском районе, прорваны крупными интрузиями щелочных гранитоидов и мелкими телами сиенитов [28] в основном, вероятно, эйфельского возраста.

### Главные особенности девонского этапа развития восточной части Алтае-Саянской области

Приведенная выше характеристика девонских отложений и истории развития в девоне района Минусинских впадин, Тувинского прогиба, Западного Саяна показывает, что для всей этой площади в девоне была свойственна практически одинаковая последовательность тектонических движений, магматизма и осадконакопления, или, иначе говоря, что она развивалась в это время как единое целое.

При этом следует подчеркнуть еще раз, что развитие в едином ключе характерно только для девона, тогда как в додевонское время данная территория, напротив, была гетерогенной. И непосредственно перед девонем отдельные ее части находились в неодинаковом состоянии. Район Минусинских впадин и их обрамления был давно консолидирован и в додевонское время (в ордовике и силуре) входил в состав обширного сводового поднятия, на востоке включавшего территорию Восточного Саяна и примыкавшего к Сибирской платформе, на юге и западе окаймлявшегося геосинклинальными прогибами Алтая и Западного Саяна [52]. Западный Саян, развивавшийся как геосинклиналь приблизительно до середины силура, в позднем силуре представляется в виде сложной комбинации элементов геосинклинального и орогенного типа, позволяющих говорить о смешанной геосинклинально-орогенной обстановке этого этапа. Территория Тувинского прогиба, собственно геосинклинальный этап развития которой закончился, строго говоря, в кембрии (салаирской складчатостью), в ордовике и силуре, вплоть до конца последнего, развивалась в режиме остаточного прогиба с накоплением преимущественно пестроцветных отложений (пестроцветной молассы) [36].

Для перечисленных зон характерны также неодинаковые структурные соотношения додевонских и девонских комплексов. Девонские породы отделены от нижележащих ордовикских и главным образом более древних пород в областях салаирской складчатости Минусинского района крупным структурным несогласием. Начало девонского этапа выразилось здесь в раздроблении цоколя и активном вулканизме. В Тувинском прогибе додевонский цикл седиментации закончился без складкообразования — без «заключительной» складчатости; начало девонского этапа ознаменовалось здесь также мощным вулканизмом,

но девонские вулканогенно-осадочные толщи не отделены угловым несогласием от отложений силура. В Западном Саяне, напротив, к подошве девонской вулканогенно-осадочной толщи приурочено угловое несогласие; оно свидетельствует о складчатости приблизительно на границе силура и девона. Примерно с этим же рубежом, вероятнее всего, связано внедрение гранодиоритов и плагногранитов большепорожского комплекса.

К сожалению, пока нет достаточных данных для точного определения времени-начала девонского этапа орогенеза и вулканизма, так как возраст основания вулканогенно-осадочной толщи нижнего девона — эйфеля по скудным остаткам фауны и флоры определяется не точнее чем нижний девон. Во всяком случае, описываемые события не могли начаться значительно раньше, чем на границе силура и девона, так как в верхах силурійского разреза и в Тувинском прогибе и в Западном Саяне присутствуют морские, явно доорогенные отложения лудлова и даже частично верхнего лудлова, надежно датированные ископаемыми. Ввиду же идентичного строения девонских отложений во всех частях рассматриваемой площади вряд ли есть основания сомневаться в приблизительной одновозрастности их подошвы.

В девонской истории рассматриваемой площади выявляются два этапа, различия между которыми зафиксированы в особенностях строения и состава двух комплексов горных пород. Нижний из них сложен вулканическими и грубыми континентальными красноцветными породами. По возрасту они соответствуют нижнему девону и эйфелю или большей части последнего. Верхний комплекс эйфельско-живетско-верхнедевонского возраста сложен осадочными по большей части красноцветными молассовыми отложениями. Граница между комплексами во многих районах отмечена перерывом, а местами угловыми несогласиями и интрузивным магматизмом.

Вулканические и осадочные породы нижнего комплекса формировались в условиях разрушения земной коры (как в районах салаирской и более ранней консолидации, так и в только что образовавшейся складчатой зоне Западного Саяна) и интенсивного наземного вулканизма, на фоне горообразования и формирования впадин. Описываемая вулканическая область соответствует Саяно-Минусинско-Тувинскому «ареалу девонского орогенного вулканизма», по А. А. Моссаковскому. При общем сходстве и «хронологическом единстве» вулканогенного комплекса в целом в нем всё же имеется определенная латеральная изменчивость: слагающие его породы базальтовой и базальт-андезит-липаритовой ассоциаций обладают заметной щелочностью в северной и восточной частях вулканической области — в Минусинском районе в широком смысле (включая Кузнецкий Алатау и Восточный Саян), в восточных районах Тувы и на севере Монголии; многие из развитых здесь вулка-

нических пород относятся к щелочному и субщелочному ряду. В то же время вулканиты Западного Саяна, Тувинского прогиба и Горной Шории при разнообразии состава принадлежат, как правило, к породам нормального щелочноземельного ряда [65].

Имеющиеся стратиграфические данные позволяют предположить, что завершение вулканической деятельности и последовавшее вслед за этим поднятие, местами слабое складкообразование и внедрение гранитоидных и щелочных интрузий произошли на рассматриваемой площади или одновременно или в близкие сроки. Напомним, что верхние горизонты вулканогенного комплекса в Минусинских впадинах охарактеризованы фауной позднего эйфеля. Отложения же, слагающие нижнюю часть вышележащего осадочного комплекса (отделенного от предыдущих перерывом), датируются низами живетского или верхами эйфельского яруса [52]. Перерыв здесь, таким образом, приходится на верхнюю часть эйфельского яруса или на границу эйфельского и живетского ярусов. В Западном Саяне возраст перерыва определяется приблизительно, причем в значительной мере по сопоставлению с минусинскими разрезами. На этом основании верхние слои вулканитов датируются эйфельским ярусом. В верхнем комплексе (но ни в нижних его слоях) обнаружены флора и фауна франского яруса, что не противоречит возможности живетского и даже эйфельского возраста его нижних горизонтов. В Тувинском прогибе описываемая граница проходит также внутри эйфельского яруса.

Что касается фазы усиления тектонических движений на границе нижнего и верхнего комплексов, которая в соответствии со сказанным выше датируется поздним эйфелем, то она в большинстве случаев выразилась в поднятии и лишь местами — в умеренном складкообразовании. С этим рубежом, однако, была связана наиболее активная фаза интрузивного магматизма (хотя нельзя исключить и того, что становление интрузивных пород, по меньшей мере часть из которых комагматична вулканитам нижнего девона — эйфеля, происходило в течение более длительного времени — параллельно с формированием вулканического комплекса). В это время массовое внедрение интрузий произошло во всех частях рассматриваемой области — в Западном Саяне (буйбинский комплекс гранитоидов) и в еще больших масштабах в районах кембрийской консолидации (сорский комплекс субвулканических гранитоидов, казырский габбро-щелочно-сиенитовый комплекс и др.; см. рис. 19). Как и в случае вулканических пород, для интрузий в районах ранней консолидации характерна заметная роль щелочных пород — сиенитов, граносиенитов и близких к ним разновидностей.

Следующий этап развития охватывает интервал от живета (и, возможно, самых верхов эйфеля) до конца девона или даже до раннего карбона. В это время накапливались осадочные породы без вулканитов. Главную роль в них играют обломочные

красноцветные породы различного гранулометрического состава, образовавшиеся в депрессиях в условиях более или менее расчлененного рельефа. Характер их изменения по вертикали свидетельствует об общем уменьшении с течением времени подвижности и о тенденции к постепенному сглаживанию рельефа. Наибольшая подвижность и наиболее контрастный горный рельеф были типичны для раннеживетского времени — для времени накопления нижней части рассматриваемого комплекса (абаканского горизонта и его аналогов). Эта часть разреза сложена грубыми континентальными красноцветными отложениями, которые по составу и палеогеографической обстановке накопления близки к древнему красному песчанику Британских островов [63]. Более высокие горизонты разреза (за исключением верхов живетского яруса) сложены в основном аналогичными, но более тонкими обломочными породами, среди которых встречаются прослои морского происхождения, а верхнеживетские отложения целиком сложены морскими карбонатно-терригенными породами, свидетельствующими о непродолжительной паузе в движениях.

Таким образом, в девоне в восточной части Алтае-Саянской области намечается следующая последовательность движений и магматизма:

раздробление сформированной ранее коры, начало поднятий и процесса формирования впадин, начало вулканической деятельности, вероятно, внедрение гранитоидов; эти процессы происходили приблизительно на границе силура и девона и местами предварялись складкообразованием;

этап горообразования, формирования впадин и вулканизма раннего девона — эйфеля;

фаза всеобщих поднятий позднего эйфеля, местами сопровождавшихся слабой складчатостью и активной интрузивной деятельностью (или, может быть, если следовать мнению И. В. Лучицкого [52], завершением активной интрузивной деятельности и вулканизма);

второй, эйфельско-позднедевонский или живетско-позднедевонский этап формирования впадин и более умеренного, по-видимому, горообразования без вулканизма.

Если абстрагироваться от деталей, то можно сказать, что большую часть девонского периода восточная часть Алтае-Саянской области представляла собой горную страну с центром приблизительно на месте Западного Саяна, рассеченную и опоясанную системой межгорных и предгорных впадин, заполнявшихся отложениями молассового типа. Многими авторами отмечалось сходство впадин Алтае-Саянской области с девонскими впадинами британских каледонид, выполненными породами древнего красного песчаника [91, 64]. С этим нельзя не согласиться. Однако следует ввести одно важное уточнение, касающееся не впадин как таковых, а общего расположения

горной страны относительно додевонских тектонических зон в одном и другом случае. Легко заметить, что между ними существует большая разница. В разделе, посвященном британским каледонидам, указывалось, что центральная зона поднятий с наиболее высоким горным рельефом располагалась там на месте Метаморфической зоны, консолидированной в ордовике, тогда как Неметаморфическая зона, в которой (как и в Западном Саяне) геосинклинальные условия сохранялись до силура включительно, подверглась менее активному горообразованию и играла роль предгорной области относительно Метаморфической зоны. В Алтае-Саянской области наблюдаются противоположные соотношения: именно территория Западного Саяна представляла собой центр горообразования, по отношению к которому окружающие районы — и Минусинские впадины, и Тувинский прогиб — оказываются предгорными впадинами. Иначе говоря, в британских каледонидах не приходится говорить об инверсии, тогда как для Западного Саяна была характерна инверсия в ее классическом понимании.

**Предварительные соображения о соотношении  
девонских тектонических движений  
с предшествующим развитием восточной части  
Алтае-Саянской области**

История развития Алтае-Саянской области в раннем и среднем палеозое дает интересный материал для выяснения тектонической природы девонских орогенических движений и девонского магматизма прежде всего потому, что ими была охвачена большая и, главное, гетерогенная с точки зрения додевонской истории и структуры площадь. Об этом достаточно подробно говорилось выше. В предыдущем разделе, кроме того, было показано, что для всех частей Алтае-Саянской области была характерна одна и та же последовательность движений и вообще большинства процессов девона, заставляющая предполагать в них результат одной, общей для всей этой площади, причины. Есть ли основания искать ее в развитии тех или иных геосинклинальных зон в ее пределах?

На большей части описываемой площади — в Минусинских впадинах и в окружающих ее сооружениях Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, так же как и в восточных районах Тувы, геосинклинальное развитие завершилось в кембрии, т. е. задолго до девона, поэтому кажется искусственным и даже невероятным предположение о возможной причинной связи между геосинклинальными процессами докембрия — среднего кембрия и девонскими движениями [29]. В какой-то мере отсутствие такой связи подтверждается (если только подтверждение требуется) и наблюдаемым местами, как, например, в районе Кузнецкого Алатау, несоответствием раннепалеозойско-

го и девонского структурных планов. Размеры территории, где девонские тектонические и магматические процессы наложились на зоны древней консолидации, еще более возрастают, если учесть, что к ней относится еще и область байкальской (позднедокембрийской) складчатости Рыбинской впадины и протеро-Саяна, для которой в девоне были характерны контрастные орогенические движения, интрузивный магматизм и вулканизм того же типа, что и на остальной площади.

На роль «генератора» девонских орогенических процессов в духе классической двухстадийной схемы геосинклинального развития мог бы в принципе «претендовать» Западный Саян — единственная действительно полноценная геосинклинальная зона из числа имеющихся здесь зон, сохранившая геосинклинальную подвижность вплоть до начала девонских движений. Тувинский прогиб в этом отношении менее перспективен, так как он представляет собой пассивную, второстепенную, явно не имеющую самостоятельного значения структуру, режим движений в которой в основном определялся влиянием соседних — более активных элементов.

Вероятно, так бы и можно было отнестись к роли Западного Саяна, если бы речь шла о его собственной территории и о соизмеримых с ним по площади прилегающих зонах. В действительности же Западный Саян занимает слишком небольшую часть площади, захваченной девонскими движениями, чтобы можно было поверить в такое предположение. В данном случае, как уже не в первый и не в последний раз, мы сталкиваемся с фактом бросающейся в глаза несоразмерности между площадью, на которой развивался девонский орогенез, и площадью тех геосинклинальных зон, с которыми его можно было бы связать. Этого обстоятельства самого по себе, возможно, и недостаточно для того, чтобы полностью отвергнуть возможность прямой связи орогенеза с развитием Западно-Саянской геосинклинали, но оно заставляет отнестись к такому предположению критически. Во всяком случае, в качестве наиболее вероятного априорного предположения это не проходит и не подрывает конкурентоспособности альтернативного мнения о независимости (в генетическом смысле) описываемых явлений. Для окончательного решения вопроса требуются дополнительные данные, которыми и является сравнительный анализ разных зон «каледонской складчатости». Что касается регионального материала, то из него, следовательно, по меньшей мере не вытекает заключение о девонском орогенезе как о результате геосинклинального процесса.

### III. КАЛЕДОНИДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В состав складчатого обрамления западной части Тихого океана входят две крупные каледонские складчатые области:

каледониды Катазии (Юго-Восточного Китая) и Восточной Австралии.

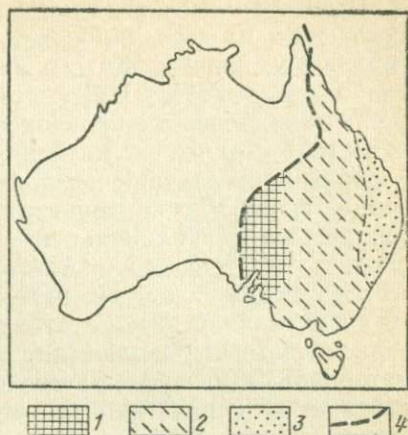
Катазиатские каледониды, испытавшие заключительную складчатость на границе силура и девона, протягиваются широкой полосой вдоль юго-восточного побережья Китая. Несмотря на большие размеры, они представляют собой достаточно выдержанную зону с более или менее постоянными особенностями. Постоянство нарушается только на самом юге области, где катазиатские каледониды сочленяются с поперечной по отношению к ним ветвью каледонид р. Красной, уходящей сначала в северо-западном, а потом почти в северном направлении в глубь континента. Территориально эта ветвь расположена в бассейне р. Красной, западнее Куньмина она переходит в бассейн р. Янцзы; в структурном отношении эта ветвь составляет юго-западное и западное обрамление Южно-Китайской платформы. Ранее эти каледониды не выделялись из состава древней Южно-Китайской платформы. Только в последние годы в этой зоне был обоснован каледонский (силурийский) возраст складчатости [17, 18]. Ю. Г. Гатинским и др., с другой стороны, показано, что основная масса «мезозоид» Индокитая в действительности таковыми не является, а представляют собой главным образом область палеозойской, преимущественно позднепалеозойской складчатости. В месте сочленения катазиатских каледонид с каледонидами р. Красной находится сложный тектонический узел, занимающий район хр. Фансипан и Вьетбакского поднятия на севере Демократической Республики Вьетнам. Этот район по истории своего развития в палеозое несколько отличается от основной северной части каледонской области Катазии, в частности, несколько более ранним возрастом консолидации.

Каледонская зона р. Красной здесь не описывается, так как ни формально, ни по существу она не входит в состав Тихоокеанского пояса, представляя собой, по-видимому, самостоятельную ветвь палеозоид, более тесно связанных с палеозоидами Центральной Азии, торцово сочленяющуюся со структурами Тихоокеанского пояса. Кроме того, по каледонидам р. Красной пока еще очень мало материалов.

Каледониды Австралии представлены типичной каледонской складчатой областью Лаклан с девонским возрастом консолидации и геосинклинальным развитием по меньшей мере от кембрия и до силура включительно. Складчатая область Лаклан расположена между складчатыми областями другого возраста (рис. 21). На востоке она примыкает к позднепалеозойской складчатой области Новой Англии, которая в данной работе не рассматривается. Период ее геосинклинального развития охватывает время от силура (а может быть, и раньше) до перми. Поскольку геосинклинали Лаклан и Новой Англии развивались как смежные структуры, в них имеются элементы сход-

Рис. 21. Фанерозойские геосинклинали Австралии (Богданов, 1967; Браун и др., 1970)

1 — Аделаида (позднепротерозойская—кембрийская); Тасманская: 2 — Лаклан (ранне-среднепалеозойская), 3 — Новая Англия (средне-позднепалеозойская), 4 — граница древней платформы



ства, или вернее взаимообусловленности, которые могут выражаться не только в прямолинейном сходстве. Однако они представляют собой самостоятельные элементы с разным возрастом консолидации в пределах одного геосинклинали (складчатого) пояса («Тасманской геосинклинали»).

На западе с областью Лаклан на большом протяжении соседствует более древняя складчатая система Аделаида, возникшая на месте позднепротерозойской — кембрийской геосинклинали. С точки зрения времени ее геосинклинали развития, основная доля которого приходится на докембрий, она может быть отнесена к байкалидам [12]. В то же время по возрасту консолидации в кембрии — ордовике она является раннепалеозойским складчатым сооружением, аналогичным, например, салаиридам с кембрийским возрастом заключительной складчатости. Поэтому она описывается здесь. Это сделано не только из формальных соображений о возрасте консолидации. История ее формирования интересна с точки зрения сопоставления с историей формирования во многом сходных с ней, как мы сможем убедиться, позднепротерозойских — раннепалеозойских прогибов Восточной Гренландии и Шпицбергена.

Каледониды Австралии и Катазии, несмотря на свои значительные размеры, представляют собой всего лишь разобщенные островки каледонской консолидации в грандиозной системе позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских структур Тихоокеанского пояса. Какие-либо прямые связи между ними отсутствуют. Их объединяет только одинаковое краевое положение в пределах Тихоокеанского пояса и хорошее совпадение их простираения с простираанием кольца в целом, благодаря чему они полностью вписываются в его общую структуру.

Некоторые исследователи отыскивают и более существенные аналогии в их строении и истории, которые позволяют им рассматривать данные области как звенья одного древнего пояса. Так, Н. А. Богданов [12] указывал на якобы одинаковую внутреннюю зональность каледонских геосинклиналей (складчатых областей) Лаклан и Катазии, которая выражается, по его мнению, в идентичном разделении той и другой на внешнюю (прилегающую к континенту) многогеосинклинальную и внутреннюю эвгеосинклинальную зоны. Однако такое деление справедливо только для Австралии, тогда как в Катазии, судя по современным данным, каледонской эвгеосинклинальной зоны не существовало. Также отпадают и некоторые другие параллели, в частности заключение об одинаковом сносе обломочного материала в названные геосинклинали с запада со стороны континента. Опять-таки это верно для Австралии, но не подтверждается в Катазии. Раннепалеозойская геосинклиналь Катазии заполнялась обломочным материалом главным образом, по-видимому, за счет восточных и юго-восточных источников сноса, расположенных в области, в настоящее время занятой Южно-Китайским морем [126]. Что же касается других аналогий в истории тектонического развития каледонид Австралии и Катазии, в частности хронологии движений, то они хотя и имеются, но не выходят за рамки обычного сходства любых других областей позднекаледонской складчатости. Таким образом, как бы ни заманчиво было видеть в данных областях части единого древнего пояса, аргументируя тем самым существование Тихоокеанского пояса уже на раннепалеозойском этапе, убедительных данных для этого пока нет (как их нет, однако, и для противоположного заключения).

#### ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ (КАТАЗИЯ)

##### Общая характеристика

Пояс каледонид Юго-Восточного Китая, или каледонид Катазии, протягивается более чем на 1000 км вдоль юго-восточного края Южно-Китайской платформы. Он обладает северо-восточным простиранием, которое только на крайнем юго-западе, в сложном тектоническом узле на севере Демократической Республики Вьетнам, где катазиатские каледониды сочленяются с каледонской зоной р. Красной, изменяется на широтное и северо-западное (рис. 22). Катазиатская каледонская складчатая область китайскими геологами включается в состав Южно-Китайского платформенного массива в качестве его восточной части. В современной структуре, которая является результатом не только каледонского тектогенеза, но и интенсивной тектономагматической переработки в мезозое, ей соответствует Катазиатский антиклинорий (на юго-востоке) и огромный сложно

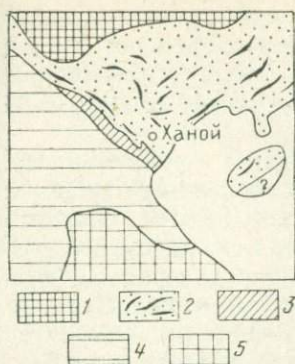


Рис. 22. Тектоническая схема области сочленения каледонид Катази и каледонид р. Красной (Гатинский и др., 1973)

1 — Южно-Китайская платформа; 2 — каледониды; 3 — шовная зона р. Черной; 4 — области каменноугольной складчатости; 5 — Индосинийский массив

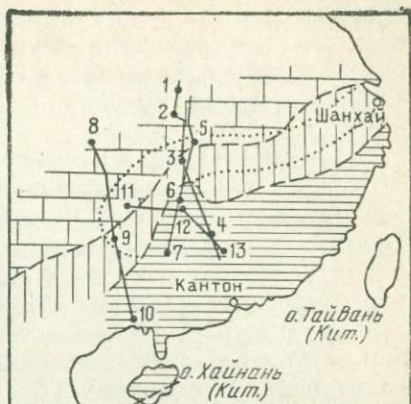
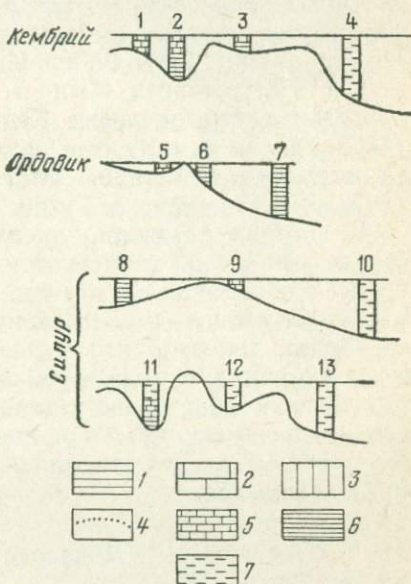


Рис. 23. Палеотектоническая зональность Юго-Восточного Китая в раннем палеозое — силуре и палеофациальные профили для кембрия, ордовика и силура (Jen Chi-shun, 1968)

Обозначения к схеме: 1 — Катазиатская (Южно-Китайская) геосинклиналь; 2 — платформа Янцзы; 3 — переходная зона между геосинклиналью и платформой; 4 — приблизительные очертания оси Цзиньянь», по Хуан Бо-циню (1952). Обозначения к профилям; 5 — преимущественно карбонатные породы; 6 — глинистые, местами карбонатно-глинистые породы; 7 — песчано-глинистые породы обычно флишевого или флишеподобного типа



построенный Цзянси-Гуансийский (или Цзянси-Хунаньский) синклиний (на северо-западе). Следующим к северо-западу структурным элементом, расположенным на границе области каледонской складчатости с более древней частью Южно-Китайского массива, т. е. с древней Южно-Китайской платформой в обычном понимании, является Цзиньяньский антиклинорий, известный также под названием оси Цзиньянь [96]. Эта краевая пограничная структура древнего заложения играла важную роль в истории развития рассматриваемой площади. В раннем и среднем палеозое она обладала промежуточными чертами,

приближаясь по режиму движений и осадконакопления то к соседней геосинклинали, то к платформе. Однако в основном она сохраняла тенденцию к поднятию и служила своего рода барьером между геосинклинальным и платформенным бассейнами (рис. 23).

Если 20—30 лет назад представления о наличии в Юго-Восточном Китае каледонской (преддевонской) складчатости базировались на разрозненных данных [50, 96, 97], то сейчас довольно определенно можно говорить о главных чертах геосинклинального развития этой территории в додевонское время, о характере преддевонской структуры и о тектоническом режиме девона. Вместе с тем по степени изученности данная территория уступает большинству других, описываемых в этой работе, каледонских складчатых областей. Доступная литература позволяет представить лишь общую канву событий. Во многих случаях ее недостаточно для более детальной оценки. В настоящем обзоре использованы главным образом следующие работы: Jen Chi-shun (1968), Ch'ien Hsiag-lin (1968), Chang Chien-shen а. о. (1968); отчасти «Основы тектоники Китая» (1962), «Региональная стратиграфия Китая» (1960, 1963), Ли Сы-гуан (1952), а для самого юга Катазиатского пояса (который, правда, затрагивается лишь попутно) — работы Ю. Г. Гатинского (1972), Ю. Г. Гатинского и др. (1971, 1973).

В истории развития описываемой территории в раннем — среднем палеозое выделяются два крупных этапа развития. Один геосинклинальный, соответствующий времени развития Южно-Китайской, или Катазиатской, геосинклинали, охватывает ранний палеозой и силур. Он завершился складкообразованием в конце силура. Второй начался с начала девона и характеризовался значительно меньшей подвижностью. Отложения девона, начинающие собой новый комплекс отложений, залегают в общем случае несогласно на отложениях геосинклинального комплекса.

### Додевонская история

Существуют разногласия в определении времени заложения Южно-Китайской (Катазиатской) геосинклинали. Она возникла на протерозойском (досинийском) складчатом основании, но исследователи расходятся в трактовке тектонического режима синийской эпохи. Одни из них (Ю. Г. Гатинский [17]; Н. Г. Маркова и К. А. Клитин [59], Ch'ien Hsiag-lin [113]) относят начало формирования геосинклинали к синийской эпохе, другие, например Жен Чи-шун [126] — к началу кембрия. Последний из названных авторов, основываясь на том, что синийские отложения очень сходны по обе стороны от антиклинория (оси) Цзин-нянь (т. е. на эпипротерозойской Южно-Китайской платформе, с одной стороны, и в краевых частях каледонской складчатой

области, с другой), считает режим синийского времени платформенным и приходит к заключению, что каледонская геосинклиналь (по крайней мере в большей северной своей части) не может быть прямой преемницей протерозойской геосинклинали и что она заложилась только в начале кембрия на территории, стабильной в синийское время. Мнение Жен Чи-шуня, видимо, справедливо для собственно Катазиатской геосинклинали; представления же Ю. Г. Гатинского и др. о более раннем времени ее заложения отражают ситуацию в каледонской зоне р. Красной.

Как бы то ни было, начавшись с синия или с кембрия, геосинклинальное развитие Южно-Китайской геосинклинали продолжалось в раннем палеозое и в течение всего или почти всего силура, если не считать самых южных ее районов. Более раннее замыкание геосинклинали (в конце ордовика) отмечается в южной ее части — в северном Вьетнаме, но, как уже говорилось, история и структура этого района обладают определенной спецификой, связанной с его принадлежностью по существу к другой системе каледонид.

Примечательно, что характер седиментации в Южно-Китайской геосинклинали от начала палеозоя до силура очень мало менялся. Его постоянство свидетельствует об однообразии, а учитывая не слишком большие к тому же мощности отложений и отсутствие в заметном количестве вулканизма, также и о значительной вялости тектонических движений. По единодушному признанию почти всех исследователей, которое соответствует фактам, это была область с очень спокойным миеосинклинальным режимом. Суммарная мощность отложений геосинклинального комплекса (без синийских пород) не превышает 7—8 км. Отложения кембрия — силура в основном представлены терригенными (песчано-глинистыми), а временами карбонатно-терригенными отложениями; видное место среди них принадлежит глинисто-сланцевым (часто с граптолитами) и флишоидным толщам. Разрез этих пород преимущественно непрерывный. В нем нет повсеместно развитых перерывов и несогласий. Лишь местами, главным образом в периферических зонах, наблюдаются локальные перерывы на разных стратиграфических уровнях.

По данным Жен Чи-шуня [126], собственно геосинклинальное погружение с накоплением сравнительно мощных толщ более или менее глубоководных осадков происходило на территории, расположенной к юго-востоку от антиклинория (оси) Цзиннянь (см. рис. 23). К северу от антиклинория находилась платформа Янцзы — область со значительно более умеренным прогибанием и осадконакоплением шельфового типа. В ней формировались толщи мелководных, преимущественно карбонатных отложений. Мощность их, как правило, невелика, за исключением некоторых, временами возникавших, впадин с более быстрым погру-

жением (см. рис. 23, профили). Что касается самого антиклинория Цзиннянь, то приблизительно на его месте располагалась упоминавшаяся выше переходная зона с промежуточным, неустойчивым характером движений. По составу и мощности накопившихся в ее пределах пород она временами приближалась к Южно-Китайской геосинклинали, временами — к платформе Янцзы. Жен Чи-шунь склонен рассматривать ее в качестве краевой зоны Южно-Китайской геосинклинали.

По мнению того же исследователя, у Южно-Китайской геосинклинали должно было существовать и южное ограничение в виде достаточно обширной суши, поставлявшей в бассейн основную массу обломочного материала. Источником его не могли служить районы, расположенные к северо-западу от геосинклинали, так как именно по направлению с юго-востока на северо-запад происходит последовательное замещение терригенных пород карбонатными. Предполагается, что небольшой осколок этого палеоконтинента (платформы Нан-Хай), скрытого сейчас под водами Южно-Китайского моря, сохранился на юге о. Хайнань, где кембро-силур сложен породами платформенного типа, резко отличными от одновозрастных пород Южно-Китайской геосинклинали.

Кембрийские отложения Южно-Китайской геосинклинали, во многих районах связанные непрерывным переходом с подстилающими синийскими отложениями, представлены в основном слабометаморфизованными (до филлитов и кварц-серицитовых сланцев) песчано-глинистыми породами обычно флишоидного облика. В переходной зоне в границах Китая, а также и в северной части Вьетнама [17] заметную роль в них играют также карбонатные породы. Общая мощность кембрийских пород превышает 3 км. По фауне в них выделяются все три отдела кембрия. Местами, и в Китае (на юге провинции Цзянси) и в северных районах Вьетнама, среди осадочных пород встречаются пласты основных и средних эффузивов, свидетельствующие о слабой и локальной вулканической деятельности.

Ордовикские отложения мало чем отличаются от кембрийских. Как правило, они непрерывно продолжают разрез кембрия, причем особенно близки к кембрию отложения нижнего ордовика. Преобладающими породами являются сравнительно глубоководные флишоидные терригенные толщи, глинистые и кремнистые сланцы. По граптолитам устанавливается наличие всех отделов ордовика [126, 113]. В некоторых районах Жен Чи-шунь отмечает присутствие в нижнем ордовике мощных песчано-конгломератовых толщ. Они образовались за счет размыва локальных поднятий, расположенных в основном в краевой северо-западной части геосинклинали и в первую очередь в переходной зоне. Кроме того, локальные перерывы наблюдаются местами на границе кембрия и ордовика, нижнего и среднего ордовика, а наиболее крупные, свидетельствующие о

значительном поднятии, — после среднего ордовика в переходной зоне, большая часть которой в позднем ордовике была осушена (отголосок таконских движений?). Мощность ордовикских пород превышает 2 км.

В южных районах Южно-Китайской геосинклинали на севере Вьетнама ордовиком заканчивается геосинклинальный разрез. После ордовика имели место орогенические движения, сопровождавшиеся внедрением гранитоидов. Время формирования гранитоидов определяется концом ордовика — серединой силура [17]. Ю. Г. Гатинский и др. именно с этими движениями связывают главную деформацию геосинклинального комплекса и формирование несогласия, отделяющего геосинклинальный комплекс от постгеосинклинальных образований. Накопление последних началось здесь, по их данным, со второй половины силура и продолжалось в девоне. Эти движения по возрасту также соответствуют или близки таконской складчатости. Если данные датировки верны, в первую очередь, если правильно определен верхнесилурийский возраст подошвы постгеосинклинального комплекса отложений, то на юге, следовательно геосинклиналь была консолидирована раньше, чем в остальной большей ее части, расположенной на территории Китая, в которой геосинклинальный режим сохранялся до конца силура.

Действительно, в Китае не описывают орогенических движений на границе ордовика и силура или в начале силура; на всем протяжении силура сохранялись приблизительно те же тенденции развития, движений и седиментации, что и в кембрии и ордовике, а время деформаций и консолидации геосинклинали приходится приблизительно на границу силура и девона.

Определенные палеогеографические и палеотектонические изменения в силуре, правда, произошли, но главным образом не в самой геосинклинали, а на ее периферии — на платформе Янцзы (северо-западнее переходной зоны). Здесь возник ряд глубоких впадин, по мощности (более 2,5 км во впадине Вулинг) и типу разреза мало отличающихся от геосинклинального прогиба (см. рис. 23). Очень отчетливо в силуре вырисовывалась переходная зона. Она представляла собой структуру, близкую, по-видимому, к категории шовных зон. При своей в целом геоантиклинальной форме, она обладала дифференцированным внутренним строением. В ее пределах располагались активные, в том числе возвышавшиеся над уровнем моря поднятия и глубокие прогибы с мощным осадконакоплением. В некоторых из них мощность силурийских пород (с фауной позднего силура), по данным Ли Сы-гуана [50], доходит до 3 км (в долине р. Сюйшуй на северо-западе провинции Цзянси). Вместе с тем обстановка внутри самой геосинклинали, по-видимому, существенно не изменилась. Силур сложен в ней песчано-глинистыми флишевыми и флишоидными толщами; на значи-

тельных пространствах распространены также глинистые сланцы с граптолитами, описанные в Южном Цзянси, на юге Центрального Хунаня, в Гуандуне и Гуанси.

Мощность силурийских пород в Южно-Китайской геосинклинали превышает 2 км [126]. Какой максимальной величины она может достигать, сказать трудно хотя бы потому, что во многих местах верхняя, местами даже большая, часть силурийских отложений размыта перед девоном.

### Тектонические движения в конце силура — начале девона

Между силуром и девоном на территории Южно-Китайской геосинклинали и переходной зоны Цзиньянь произошли орогенетические движения, приведшие к деформации, поднятию и эрозии додевонских пород. К сожалению, имеющиеся в литературе сведения таковы, что по ним трудно составить представление о более точном возрасте этих движений. По-видимому, они произошли вблизи границы силура и девона, или в конце силура, как это считается многими китайскими геологами [126, 113] и, следовательно, соответствуют позднекаледонской фазе складчатости. Это мнение согласуется с тем, что самые молодые породы ниже поверхности несогласия имеют верхнесилурийский возраст (более точно он не указывается), а в подошве постскладчатого комплекса выше несогласия залегают породы нижнедевонского, также точнее не определенного возраста.

Описываемые преддевонские движения привели практически к повсеместному перерыву между девонскими и более древними породами и к сильной денудации последних. Интенсивность

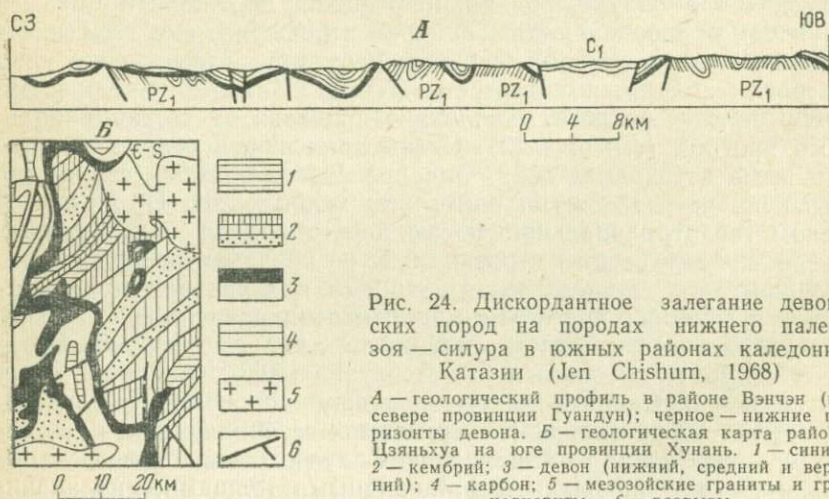


Рис. 24. Дискордантное залегание девонских пород на породах нижнего палеозоя — силура в южных районах каледонид Катазии (Jen Chishum, 1968)

А — геологический профиль в районе Вэнчэн (на севере провинции Гуандун); черное — нижние горизонты девона. Б — геологическая карта района Цзяньхуа на юге провинции Хунань. 1 — синий; 2 — кембрий; 3 — девон (нижний, средний и верхний); 4 — карбон; 5 — мезозойские граниты и граптолиты; 6 — разрывы

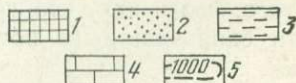
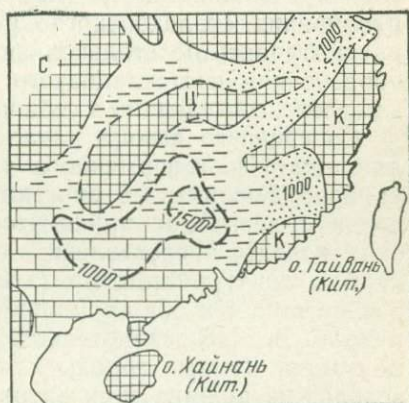
же складкообразования варьировала. По данным Жен Чи-шуня, сильной деформации подверглись южные и юго-восточные районы геосинклинали и южная часть переходной зоны Цзиннянь<sup>1</sup>. В южных районах геосинклинали додевонские породы были смяты в сложные узкие складки в провинции Гуандун (кроме западных районов) и в южной части провинции Хунань; здесь они отделены от девонских пород резким угловым и азимутальным несогласием (рис. 24). На остальной площади складчатость проще. В некоторых районах, например в Западном Чженцзяне, на юге провинции Анхой, в центральном Хунане, угловых несогласий даже не отмечается, и движения маркируются только стратиграфическим перерывом.

### Отложения и тектонические движения в девоне

Девонские отложения, в которых сочетаются морские и континентальные образования, обладают пестрым литологическим составом. Главная тенденция их латеральной изменчивости заключается в том, что на юге рассматриваемой площади преобладают морские отложения, к северу и северо-востоку сменяющиеся континентально-морскими и затем континентальными отложениями (рис. 25). Максимальная суммарная мощность девонских отложений невелика — в некоторых районах она немного превышает 1,5 км. В них установлены все отделы девона, имеющие, правда, не одинаково широкое распространение.

Рис. 25. Структурно-фациальная зональность Юго-Восточного Китая в девоне (Основы тектоники Китая, 1962)

1 — области поднятий суши (С — Сычуанская, Ц — Цзянниньская, К — Катазиатская); 2 — области накопления континентальных пород; 3 — области накопления континентальных и морских пород; 4 — области накопления морских пород; 5 — изопахиты



<sup>1</sup> Схема распределения преддевонских деформаций с разделением их по интенсивности приведена в работе Хуан Бо-циня [96], однако она уже заметно устарела.

В девонских отложениях различаются две толщи, образовавшиеся в разных условиях: нижняя — терригенная, верхняя — карбонатная и карбонатно-терригенная. Возраст нижней толщи очень приблизительно по скудным остаткам растений, брахиопод и пелеципод и по стратиграфическому положению определяется как нижний и частично средний девон. Толща сложена преимущественно грубыми обломочными отложениями — кварцевыми конгломератами, местами имеющими мощность несколько сот метров, кварцевыми песчаниками и кварцитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, в небольшом количестве пестрыми известняками; значительное распространение имеют красноцветные породы. Вулканыты в них неизвестны. В разных районах Китая эти толщи описаны под разными местными названиями, например «Таомацзянь» в провинции Хунань, «Манцзыся» в провинциях Гуандун и Цзянси, «Ляньхуа» в Гуандун-Гуансийском районе и т. п. В самых полных разрезах их мощность доходит до 1—1,5 км. Породы этой толщи, по-видимому, не имели повсеместного распространения, так как во многих районах среднедевонские породы верхней толщи трансгрессивно залегают прямо на додевонских породах. Местами, например в западной части провинции Хунань, описывается несогласие между ниже- и среднедевонскими породами [113].

Ниже- и, может быть, частично среднедевонские породы нижней толщи, накопившиеся за счет разрушения поднятий, созданных преддевонской складчатостью, накапливались в условиях угасающей подвижности на заключительной стадии горообразования, когда уже наметился переход к стадии выравнивания «каледонского» рельефа. По-видимому, их следует рассматривать не столько как молассу, сколько как базальные образования постскладчатого комплекса отложений или как комплекс, сочетающий в себе черты того и другого.

Со среднего девона началось формирование сплошного маломощного платформенного чехла, которое продолжалось и в карбоне. Говорить об орогенической обстановке в среднем и позднем девоне не приходится, поскольку средне-верхнедевонские породы представлены однообразными карбонатными и карбонатно-терригенными (в основном карбонатно-глинистыми) разностями. Их общая мощность не превышает нескольких сот метров. Все это свидетельствует о стабильных условиях седиментации. Данные породы лучше охарактеризованы фауной, но возраст их нижних горизонтов не всегда достаточно ясен. Кроме того, возможно, что граница между нижней и верхней толщами скользящая (в пределах первой половины среднего девона).

### Выводы по истории развития

Время заложения Южно-Китайской геосинклинали определяется неоднозначно — до синия или после него, но имеющиеся

данные указывают на то, что она заложилась в области более древней протерозойской консолидации.

Развитие геосинклинали продолжалось до конца или почти до конца силура. Подвижность ее была умеренной, не выходящей за рамки того, что принято обычно отождествлять с миогеосинклинальным режимом, да и то далеко не в крайнем его выражении. Это подтверждается мощностью и однообразием отложений, а также почти полным отсутствием вулканизма. По-видимому, большей подвижностью, а в стадию консолидации и значительным гранитоидным магматизмом обладали южные районы Катазии, но они, как отмечалось, скорее всего представляли собой обособленную зону.

Позднекаледонское складкообразование приблизительно на границе силура и девона так или иначе затронуло всю площадь геосинклинали, но с разной интенсивностью.

Горообразование в типичном виде в девоне, по-видимому, отсутствовало, во всяком случае, здесь неизвестны отложения, которые свидетельствовали бы о формировании заметных межгорных впадин с молассой. Те же орогенные процессы, которые имели место, закончились в раннем девоне; они не имели такого размаха, как в большинстве других областей каледонской складчатости. Тем не менее ранний девон выделяется как определенный этап в развитии описываемой площади. С какого-то возрастного уровня в пределах среднего девона, вероятно, нижней его части, началось формирование платформенного чехла.

В соответствии с вялым горообразованием находится и факт полного отсутствия в девоне вулканической деятельности и тем более интрузивного магматизма, которые, за очень немногими исключениями, были типичны для областей девонского орогенеза.

Рассмотренный материал дает очень мало для суждения о природе девонских движений и для решения вопроса о связи геосинклинальных и последующих — орогенных процессов. Для Катазии эти вопросы должны решаться на фоне рассмотрения более обширных площадей, что и будет сделано в следующих разделах книги. Здесь отметим только наличие в некоторых районах структурного несогласия между девонскими и подстилающими их породами, указывающее на радикальное изменение в этих районах плана тектонической зональности при переходе от силура к девону.

#### СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ АДЕЛАИДА (АВСТРАЛИЯ)

Складчатые комплексы Аделаиды хорошо изучены только на юге Австралии — в штате Южная Австралия, где они широко выходят на поверхность. К северу породы комплекса перекрыты платформенным чехлом Большого Артезианского Бассейна, в связи с чем представления о северном продолжении складча-

той области Аделаида имеют гипотетический характер и по-разному решаются различными авторами. Например, Н. А. Богданов [13] считает, что в северном направлении она резко сужается и полностью выклинивается около 35° ю. ш. (см. рис. 21). Д. Браун и др. [14], напротив, указывают, что и в более северных районах Австралии образования области Аделаида также занимают заметную площадь. Приводимые ниже сведения заимствованы главным образом из работ Н. А. Богданова [13], Д. Брауна и др. [14] и Е. Шайбнера [142] и касаются лучше изученной южной территории.

Прогиб (или система прогибов) Аделаиды заложился в позднем протерозое на кристаллическом основании, сложенном складчатыми метаморфическими породами серии Карпентария. Он выполнен непрерывной толщей отложений верхнего протерозоя — нижнего — среднего кембрия общей мощностью около 20 км, из которых большая часть (12—14 км) приходится на докембрий.

Верхнепротерозойские породы представлены в основном серией Аделаида и эквивалентной ей по возрасту, но несколько отличной по составу, серией Торреванджи [13]. Последняя пользуется ограниченным распространением в восточных районах описываемой области — в Барьерном хребте (в северо-западной части штата Новый Южный Уэльс).

Серия Аделаида сложена главным образом терригенными породами с пластами и пачками доломитов и известняков. Местами в небольшом количестве в нижней части разреза встречаются основные эффузивы базальтового состава, но серия в целом практически лишена вулканитов. Для верхней половины разреза характерно присутствие мощного горизонта тиллитов, ледниковое (в условиях материкового оледенения) происхождение которых у большинства исследователей не вызывает сомнений. Верхняя часть серии Аделаида сложена мелководными красно- и пестроцветными аргиллитами и алевролитами со строматолитовыми известняками и доломитами. Разрез докембрия, как правило, венчается толщей кварцитов (Эдиакра и Паунд) с богатой позднекембрийской фауной. На них обычно согласно залегают кембрийские отложения.

Кембрийские отложения представлены нижним кембрием и более ограниченно распространенным средним кембрием. В начале кембрия в области Аделаида не произошло принципиальных изменений в условиях седиментации. Для кембрия в основном характерны мелководные и континентальные отложения, как это было типично в основном и для серии Аделаида. В наиболее полных разрезах в восточных склонах хр. Флиндерс, в районе оз. Фром и на о. Кенгуру мощность кембрийского разреза значительна. У оз. Фром, например, она достигает 5 км, из которых на долю среднего кембрия приходится почти 4 км. Следует еще раз подчеркнуть, что весь этот мощный

комплекс отложений накопился в условиях полностью компенсированного бассейна. Это можно проиллюстрировать разрезом у оз. Фром [14]: нижний кембрий здесь сложен мелководными известняками с оолитами и водорослями (0,5 км) и мелководными песчано-глинистыми породами (0,9 км); средний кембрий — красноцветными терригенными породами со знаками ряби (формация Билли-Крик мощностью 1 км) и морскими известняками (формация Уириелла мощностью 0,1 км), дельтовыми, речными, прибрежными песчаниками и сланцами (3 км).

Выходы кембрийских пород данного типа в континентальной части Австралии и на севере о. Кенгуру приурочены, по-видимому, к северному флангу кембрийской системы прогибов, которые раскрывались и углублялись в южном и юго-восточном направлениях. Кроме того, на юго-восточной окраине области Аделаида описываются кембрийские отложения несколько иного типа, возможно накопившиеся в более активной и более погруженной части области, переходящей по направлению к востоку в геосинклинальную область Лаклан. Зона их распространения (в южной части о. Кенгуру и на восточных склонах хр. Маунт-Мофти) интерпретируется как особый прогиб Канменту. Заполняющие его отложения представлены метаморфизованными граувакковыми песчаниками и алевролитами серии Канменту мощностью более 5 км. Эти отложения бедны органическими остатками, в связи с чем о их возрасте высказывались разные соображения. Однако большинство исследователей считает их кембрийскими [13], а в последние годы их ниже-среднекембрийский возраст подтвержден и фаунистически [142].

Ниже-среднекембрийскими отложениями заканчиваются образования стадии активного прогибания на территории Аделаиды. Далее последовали поднятие и деформация описанного комплекса. Определение возраста этих событий, кульминация которых датируется средним-поздним кембрием — ордовиком [142] или ордовиком [14], основывается на определении ордовикского возраста метаморфизма в прогибе Канменту. Следует иметь в виду, однако, что прогиб Канменту не является типичным элементом области Аделаида. На нижнепалеозойских и докембрийских породах несогласно залегают разрозненные останцы девонских красноцветных отложений.

Необходимо отметить, что в противоположность согласному залеганию кембрийских пород на докембрийских на большей части территории Аделаиды, на ее востоке — в Барьерном хребте — отложения кембрия платформенного типа, по данным Н. А. Богданова, с резким угловым несогласием залегают на породах докембрия. Это показывает, что на восточной периферии области главная роль в образовании складчатой структуры принадлежала предкембрийским движениям, не получившим видимого отражения в развитии ее более западных зон.

Рассматривая историю становления складчатой области Аделаида, приходится констатировать ее весьма умеренную, если подходить к ней с геосинклинальными мерками, подвижность на стадии погружения. Об этом свидетельствует как состав отложений, среди которых в кембрии и докембрии преобладают мелководные и континентальные осадки, вплоть до флювиогляциальных отложений и морен материкового оледенения в протерозое и аллювиальных отложений в кембрии, так и амагматичность прогиба. Обращают на себя внимание также непрерывность опусканий и отсутствие орогенических движений в течение всего времени формирования прогиба. Однако мощность отложений, а для кембрия, несомненно, и скорость седиментации значительны. Эти признаки указывают на тектонический режим весьма умеренного миеосинклинального типа или типа активных платформенных (периплатформенных) прогибов и впадин. Вероятно, он может быть истолкован двояко и при отсутствии достаточно четких критериев для разграничения тех и других. Дальнейшая конкретизация данного вопроса неизбежно будет субъективной.

Вместе с тем хочется подчеркнуть, что прогиб Аделаида не является единственным в своем роде образованием как среди одновозрастных, так и среди более молодых структур. Его прямыми аналогами среди одновозрастных структур являются протерозойские — раннепалеозойские прогибы Восточной Гренландии и Шпицбергена. Сходство между ними проявляется как в близкой хронологии событий, так и в очень близком составе и строении верхнепротерозойских отложений (формации Аделаида, с одной стороны, и Гекла-Хук и Элеонора-Бей — с другой). Сходство наблюдается буквально во всем: в мощности отложений (12—15 км), непрерывном, спокойном и однообразном прогибании, составе отложений с подчиненной примесью карбонатных пород, в ничтожной роли вулканитов, даже в наличии горизонтов тиллитов (правда, на несколько различных уровнях: в Аделаиде, вероятно, ниже по разрезу, хотя это, может быть, и кажущееся несовпадение) и в наличии мелководных пород в верхних толщах докембрийского разреза. Кембрийские отложения указанных районов отличаются друг от друга в большей степени, но везде они согласно залегают на докембрийских отложениях и отражают обстановку постепенного отмирания прогибов.

Те немногочисленные останцы девонских красноцветных отложений, которые известны на описываемой площади, представляют собой остатки выполнения девонских впадин, не имеющих прямого отношения к развитию складчатой области Аделаида, а связанных с девонскими орогеническими движениями на значительной части Австралии. Складчатость же, имевшая место в области Аделаида после нижнего — среднего кембрия, судя по всему, не сопровождалась образованием впадин, заполнявшихся молассой.

## Общая характеристика

Складчатая область Лаклан в виде субмеридионально вытянутой суживающейся к северу полосы протягивается через всю Восточную Австралию (см. рис. 21). Складчатые комплексы этой области хорошо изучены на юге Австралии — на западе штата Южная Австралия и в штатах Виктория и Новый Южный Уэльс, а также на Тасмании, где они широко развиты на поверхности. К северу они скрываются под чехлом Большого Артезианского Бассейна и затем вновь появляются на территории штата Квинсленд, где им принадлежат ранне-среднепалеозойские породы прогиба Кенгуру-Хиллс и др. Изучены эти районы слабее.

Область Лаклан на юго-западе отделена крупными разрывами от области Аделанда. Севернее, в штате Квинсленд, ее западной границей служат разрывы так называемой «линии Тасман». На востоке она примыкает к области позднепалеозойской консолидации Новой Англии. Вместе с последней область Лаклан составляет Тасманскую палеозойскую складчатую область, сформировавшуюся на месте Тасманской геосинклинали.

Приводимое ниже описание касается в основном южных районов области Лаклан, тектоническая история которых изучена более полно, чем та ее часть, которая находится в штате Квинсленд. Материалами, на которых основано описание тектонической истории, являются сводки Н. А. Богданова (13) и Д. Брауна и др. (14); кроме них для решения отдельных важных вопросов использовано значительное число других публикаций.

Геосинклиналиная область Лаклан представляла собой сложную систему геосинклиналиных прогибов и относительно приподнятых геоантиклиналиных зон, очертания которых со временем изменялись. Документированная история этой области начинается с кембрия. Более древние, чем кембрийские, породы здесь почти не вскрываются, оставляя открытым вопрос о времени ее заложения. Геосинклиналиная стадия развития, характеризовавшаяся большой подвижностью, контрастностью движений и большими мощностями пород в прогибах, охватывает время от кембрия до силура и даже до раннего девона, хотя в девоне происходила уже явная редукция геосинклиналиного режима. Геосинклиналиная стадия развития расчленяется на три крупных этапа (кембро-ордовик, силур, ранний девон), разделенных двумя орогеническими фазами — Бенамбран (в конце ордовика, т. е. таконской) и Баунинг (в конце силура, т. е. позднекаледонский), приведшими к частичной перестройке режима седиментации и тектонической зональности.

Решающее значение в тектонической эволюции области сыграл орогенез Таббераббера в среднем — позднем девоне, после

которого в позднем девоне в совершенно иных структурных условиях происходило накопление мощных толщ континентальных красноцветных отложений. Орогенез Баунинг в конце силура, соответствующий позднекаледонской фазе складчатости, сыграл меньшую роль, но для становления структуры некоторых зон, а также для изменения общего характера седиментации в ряде прогибов он имел также большое значение.

На юге к геосинклинальной области Лаклан, вероятно, должна быть отнесена также территория Тасмании [144], хотя последняя и обладает многими специфическими чертами: временами она развивалась в одном плане с континентальными районами, временами же заметно от них отличалась.

### Додевонская история

Для кембро-ордовика и силура области Лаклан были характерны типичные геосинклинальные условия, но при заметных отличиях кембро-ордовикского тектонического плана от силурийского.

Не останавливаясь подробно на ранних этапах, отметим только, что в кембрии и ордовике происходило накопление главным образом мощных терригенных толщ с преобладанием граувакк, глинистых и кремнистых сланцев. В кембрии, кроме того, имела место сильная вулканическая деятельность, приведшая к накоплению мощных вулканогенных толщ спилит-кератофирового состава (до 5 км кембрийских вулканитов на о. Тасмания). Максимальная мощность кембрия для Австралии оценивается в 3—4 км. На о. Тасмания (в прогибе Дандас) она доходит до 10 км [14]. Мощность ордовика в трогах достигает 5 км (в трогге Балларт), но в геоантиклинальных зонах она намного меньше.

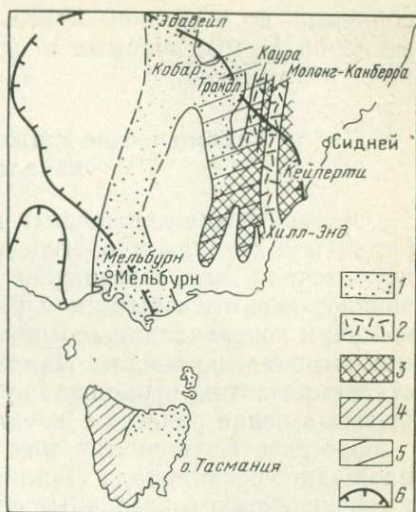
В позднем ордовике и на границе ордовика и силура местами имеется угловое несогласие, связанное с орогеническими движениями позднего ордовика. В северных районах области Лаклан кульминация этих движений датируется верхами карадока [119]. Во многих зонах Нового Южного Уэльса перерыв, вызванный этими движениями, имеет больший стратиграфический диапазон, местами захватывая всю первую половину силура [143]. Начальные фазы этих движений по возрасту могут быть сопоставлены с таконской фазой орогенеза, но в целом они выходят за рамки этой фазы. В Австралии фазы выделяются под местным названием орогенеза Бенамбран.

Тектоническая обстановка и условия осадконакопления в силуре в общих чертах были близки к ордовикским, но при несколько иной конфигурации зон прогибания и поднятия и возросшей (особенно к концу силура) активности вулканизма.

По данным Д. Брауна и др. [14], в южной части геосинклинали Лаклан в силуре намечаются два пояса: западный и вос-

Рис. 26. Силурийские прогибы геосинклинали Лаклан в Юго-Восточной части Австралии (штаты Виктория и Новый Южный Уэльс) (Браун и др., 1970)

Геосинклинальные прогибы (троги): 1 — с терригенным осадконакоплением, 2 — с вулканогенно-терригенным осадконакоплением; зоны относительных поднятий (геоантиклинали, шельфы): 3 — с вулканизмом, 4 — без вулканизма; 5 — основная область проявления орогенических движений на границе силура и девона, приблизительно соответствующая нижнедевонской «известняковой платформе» Бакан-Теймас-Молонг; 6 — контуры позднедевонских впадин; Эдавейл и др. — названия главных тектонических элементов



точный. В западном поясе, к которому относятся прогиб Трандл и меридиональная цепочка прогибов Мельбурн, Кобар, Эдавейл (рис. 26), вулканизма практически не было. Для восточного же пояса, включающего прогибы Каура и Хилл-Энд и смежные с ними поднятия Молонг-Канберра, Кейперти и др., был характерен активный вулканизм, достигший кульминации в конце силура, возможно, в связи с орогеническими движениями конца силура — начала девона.

В прогибах западного пояса силурийские отложения сложены мощными толщами песчано-глинистых и глинистых пород с линзами и пластами конгломератов и кварцитов и местами с линзовидными телами известняков. Для многих интервалов разреза характерны граптолитовые сланцы. В наиболее хорошо изученном прогибе Мельбурн их мощность в самых полных разрезах оценивается в 4—5 км; для прогиба Кобар Н. А. Богданов указывает мощность 4—6 км.

В прогибах восточного пояса также развиты глинисто-граувакковые с граптолитами, сравнительно глубоководные толщи, но с вулканитами преимущественно риолитового и дацитового состава. Суммарная мощность силурийских пород достигает здесь несколько километров, например около 6 км в прогибе Хилл-Энд, где, однако, в эту толщу попадают и низы девона. При этом, как говорилось выше, вулканиты хоть и встречаются на разных уровнях, но в наиболее массовом количестве приурочены к верхам силура. В прогибе Каура, в частности, где последовательность отложений установлена достаточно надежно, они слагают верхнюю половину лудлова. Отложения зон относительных поднятий представлены также вулканогенно-осадочными

породами, но в среднем менее мощными, мелководными, фациально более изменчивыми и с относительно большим содержанием известняков.

### Тектонические движения в конце силура — начале девона

Орогенические движения в конце силура, известные в Австралии под названием орогенеза Баунинг, хотя сами по себе и не означали еще завершения геосинклинального режима, но явились первым событием в ряду событий, приведших в конце концов к консолидации геосинклинали Лаклан. Начиная с этого момента геосинклиналь Лаклан вступила в заключительную стадию развития, продолжавшуюся в раннем девоне и закончившуюся в конце раннего — начале среднего девона.

Орогенез Баунинг так или иначе проявился почти на всей площади геосинклинали Лаклан, но в разной форме и с разной интенсивностью в различных ее частях.

В восточной части он выразился в наиболее отчетливой форме. Для этих мест, за исключением прогиба Хилл-Энд, были характерны абсолютные поднятия и складкообразование (см. рис. 26). Породы силура здесь отделены от девонских пород, как правило, угловым несогласием, иногда довольно значительным. В наиболее деформированных зонах описываются складки с наклоном крыльев до  $50-60^\circ$  (в северо-восточных районах, штата Виктория), а местами даже лежащие (в меридиональном поясе, проходящем через район Канберры). К этому времени было приурочено внедрение гранитоидных интрузий конкордантного типа, представленных крупными массивами мусковитовых гранитов, гранодиоритов и адамеллитов.

Характерной чертой интрузий является удлиненная форма и вытянутость по простирацию структурных элементов. Точная оценка роли этого гранитоидного комплекса не всегда возможна по условиям их изученности. Однако в тех районах, которые исследованы лучше, установлено большое его значение. Это показано, например, для окрестностей Канберры А. А. Опиком [132]. По его заключению, орогенез Баунинг выразился здесь не столько в деформациях земной коры, сколько в ее «магматической консолидации» за счет мощного внедрения гранитоидов (порфиоров). Большую роль данного интрузивного комплекса отмечает также Р. Ратлэнд [138], считая, что граница силура и девона (с абсолютным возрастом около 400 млн. лет.) была главной эпохой силур-девонского магматизма. Комплекс орогенических явлений датируется поздним лудловом и местами, может быть, концом раннего лудлова — самым началом девона [14, 119], что согласуется и с определением абсолютного возраста гранитов, для которых К-А методом получены цифры от 400 до 385 млн. лет [13].

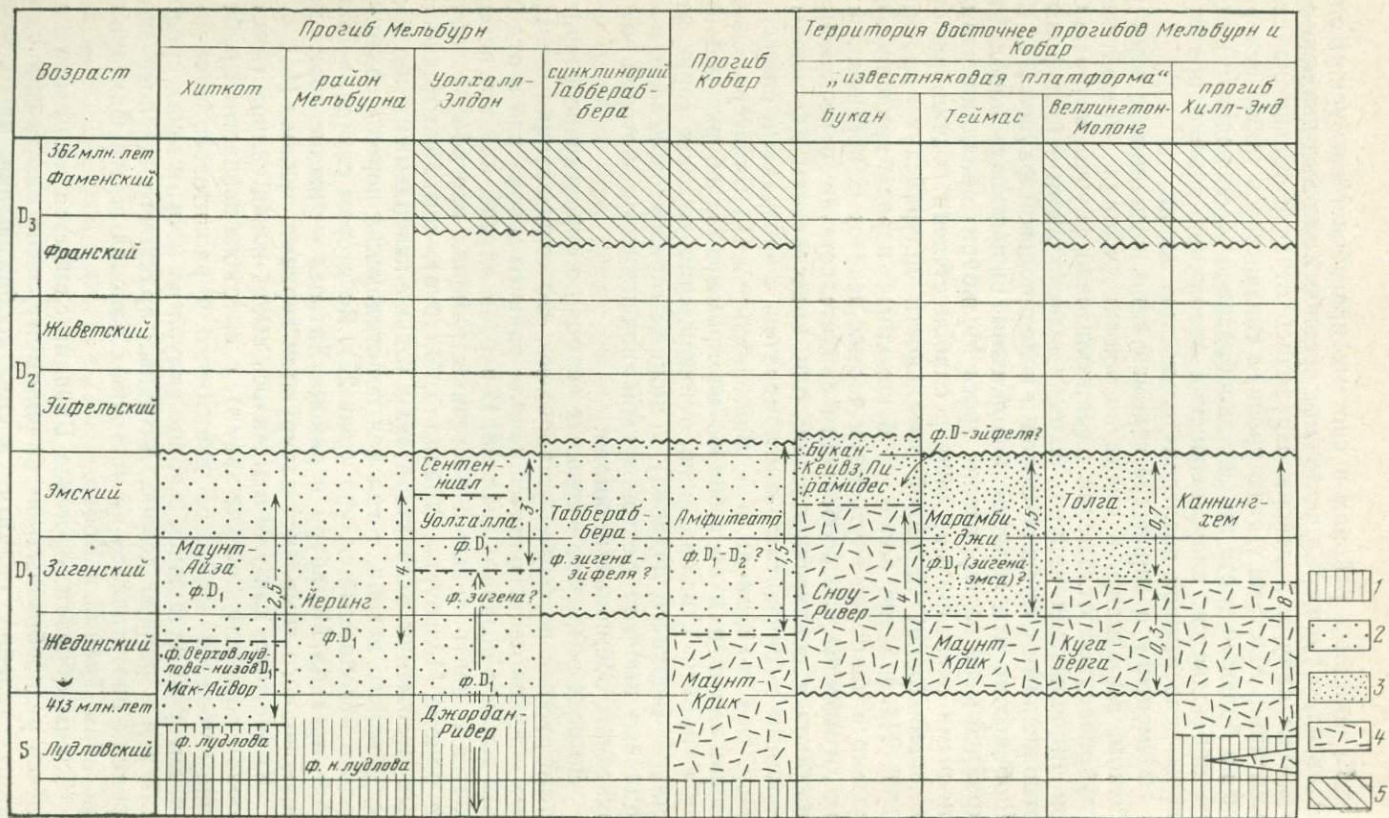
В западных районах в системе прогибов Мельбурн, Кобар, Эдавейл, а также и в восточном прогибе Хилл-Энд движения на границе силура и девона отразились отчасти только на седиментации. Местами с этим уровнем связан здесь также перерыв, но по большей части ни складкообразования, ни поднятий здесь не наблюдается: силур-девонские отложения обычно представлены непрерывной последовательностью пород.

Изменения в характере седиментации, связанные с этим рубежом, выразились в смене во многих районах относительно глубоководных отложений с граптолитовой фауной, которые были типичны для силура, более мелководными — шельфовыми отложениями с брахиоподовой и пелециподовой фауной [14, 156]. Любопытно, что области накопления шельфовых пород (по крайней мере на территории трога Мельбурн) обладают изометричными очертаниями, лишь в слабой степени подчиняясь субмеридиональной линейной зональности силурийских прогибов [156]. Накопление более глубоководных пород продолжалось только в наиболее внутренних частях некоторых прогибов, но и их литологические особенности свидетельствуют о беспокойной обстановке осадконакопления; они представлены флишевыми толщами с горизонтами конгломератов, с признаками оползания и пр. Все это позволило А. Ванденбергу и Н. Шляйгеру, специально изучавшим этот вопрос на примере Мельбурнского прогиба, прийти к заключению о накоплении верхних горизонтов силура (верхнего лудлова) и нижних горизонтов девона в обстановке высокой тектонической подвижности, которой были охвачены обширные площади.

Во всех разрезах, в которых возможно определение возраста этого рубежа по фауне, установлено, что седиментация шельфовых осадков происходила с начала раннего девона или в отдельных зонах с позднего лудлова. В первом случае, как это наблюдается в центральных и восточных районах прогиба Мельбурн (в районе Мельбурна, Уолхалла, Элдона), комплекс мелководных отложений охарактеризован только ископаемыми не древнее нижнего девона, тогда как подстилающие породы содержат только ископаемые силура (рис. 27). Во втором случае — на западе прогиба Мельбурн в районе Хиткота — нижние горизонты мелководного комплекса датируются верхами лудлова [14].

Кроме того, как уже отмечалось выше, конец силура (и в основном позднелудловское время), т. е. тот же возрастной рубеж, ознаменовался вспышкой дацитового и риолитового вулканизма, который начавшись в конце силура во многих зонах продолжался и в раннем девоне. Активный вулканический пояс этого времени протягивался из восточных районов штата Виктория к прогибам Трандл и Кобар.

Таким образом, орогенез Баунинг слагается из целого комплекса разнообразных, но, по-видимому, тесно между собой связанных явлений: поднятия и складкообразования на востоке



геосинклинали Лаклан, изменения палеогеографической обстановки и условий седиментации (несомненно, имеющего под собой серьезную подоплюку в изменении характера тектонических движений) на большей ее территории, гранитоидного интрузивного магматизма и, может быть, вулканизма. По возрасту данный орогенез достаточно точно соответствует позднекаледонской фазе складчатости.

### Отложения и тектоническая обстановка раннего девона

Если тектонический режим геосинклинали Лаклан в кембрии, ордовике и силуре безоговорочно может расцениваться как геосинклинальный, то для раннего девона такое определение выглядело бы слишком категоричным. По-видимому, правильнее считать ранний девон временем отмирания геосинклинальной активности, но в то же время это еще не орогенная стадия. Свойственные более ранним этапам глубокоководные трюги к этому времени в основном прекратили свое существование, и нижнедевонские породы сложены главным образом мелководными, шельфовыми, а в верхних горизонтах частично даже континентальными, терригенными (в основном песчано-алевролитовыми) разностями с большим или меньшим, но почти всегда подчиненным количеством мелководных известняков. Местами (в прогибе Эдавейл) отмечаются даже эвапориты. Вместе с тем накопление этих пород происходило в условиях хоть и компенсированного, но быстрого погружения, о котором свидетельствует значительная мощность нижнего девона, местами превышающая 3—4 км. Кроме осадочных пород большую роль в разрезах ряда районов играют кислые вулканиты.

Остановимся подробнее на описании этих толщ, особенно на вопросе их стратиграфического объема, имеющем непосредственное отношение к определению времени начала последующего орогенеза.

Западная система раннедевонских прогибов, в которых девонские отложения согласно залегают на силурийских, включает прогибы Мельбурн и Кобар. В них развиты близкие по составу нижнедевонские толщи, но в прогибе Кобар кроме осадочных пород имеются также вулканиты, отсутствующие в прогибе Мельбурн.

Рис. 27. Схема строения девонских пород на территории южной части области Лаклан (составил Ю. Г. Леонов по данным Д. Брауна и др., 1970; Strusz, 1960; Philip a. Pedder, 1964)

1 — отложения трюгов; мелководные отложения; 2 — преимущественно терригенные, 3 — карбонатные и карбонатно-терригенные; 4 — вулканогенные толщи, 5 — красноцветная моласса наложенных верхнедевонских впадин; *Ф* — фауна с указанием возраста. Абсолютный возраст границ девона — по данным Грина и Уэбба (1974); цифры со стрелками — мощность в км

Как уже говорилось, для прибортовых зон прогиба Мельбурн были свойственны мелководные (дельтовые, прибрежные) отложения, сменяющиеся вблизи его оси более глубоководными, частично флишевыми и флишоидными толщами [14, 13, 156]. Здесь описывается несколько типов разреза, в общих чертах похожих друг на друга. В районе Хиткота к нижнему девону (включая также и верхи лудлова) относятся песчаники и аргиллиты формаций Мак-Айвор и Маунт-Айза общей мощностью 2,5 км. У Мельбуерна нижний девон представлен формацией Иеринг, сложенной песчаниками и алевролитами с аргиллитами и известняками в верхних горизонтах; мощность формации около 4 км. В районе Уолхалла и Элдона, у восточной окраины прогиба, к нижнему девону принадлежат породы верхней части группы Джордан-Ривер и группы Уолхалла суммарной мощностью свыше 4 км. Они сложены песчаниками и глинистыми сланцами с линзами грубозернистых песчаников и конгломератов. Для группы Уолхалла типичны линзы известняков, а самые ее верхи (слои Сентениал) сложены аргиллитами с остатками наземной флоры. Все эти толщи охарактеризованы остатками брахиопод, пелеципод, трилобитов и кораллов раннего девона (не считая позднелудловских ископаемых в нижних слоях формации Мак-Айвор) не моложе зигена и, возможно, эмса. Лишь флора из слоев Сентениал определена как эмс-эйфельская, что, конечно, не указывает на присутствие здесь именно эйфельских отложений. Кроме того, фауна зигена — эйфеля имеется в породах формации Таббераббера в синклинии Таббераббера на восточной периферии прогиба Мельбурн.

В прогибе Кобар в основании рассматриваемого комплекса залегает толща эффузивов Маунт-Крик верхнего силура — нижнего девона. На ней согласно лежат породы формации Амфитеатр, представленные мелководными алевролитами, аргиллитами и песчаниками мощностью 1,5—2 км с обильной фауной раннего — среднего девона [14, 13].

Территория, расположенная к востоку от прогибов Мельбурн и Кобар, состояла из зоны устойчивых поднятий, лежащей непосредственно к востоку от прогиба Мельбурн, и еще одной — более сложно построенной зоны. Последняя в силуре состояла из системы прогибов и поднятий, описанных выше (см. рис. 26). В раннем девоне из этих прогибов полностью сохранился только прогиб Хилл-Энд, выполненный 8-километровой толщиной верхнесилурийских — нижнедевонских глинисто-граувакковых и вулканогенных пород. Остальные прогибы прекратили свое существование как самостоятельные структуры и большая часть занятой ими площади превратилась в более или менее единую зону, которая описана под названием «известняковой платформы Букан-Теймас-Молонг».

Девонские породы «платформы» несогласно залегают на более древних образованиях. Строение разрезов в разных ее час-

тях значительно варьирует в деталях, но в общих чертах для всей этой площади сохраняется близкая последовательность пород. В основании местами залегают конгломераты и песчаники небольшой мощности с растительными остатками. Выше располагаются толщи эффузивов (формации Сноу-Ривер, Маунт-Крик, Куга-Берга), мощность которых изменяется от 0,3 до 4 км. Точная датировка этих толщ затруднительна. Стратиграфическое положение их кровли меняется, но она заведомо не выходит за пределы нижнего девона. Верхним членом разреза являются начинающиеся на разных возрастных уровнях, сложно построенные карбонатно-терригенные толщи, представленные в основном разнообразными известняками и глинистыми породами, а также рифовыми массивами (формации Толга, Марамбиджи, Букан-Кейвз и др.), их мощность достигает 1,5 км.

Несмотря на то что карбонатно-терригенные толщи в изобилии содержат остатки пелеципод, брахиопод, кораллов и других организмов, оценка их возраста, в том числе возраста их кровли, противоречива. Д. Браун и др. [14] принимают точку зрения Д. Талента [152] и других авторов, считающих, что по меньшей мере часть этих пород относится к среднему девону — эйфелю и частично, может быть, к живету. Это мнение основано главным образом на изучении органических остатков из формаций Марамбиджи и Букан-Кейвз. В формации Толга (в районе Велингтон-Молонг) собрана только плохо определимая фауна и флора нижнего девона [150]. Позже Г. Филип и А. Педер [134], пересмотрев прежние данные и дополнив их изучением других групп ископаемых, в первую очередь головоногих моллюсков, пришли к выводу, что формация Марамбиджи (в бассейне р. Марамбиджи) и формация Букан-Кейвз (в бассейне р. Букан), а также согласно лежащие на них формации Пирамидес и др. целиком относятся к нижнему девону, и их наиболее молодые горизонты не могут быть моложе эмса. Этот вывод согласуется с представлениями о нижнедевонском возрасте формации Толга и, следовательно, верхнего члена разреза в прогибе Хилл-Энд — формации Каннингхем, возраст которой определяется по сопоставлению с формацией Тогла. Следует иметь в виду, что Д. Браун и др. [14] отнесли калькарениты Толга к эмсу — эйфелю, ссылаясь на данные К. Вольфа и Д. Штрусца [159, 150]. Однако у первого вообще ничего не говорится об их возрасте, а второй формацию Толга датирует как раз нижним девонем. Исходя из всех собранных ими данных, Г. Филип и А. Педер [134] пришли к заключению, что в Юго-Восточной Австралии вообще нигде нет морских пород среднего девона (см. рис. 27).

Таким образом, в большинстве районов области Лаклан рассмотренные породы датируются нижним девонем. В соответствии с выводами Г. Филипа и А. Педера наличие среднего девона на описываемой площади, несмотря на указания некоторых авторов на эйфельский возраст верхних горизонтов этих пород,

представляется сомнительным. Обращает на себя внимание также присутствие в самых верхних слоях нижнего девона отложений с остатками наземной растительности, свидетельствующих о континентальной обстановке этого времени. Все это позволяет достаточно надежно датировать начало орогенеза Таббераббера, приведшего затем к длительному воздыманию, эмсом — началом среднего девона. Б. Вибби полагает, что этот процесс начался в позднем эмсе с инверсии прогибов Мельбурнской зоны и затем в эйфеле распространился на всю территорию геосинклинальной области Лаклан.

### Тектонические движения в среднем и позднем девоне

Перерыв в осадконакоплении, связанный с орогенезом Таббераббера, охватывает средний девон или его большую часть. Следующий комплекс отложений начал формироваться не раньше франского века уже в совершенно других условиях. Кроме общего поднятия, которое, по мнению многих авторов, например Д. Брауна и др., [14], не было особенно мощным и привело только к слабому горообразованию, средний девон был временем интенсивного магматизма и деформаций, завершивших формирование структуры складчатой области, образовавшейся на месте геосинклинали Лаклан. Все более молодые отложения, начиная с верхнедевонских, повсюду, кроме поднятия Молонг-Кэйперти, залегают с угловым несогласием на породах нижнего девона или более древних (рис. 28). Они дислоцированы гораздо слабее, деформации в них представлены главным образом полными крупными складками [125].

Складкообразование закончилось также в среднем девоне. Это устанавливается по характеру соотношения деформированных нижнедевонских толщ с прорывающими их послескладчатыми интрузиями среднедевонского гранитоидного комплекса. Последний представлен дискордантными интрузиями гранодиоритов, микроклиновых гранитов, адамеллитов и диоритов округлой или овальной формы. Их ориентировка в отличие от конкордантных интрузий силура — раннего девона обычно (за исключением восточных районов геосинклинали Лаклан) не зависит от простирающихся складчатых структур; местами они даже располагаются поперечно по отношению к ним [14]. Возраст гранитоидов определяется средним девонем, скорее всего его верхами, на основании данных абсолютного возраста (385—345 млн. лет по К-Аг методу) и исходя из трансгрессивного залегания на них отложений верхнего девона.

Структурная позиция этого гранитоидного комплекса весьма показательна. Дело в том, что орогенез в области Лаклан начался в соответствии с материалами, рассмотренными выше, в раннем эйфеле или скорее даже в конце раннего девона (эмс?).

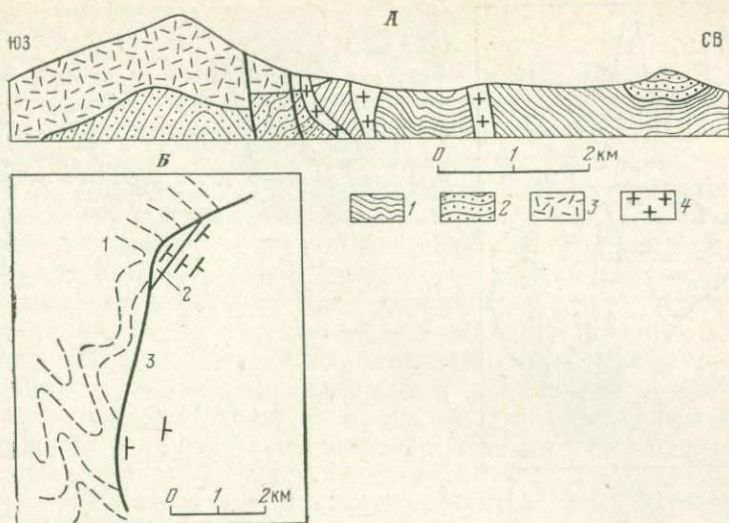


Рис. 28. Характер соотношения верхнедевонских и более древних пород в некоторых пунктах области Лаклан (Богданов, 1967)

А — разрез через зону Мельбури в районе водохранилища Элдон (D. Thomas): 1 — силур; 2 — нижний девон; 3 — верхний девон (риолиты и их туфы); 4 — граниты нижнего карбона. Б — структурная схема района Таббераббера (D. Talent): 1 — ордовик, 2 — нижний девон, 3 — верхний девон

В отложениях этого возраста имеются признаки перехода к континентальным условиям осадконакопления. Но тектонический план эмса и той эпохи, в течение которой развивалось складкообразование и которая, вероятно, соответствует либо эйфелю [119], либо началу эйфеля, полностью подчинялся еще прежнему — геосинклинальному плану зональности. Начиная же с внедрения среднедевонского интрузивного комплекса, не считающегося с только что сформированной перед этим складчатой структурой, обстановка на рассматриваемой площади изменилась, и более молодые движения и структуры стали развиваться в значительной степени независимо от более ранней тектонической зональности.

Одним из существенных отличий позднедевонской эпохи от среднедевонской является большая контрастность движений в позднем девоне, приведшая к формированию не только орографически выраженных поднятий, но и очень глубоких впадин, заполненных молассовыми толщами. В среднем девоне образования впадин не происходило. Все сводилось к воздыманию, да и то, как уже подчеркивалось, вероятно, умеренной амплитуды. Другой не менее важной особенностью позднедевонских движений является значительно более крупный, чем в среднем девоне, размер захваченной ими площади. Если среднедевонские движения были сконцентрированы в основном в области Лаклан, то

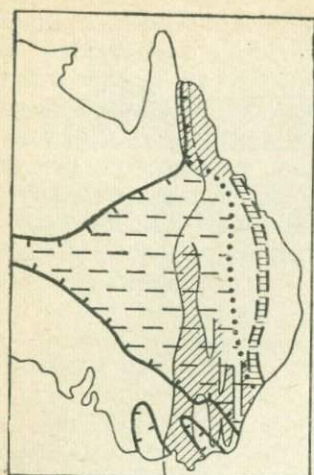


Рис. 29. Соотношение силурийской и позднедевонской палеотектонической и палеогеографической зональности в Восточной Австралии (составил Ю. Г. Леонов по данным Д. Брауна и др., 1970; К. А. W. Crook, 1967)

1 — силурийская зональность геосинклинали Лаклан; 2 — бассейны с преимущественно континентальным осадконакоплением позднего девона; 3 — нормальное положение береговой линии в позднем девоне; 4 — позднедевонская андезитовая островная дуга (геосинклиналь Новой Англии)

в поднятия позднего девона были втянуты также обширные пространства за ее пределами — область Аделаида и часть Австралийской платформы. При этом значительная, возможно, основная часть обломочного материала, которым заполнялись позднедевонские впадины, поступала с активизированной внутренней части континента [115].

Наконец, для позднего девона, точнее начиная со времени внедрения дискордантных интрузий, был типичен наложенный характер структур.

По Д. Брауну и др. [14], в позднем девоне «в геосинклинали Лаклан древние трюги прекратили свое существование и на их месте в условиях нового режима осадконакопления и на обширной площади формировались толщи континентальных и частично паралических осадков» (с. 121). Образовавшиеся в позднем девоне впадины имеют наложенный характер; «разрезы верхнего девона и карбона совершенно не испытали влияния довернедевонского структурного плана и отвечают принципиально новому этапу развития» [13, с. 62]. Их очертания в общем не зависят от конфигурации геосинклинальных структур ордовика — силура и даже раннего девона, хотя последние в какой-то мере влияли на распределение отложений внутри впадин.

Общая картина палеогеографической зональности всей Восточной Австралии в позднем девоне и ее соотношение с геосинклинальными структурами предшествующих этапов изображены на рис. 29. В более крупном масштабе те же соотношения представлены для южной части области Лаклан на рис. 26.

В южной части области Лаклан образовались две впадины.

Одна из них наиболее крупная и обладающая сложным внутренним строением занимает юго-восточную часть штата Виктория и центральную и юго-восточную часть штата Новый Южный Уэльс. Другая, меньшая по размерам, впадина Грампиан расположена на западе штата Виктория (см. рис. 26, 29). Верхнедевонские породы во впадинах сложены светлыми и красноцветными обломочными породами — кварцевыми и аркозовыми песчаниками, в меньшей степени алевролитами, аргиллитами и (преимущественно в базальных слоях) конгломератами. Эти толщи представляют собой классические образования типа древнего красного песчаника [115]. Преобладают континентальные образования, но на востоке (в юго-восточных районах Нового Южного Уэльса) появляются и морские мелководные отложения. Весь этот комплекс накопился в условиях огромной дельты, куда, по заключению К. Крука, поступал материал как из внутренних районов Австралийского материка, так и с размывающихся поднятий внутри складчатой области Лаклан. В восточных районах штата Виктория значительная часть разреза верхнего девона (мощностью около 1 км) сложена вулканическими породами риолитового и дацитового состава. В небольших количествах риолит-дацитовые вулканы известны также во впадинах за пределами штатов Виктория и Новый Южный Уэльс в более северных частях области Лаклан. Площадь их распространения соответствует четко очерченной провинции дацит-риолитового и отчасти базальтового вулканизма, которая противопоставляется провинции андезитового вулканизма в геосинклинали Новой Англии.

Мощность верхнедевонских красноцветных отложений сильно колеблется. Как правило, она составляет первые километры, но во впадине Грампиан доходит до 7 км. Возраст отложений по ихтиофауне и флоре определяется в основном в пределах верхнего девона; однако здесь возможно присутствие и низов каменноугольной системы в их верхних горизонтах [14, 125]. Существует, правда, предположение о каменноугольном возрасте большей части красноцветов во впадине Грампиан. Однако оно не подкрепляется никакими палеонтологическими аргументами, а, исходя из общей палеотектонической ситуации в позднем девоне и по аналогии с остальными впадинами, естественнее выглядит предположение о верхнедевонском возрасте главной массы отложений также и во впадине Грампиан.

С заключительной фазой описываемого развития было связано внедрение еще одного гранитоидного комплекса. По составу гранитоиды близки к среднедевонским гранитоидам и, так же как в случае последних, их ориентировка не зависит от геосинклинального тектонического плана. По возрасту они отвечают концу девона или началу карбона: они прорывают верхнедевонские отложения, а их абсолютный возраст оценивается в 300—350 млн. лет [13].

## Выводы по истории развития в девоне

Подытоживая сказанное, следует обратить внимание на более сложное развитие области Лаклан в девоне по сравнению с большинством других каледонских областей. С этой точки зрения она сходна лишь с Северными Аппалачами: последовательность и хронология главных событий девонской истории оказываются в них очень сходными.

Сложность девонской истории области Лаклан вызвана прежде всего тем, что в ней в противоположность всем ранее рассмотренным районам, кроме Северных Аппалачей, в девоне продолжалось еще развитие по геосинклинальному плану. Формирование впадин, заполненных молассой и типичных практически для всех каледонид, началось здесь только в позднем девоне. Тем не менее, несмотря на отличия, в девонской истории области Лаклан прослеживаются некоторые параллели с историей других областей. Это сочетание индивидуальности с рядом общих черт делает ее особенно интересной для анализа. Однако такого рода анализ подразумевает наличие сравнительного материала, в связи с чем его удобнее отложить до раздела, специально посвященного сравнительной характеристике разных областей. Пока же подчеркнем наиболее важные для этой цели данные по истории развития области Лаклан в девоне.

Следует обратить внимание на позднекаледонскую орогеническую фазу Баунинг на границе силура и девона (или в конце силура). Сам по себе орогенез Баунинг имел для области Лаклан важное, но не решающее значение. Вызвав ослабление подвижности, он, однако, не привел к окончательной ликвидации геосинклинальных условий. После него в геосинклинальной области появились некоторые элементы, в какой-то степени выпадающие из общей продольной (геосинклинальной) зональности, как, например, изометрические очертания районов седиментации шельфового типа на территории и по периферии прогиба Мельбурн. В совокупности с другими особенностями раннедевонской седиментации это указывает на некоторую вялость геосинклинального режима и на начавшийся процесс отмирания геосинклинального плана движений. Кроме того, свойственная раннему девону полная компенсация прогибов свидетельствует о поступлении в них больших масс обломочного материала, что, в свою очередь, связано, вероятно, с резким усилением восходящих движений в начале девона в положительных структурах и по периферии области Лаклан. В то же время этот процесс, хотя и привел к ослаблению прежних тенденций развития, но не разрушил их полностью.

Орогенез Баунинг и последовавшие за ним преобразования оказываются еще более любопытными, если подойти к ним с более общей точки зрения, как к процессам, по времени совпа-

дающим с началом девонских орогенических движений во многих других каледонских складчатых областях. Это совпадение скорее всего не случайно и отражает общие тенденции развития всех этих областей.

Выше отмечалось, что сохранение в определенной мере прежних тенденций развития, а главным образом прежнего плана тектонической зональности и простираения структурных элементов прослеживается вплоть до эпохи складкообразования в начале среднего девона, т. е. до кульминации орогенеза Таббераббера, в ходе которого была сформирована структура складчатой области Лаклан. Этой кульминацией, о которой можно говорить как об орогенической фазе Таббераббера, закончилась последняя фаза истории развития, в течение которой еще значительная роль принадлежала, по-видимому, геосинклинальному процессу. Влияние его почти совсем не заметно в эпоху накопления более молодых отложений и становления более молодых интрузивных комплексов.

Кроме их дискордантного залегания, отмечавшегося многими исследователями, самостоятельность орогенных комплексов подчеркивается существенно аллохтонным характером обломочного материала верхнедевонских толщ. Палеогеографические реконструкции для позднедевонской эпохи [115] указывают на то, что кроме собственно области Лаклан (в которой движения были наиболее интенсивными и контрастными) поднятиями позднего девона была охвачена огромная площадь за ее пределами — как территория Аделаиды, так и внутренние области Австралии, причем именно внутренние районы докембрийской Австралийской платформы поставляли большую часть обломочного материала. Тот факт, что область Лаклан являлась лишь частью этой обширной активизированной площади, также наводит на мысль о полностью не связанной с геосинклинальным процессом природе позднедевонских движений.

В итоге намечается такая последовательность тектонических и магматических процессов в девоне:

поднятия, складкообразование в отдельных зонах, интрузивный гранитоидный магматизм, переход от относительно глубоководных условий седиментации в трогах к мелководной седиментации в основном шельфового типа на границе силура и девона и в позднем лудлове (орогенез Баунинг);

этап довольно интенсивного осадконакопления в компенсированных прогибах, охватывающий раннедевонскую эпоху; в конце этапа (вероятно, в эмсе) местами отмечается переход к накоплению континентальных отложений;

складчатость Таббераббера в среднем девоне, вероятнее всего в его начале, вызвавшая деформацию геосинклинальных толщ;

внедрение гранитоидов, дискордантных относительно складчатой структуры;

позднедевонский — раннекаменноугольный этап горообразования и формирования впадин.

### История тектонического развития Тасмании

Территория Тасмании обладает многими особенностями, которые если и не противоречат ее включению в область Лаклан, то только на правах в известной мере самостоятельного элемента.

Кульминация геосинклинального (эвгеосинклинального) развития Тасмании приходится на кембрий, в течение которого накопились вулканогенно-осадочные породы серии Дандас огромной мощности (10 км). В начале ордовика здесь были складчатость и горообразование, известные под названием орогенеза Джукс. Орогенез сопровождался образованием грабенов, заполненных грубой континентальной молассой тремадока мощностью до 2 км.

Начиная с аренига и до зигена включительно, т. е. на протяжении почти всего ордовика, силура и раннего девона, в шельфовых условиях накапливался комплекс мелководных терригенных и карбонатных отложений. Его суммарная мощность достигает 4 км, однако большая часть приходится на породы ордовика. В послеордовиковское время седиментация и прогибание были очень медленными. Об этом свидетельствует небольшая (1 км) мощность пород, принадлежащих к верхам ордовика, силуру и нижнему девону (что соответствует скорости седиментации и прогибания около 20 м/млн. лет, см. табл. 4). Таконские и позднекаледонские движения на Тасмании не выражены.

Период времени от ордовика до раннего девона был временем тектонического спокойствия с платформенным режимом движений и седиментации. В среднем — позднем девоне, т. е. спустя 100 млн. лет после орогенеза Джукс, территория Тасмании вновь подверглась интенсивным деформациям, сопровождавшимся гранитоидным магматизмом. По мощности проявления средне-позднедевонский орогенез Тасмании не уступал аналогичному орогенезу в континентальной части области Лаклан [14, 125].

В подобной ситуации очевидна самостоятельность средне-позднедевонского орогенеза Тасмании, который проявился после длительного платформенного (по режиму движений) этап развития.

# ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕВОНСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ПРЕДШЕСТВОВАВШИМИ ЭТАПАМИ РАЗВИТИЯ В ОБЛАСТЯХ КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

---

## ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Опираясь на рассмотренные выше данные по истории становления большинства каледонских складчатых областей земного шара и режиму их движений и магматизма в девоне, можно обрисовать главные закономерности этих процессов, что позволит, в свою очередь, дать ответ на один из главных вопросов настоящего исследования, правомерно ли считать девонский орогенез естественным, т. е. обусловленным самой природой геосинклинального процесса, следствием предшествующего геосинклинального развития. В этом отношении для нас особенно интересны следующие два обстоятельства. Первое — это высокая степень сходства между девонскими тектоническими движениями и магматизмом почти во всех областях, которые выделяются как области каледонской складчатости. Это сходство, как будет показано ниже, выражается как в близости тектонического режима, так и приблизительно в одинаковой последовательности и одновременности главных этапов девонской истории и кульминаций тектонической и магматической активности. Второе обстоятельство, напротив, заключается в гетерогенности додевонской истории областей девонского орогенеза, среди которых имеются тектонические элементы с разным характером подвижности в раннем палеозое — силуре.

Указанным двум обстоятельствам придается большое значение. Близкая последовательность движений и сходство тектонического режима в областях девонского орогенеза неизбежно свидетельствуют о существовании какой-то общей причины этого орогенеза, о том, что девонский орогенез, в каких бы районах земного шара он ни происходил, развивался за счет одного и того же общего процесса, а не за счет локальных, не связанных между собой движений того или иного региона. Тот же факт, что однотипные девонские движения в каледонидах противопоставляются, как мы уже частично видели, отчетливо неодинаковым тектоническим условиям их додевонского развития, свидетельствует об отсутствии прямой — генетической связи между этими явлениями.

Логика данного рассуждения достаточно проста: очевидно, если какие-либо два следующие одно за другим явления (в данном случае геосинклинальное развитие и орогенез) рассматриваются как последовательные и закономерные стадии одного процесса (т. е. как стадии, обусловленные самой природой процесса), то подразумевается, что более позднее явление (орогенез) должно находиться в зависимости от более раннего явления (геосинклинальная стадия), или что последующее явление есть в какой-то мере функция предыдущего. Вариации в развитии на первой стадии неизбежно должны в этом случае приводить к закономерно связанным с ними вариациям на второй стадии. Применительно к нашему случаю это означает, что если бы девонский орогенез был бы действительно естественной заключительной стадией геосинклинального процесса, то за его однообразием должно было бы стоять однообразие условий на геосинклинальной (в собственном смысле слова) стадии. Если этого не наблюдается, то взгляд на эти явления как на стадии единого процесса приводит к абсурду: возникает противоречие между предполагаемой причиной — сильно варьирующей обстановкой на додевонской доорогенической стадии развития и повсеместно одинаковым следствием — девонским орогенезом. Если же вопреки этому пытаться защищать представление об их генетическом родстве, то для этого остается только опираться на последовательность событий в некоторых зонах, в которых стадия геосинклинального прогибания непосредственно сменилась стадией горообразования. Часто в этом действительно усматривают главный аргумент. Однако даже с точки зрения отвлеченной логики этого явно недостаточно, поскольку нельзя исключить возможность простого совпадения во времени.

Прежде чем перейти к обобщению ранее рассмотренных данных по областям каледонской складчатости, следует сделать некоторые пояснения в связи с употреблением таких терминов, как «геосинклиналь» и «геосинклинальная стадия». Необходимость в пояснениях возникает из-за того, что в данной работе геосинклинальное развитие (геосинклинальная «стадия») отрывается от орогенеза и противопоставляется ему. Это противоречит более принятому в СССР пониманию термина «геосинклиналь». Обычно он охватывает и геосинклинальную в узком смысле и орогенную стадии развития складчатых областей (в предположении, что это последовательные стадии одного процесса).

Из предыдущего, по-видимому, ясно, что термин «геосинклиналь» (и все производные от него) автором применяется только к доорогенной стадии развития подвижных областей. Вместе с тем мне бы не хотелось, да в этом и нет никакой необходимости, останавливаться на определении этого термина и пытаться очертить границы тех режимов, которые в данной работе

именуются геосинклинальными. Это сделать было бы нелегко, так как при существующем разнообразии тектонических режимов и постепенных переходов между ними задача их классификации требует введения каких-то более строгих критериев, чем те чисто словесные характеристики, которыми обычно пользуются. Для целей данной работы нет необходимости в точном определении термина «геосинклиналь» и связанных с ним терминов, поскольку главная ее задача — проиллюстрировать независимость процесса девонского горообразования от процессов, управляющих развитием «каледонских областей» до девона. Этот вывод в чистой форме не зависит от каких бы то ни было определений; можно было бы назвать эти процессы не геосинклинальными и орогенными, а хотя бы процессом «А» и процессом «Б», или как-то иначе. Существо дела от этого не изменилось бы.

В данной работе название «геосинклиналь» применяется в основном для обозначения достаточно типичных структур этого рода. В остальных случаях гораздо важнее было показать конкретную палеотектоническую и палеогеографическую обстановку с тем, чтобы читателю вне зависимости от терминологии (которая временами может скорее запутать, чем прояснить дело) было ясно, о чем идет речь. Именно с этой целью в региональных описаниях большое место уделено характеристике отложений и движений по существу, особенно в тех далеко не редких случаях, когда режим движений того или иного района оказывается «нетипичным», «промежуточным» и т. п., т. е. не укладывается, или может быть уложен лишь субъективно, в традиционную, но слишком упрощенную схему: геосинклиналь — платформа.

#### ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ДО ЭПОХИ ДЕВОНСКОГО ОРОГЕНЕЗА

Обращаясь к додевонской истории развития областей, выделяемых, как правило, под названием областей каледонской складчатости, легко убедиться в том, что большая их часть в той или иной форме прошла или завершила в палеозое геосинклинальную стадию развития или, во всяком случае, стадию более или менее активных погружений с накоплением мощных толщ отложений «геосинклинального типа». Большинство областей после этого подверглось деформациям, которые во времени проявления большей частью соответствуют представлению о заключительной складчатости. Наиболее отчетливо из числа областей такого рода выпадают лишь Восточная Гренландия, Шпицберген и Аделаида, которые по режиму тектонических движений в раннем палеозое вряд ли могут быть без натяжки причислены к категории геосинклинальных структур. Тем не

мене и они были достаточно интенсивно деформированы в интервале между кембрием и девоном.

Собственно, на этом и кончается сходство между интересующими нас областями. По степени активности тектонических движений, седиментации и магматизма, а также времени завершения геосинклинального развития они оказываются чрезвычайно разными.

По времени окончания геосинклинальной стадии развития и возрасту главной складчатости (после которой складчатая структура не подвергалась существенным усложнениям, а прогибания геосинклинального типа не возобновлялись) описанные в данной работе области образуют определенный ряд (рис. 30). Если их расположить последовательно от областей с более древним к областям с более молодым возрастом консолидации, то на одном краю этого ряда будут находиться наиболее «молодые» области — Северные Аппалачи и Лаклан, геосинклинальное развитие которых продолжалось до раннего девона, на другом — салаириды Минусинского района.

Для складчатых областей Северных Аппалачей и Лаклан характерно развитие в геосинклинальном режиме с наличием зон эвгеосинклинального и миогеосинклинального типа. Не считая орогенических движений вблизи границы силура и девона и в девоне, активные геосинклинальные прогибания временами прерывались фазами поднятия и складкообразования и в додевонское время. Из их числа более общее (не локальное) значение имеют позднеордовикская таконская складчатость Северных Аппалачей и близкая ей по возрасту (конец ордовика — начало силура), но более умеренная по масштабам проявления складчатость Бенембран Австралии.

В целом развитие такого рода в данных областях продолжалось от позднего докембрия — кембрия (Аппалачи) и кембрия (Лаклан) до раннего девона включительно, но с постепенной редукцией геосинклинального режима в конце этого времени, благодаря чему силур — ранний девон в Северных Аппалачах и ранний девон в области Лаклан рассматриваются в качестве специфического заключительного этапа существования геосинклинали; особенно ярко эта специфика проявилась в случае Северных Аппалачей<sup>1</sup>. В обоих случаях, однако, особое место занимает конец раннего девона (конец эмса в геосинклинали Лаклан, эмс полностью или частично в Аппалачах) как этап повсеместного и окончательного перехода к воздыманию и накоплению отложений в континентальных условиях.

Акадский орогенез (в узком смысле слова) и орогенез Таббераббера в этих областях, приуроченные к первой половине

---

<sup>1</sup> Многие австралийские геологи рассматривают режим развития области Лаклан в силуре — раннем девоне как «паратектонический» в отличие от ортотектонического режима на более ранних этапах [149].

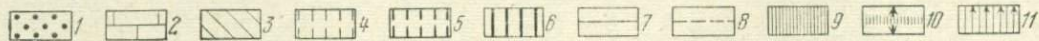
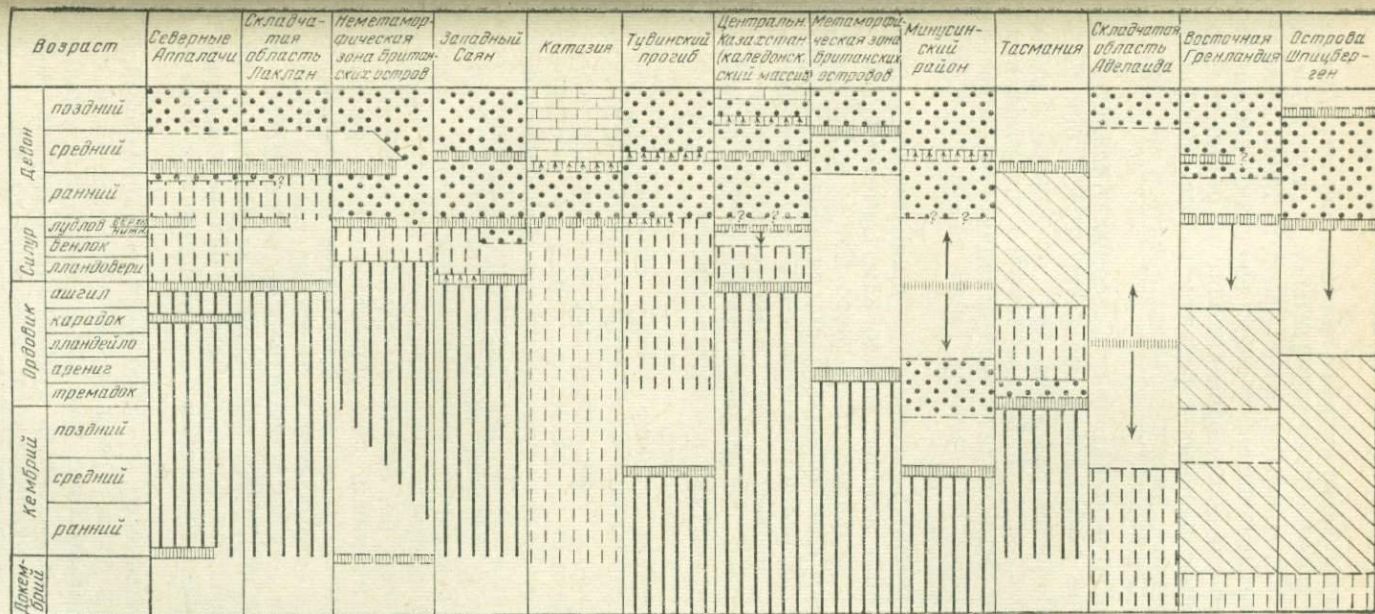


Рис. 30. Эволюция тектонического режима в областях каледонской складчатости в раннем — среднем палеозое (составил Ю. Г. Леонов)

Тектонический режим: 1 — орогенный (горообразование с накоплением грубой континентальной молассы во впадинах); 2 — типично платформенный и средних массивов; 3 — платформенный или близкий к платформенному (недифференцированные эпиконтинентальные бассейны с мелководными отложениями умеренной мощности); 4 — многоосинклинального типа (авулканические, длительно, но с умеренной скоростью опускавшиеся прогибы с терригенными и карбонатно-терригенными сравнительно глубоководными отложениями); 5 — заключительные стадии геосинклинального развития, остаточных прогибов (активные, дифференцированные, но компенсированные или почти компенсированные прогибы с мощными толщами в основном морских отложений — пестроцветная морская моласса, компенсированные прогибы на шельфе и т. п.); 6 — активного геосинклинального (ортогеосинклинального) типа, смешанного эв- и многоосинклинального типа; границы этапов и орогенических фаз: 7 — с надежно установленным возрастом; 8 — приблизительные; 9 — орогенические фазы (фазы складчатости); 10 — орогенические фазы неопределенного возраста (стрелками показаны возможные интервалы); 11 — поднятия, местами со слабым складкообразованием

среднего девона — эйфелю или скорее к началу эйфеля, обычно рассматриваются в качестве заключительной складчатости. По времени это действительно так, но по своей природе данные процессы, хорошо вписывающиеся в ритм девонских движений в масштабе всего земного шара, явно выходят за рамки только региональных явлений, связанных с развитием только данных геосинклиналей и, видимо, должны рассматриваться на фоне девонских движений вообще.

В сходстве тектонической истории Северных Аппалачей и области Лаклан самое любопытное, пожалуй, то, что они расположены на максимальном удалении друг от друга — в диаметрально противоположных районах земного шара. И при этом из числа всех областей каледонской складчатости, если не говорить о второстепенных по размерам зонах, только им и был свойствен данный тип развития.

Следующую по времени окончания геосинклинального развития группу составляют поздние каледониды Неметаморфической зоны Британских островов, Западного Саяна и Катазии, сюда же относится вся или большая часть каледонид Скандинавии, которые нами не рассматривались. Во всех этих областях геосинклинальное развитие (эв- и многогеосинклинального характера) продолжалось до позднего силура и, как правило, завершилось в конце силура позднекаледонской складчатостью.

Перечисленные области в какой-то мере объединяет также близкое время заложения геосинклинальных прогибов и то, что они в основном возникли на уже консолидированном кристаллическом основании. Начало их развития относится к кембрию или незадолго до него. Более точно время их заложения определяется в Неметаморфической зоне британских каледонид, геосинклинальные прогибы которой возникли в основном в кембрии на складчатом основании позднекембрийского (дальсландско-кадомского) возраста. В Западном Саяне возраст этого рубежа менее ясен, но, во всяком случае, в кембрии Западно-Саянская геосинклиналь уже существовала. С кембрия также началось активное развитие Катазиатской геосинклинали. Общим для них оказывается и то, что на геосинклинальном этапе развития в них не происходило крупных орогенических движений (типа, например, таконской складчатости в Аппалачах). Те орогенические фазы, которые в них устанавливаются, не выходят за рамки умеренных по интенсивности локальных движений.

Что касается подвижности, тектонической и магматической активности, то все эти области весьма неравноценны. Если сопоставить их по таким показателям, как скорость погружения и осадконакопления, интенсивность вулканизма и степень дифференцированности геосинклинального бассейна, то первое и второе места займут соответственно Неметаморфическая зона

Скорость осадконакопления в раннем — среднем палеозое  
в областях каледонской складчатости

Район	Стратиграфический интервал	Время, лет млн. лет	Мощность, км	Средняя скорость осадконакопления, м/млн. лет
<b>Британские острова (Неметаморфическая зона)</b>				
Озерный округ	Верхний силур	15 (?)	4	266 (?)
Плинлиммон	Лландовери	10 (?)	2,4	240 (?)
Купол Харлех	Кембрий	70	4,5	64
Южная Шотландия	Венлок	10 (?)	7,5	750 (?)
Западная Ирландия	Арениг	15 (?)	10	666 (?)
<b>Британские острова (в целом)</b>				
Оркадская впадина	Средний — верхний девон	40	6	150
Каледонская впадина	Нижний девон	20	6	300
Англия, Уэльс	Девон	60	4,5	75
<b>Восточная Гренландия</b>				
	Нижний — средний (?) кембрий	45	1	20,2
	Арениг — тремадок	30 (?)	1,3	43 (?)
	Арениг — средний карадок	50 (?)	2	40
	Средний — верхний девон	40	7—8	175—200
<b>Шпицберген</b>				
	Кембрий — нижний ордовик	90	1,5	17
	Нижний — средний девон	40	6,5	162,5
<b>Центральный Казахстан (каледонский массив)</b>				
	Лландовери — венлок	20 (?)	5,7	285
	Нижний девон (внешняя оторочка вулканического пояса)	20	2,5	125
	Нижний девон (внутренняя часть вулканического пояса)	20	5	250
	Девон	60	5—7	83—117
<b>Алтае-Саянская область</b>				
Минусинский район	Нижний девон — эйфель	30	3	100
	Живет — средний девон	30	3,7	123
	Девон	60	6,7	112
Тувинский прогиб	Ордовик (?)	60 (?)	4	66 (?)
	Верхи лландовери — венлок	15 (?)	2,5	166 (?)
	Верхний силур	15 (?)	2,2	146 (?)
	Ордовик — силур	90	8,7	97
	Нижний девон	20	2,5	125
	Средний — верхний девон	40	6,3	157
	Девон	60	8,8	147

Район	Стратиграфический интервал	Время, млн. лет.	Мощность, км	Средняя ско- рость осадко- накопления, м/млн. лет
Западный Саян	Нижний кембрий	25	Более 5	Более 200
	Ордовик	60	9,5	160
	Силур (в унаследованных геосинклинальных прогибах)	30	6	200
	Верхний силур (в наложенных впадинах)	15	3	200
	Девон	60	3,5	60
Катазия	Кембрий	70	Более 3	Более 43
	Ордовик	60	» 2	» 33
	Силур	30	» 2	» 60
	Силур (в зоне Цзиннянь)	30	3	100
	Девон	60	1,5	25
Австралия	Кембрий	70	1,5	21,3
	Ордовик	60	5	83
	Силур	30	5	166
	Нижний девон	20	4	200
	Верхний девон (?) (впадина Грампиан)	20	7	350
Складчатая область Лаклан	Кембрий	70	1,5	21,3
	Ордовик	60	5	83
	Силур	30	5	166
	Нижний девон	20	4	200
	Верхний девон (?) (впадина Грампиан)	20	7	350
Тасмания	Кембрий	70	10	143
	Тремадок	15 (?)	2	133 (?)
	Арениг — карадок	45 (?)	3	66,6
	Силур — нижний девон	50	1	20
	Арениг — нижний девон	95	4	42

Примечание. Продолжительность периодов составляет (млн. лет): кембрий — 70, ордовик — 60, силур — 30, девон — 60. Продолжительность эпох и веков берется в предположении, что в каждом периоде подразделения одного ранга имеют равную продолжительность. Мощность при расчетах взята максимальная.

и Западный Саян, в развитии которых сочетались черты эв- и миогеосинклинального режима. Третье место принадлежит Катазиатской геосинклинали, тектонические процессы в которой были менее энергичными — миогеосинклинального типа. Степень подвижности в определенной мере иллюстрируется в них скоростью осадконакопления. Для силура, например, она выражается следующими цифрами (м/млн. лет): более 240 (до 600—700?) в британских каледонидах, до 200 в Западном Саяне, до 100 в Катазии (табл. 4).

Таким образом, несмотря на близкое время консолидации, режим развития в геосинклиналях Неметаморфической зоны, Западного Саяна и Катазии довольно значительно различался.

Далее по порядку следуют области с еще более древним возрастом консолидации: Центральный Казахстан (конец ордовика — силур), Метаморфическая зона Шотландии и Северной Ирландии (середина ордовика), район Минусинских впадин (средний — поздний кембрий). Для всех этих зон характерен активный, в широких масштабах эвгеосинклинальный (при наличии также и многоэосинклинальных зон) тип развития на геосинклинальном этапе. От всех ранее описанных структур они отличаются более древним заложением. Зоны образовались в среднем протерозое и уже в дальсландскую и байкальскую эпохи представляли собой интенсивно развивавшиеся геосинклинальные области. С этой точки зрения они не столько «каледонские», т. е. раннепалеозойские геосинклинальные зоны, сколько дальсландско-байкальские, закончившие свое развитие в раннем палеозое.

Самым молодым среди них является каледонский массив Центрального Казахстана. Заключительные фазы его геосинклинальной истории приходятся на конец ордовика — первую половину силура: в конце ордовика в ходе складкообразования (таконидного) и мощного гранитоидного магматизма была консолидирована большая часть массива; в раннем силуре (лландовери — венлоке?) образовались и закончили свое развитие прогибы остаточного типа, выполненные отложениями типа пестроцветной морской молассы.

В Метаморфической зоне британских каледонид геосинклинальное прогибание закончилось в раннем ордовике и тогда же в раннем — среднем ордовике имели место орогенические движения с деформациями, метаморфизмом и гранитоидными интрузиями.

В районе Минусинских впадин и их обрамления этот процесс закончился в конце среднего — начале позднего кембрия салаирской складчатостью, после чего в позднем кембрии — первой половине ордовика здесь накопилась пестроцветная моласса.

Особое положение занимают позднекембрийские — раннепалеозойские прогибы Восточной Гренландии, Шпицбергена и Аделаиды, которые во многом сходны между собой; мнение об их геосинклинальной природе (по крайней мере для раннего палеозоя) вызывает серьезные возражения. Они представляют собой особый тип прогибов, имевших сходное развитие несмотря на полную территориальную разобщенность.

Ранее уже было показано, что это были длительно, спокойно и непрерывно прогибавшиеся амагматические структуры. Их режим даже для докембрийского времени лишь условно может быть назван многоэосинклинальным; хотя мощность отложений и велика, но она является в них не следствием большой подвижности и быстрой скорости прогибания и седиментации, а всего лишь результатом длительности этого процесса. Выше отмечалось, что по устойчивости прогибания данные

структуры могли бы сопоставляться с областями перикратонных впадин.

Обстановка в раннем палеозое в них совсем уже далека от геосинклинальной в типичном выражении. Состав и мощность нижнепалеозойских отложений Восточной Гренландии и Шпицбергена, представленных кембрием и нижним — средним ордовиком, свидетельствует об их накоплении, скорее в условиях обширного бассейна эпиконтинентального типа, распространявшегося на большую площадь, чем в прогибах геосинклинального или близкого к нему типа. Состав и мощность развитых здесь отложений не противоречат отнесению их к области с платформенным режимом. Кембрийские отложения Аделаиды отличаются большей мощностью, но накопление их происходило в условиях мелководья и континента при полной компенсации прогибания осадками. Говорить о геосинклинальной обстановке здесь можно также с большими натяжками.

Во всех перечисленных зонах наблюдается, таким образом, постепенное без складчатости ослабление прогибаний и вырождение прогибов. К сказанному следует добавить, что и это умеренное прогибание прекратилось задолго до девона — в конце кембрия в Аделаиде, в середине — конце ордовика в Гренландии и на Шпицбергене. Последующие деформации в Австралии датируются скорее всего концом кембрия — ордовиком, но в Гренландии и Скандинавии возраст их более неопределен — в интервале от позднего ордовика до начала девона. Их, кроме того, нельзя рассматривать в качестве заключительной геосинклинальной складчатости, так как, несмотря на свою довольно значительную интенсивность, они не завершали геосинклинального этапа развития.

Таким образом, мы приходим к заключению, что среди областей каледонской складчатости имеется богатый спектр тектонических элементов, различающихся в широком диапазоне как временем прекращения геосинклинального развития (там, где оно было), так и подвижностью на геосинклинальном этапе.

По времени завершения геосинклинального развития выделяются зоны, в которых этот процесс произошел в среднем — позднем кембрии (салаириды Минусинского района), в середине ордовика (Метаморфическая зона британских каледонид), в конце ордовика — середине (?) силура (Центральный Казахстан), в конце силура (Неметаморфическая зона британских каледонид, Западный Саян, Катазия, Скандинавия), в раннем девоне (Северные Аппалачи, область Лаклан). Если к этому добавить еще и район Рыбинской впадины, мало отличающийся от перечисленных районов своим развитием в девоне, то к данному списку добавится также и территория с байкальским возрастом консолидации.

Не менее пестрая картина получается и при сравнении тектонической активности интересующих нас элементов, какие бы

показатели активности мы ни брали. Среди них различаются как области с очень высокой геосинклинальной подвижностью (с какими бы строгими мерками ни подходить к определению геосинклинального режима) в ее наиболее крайних выражениях (Центральный Казахстан и др.), так и области умеренной, в лучшем случае мнogeосинклинальной подвижности (Катазия и др.) и даже такие, которые вообще не относятся к геосинклиналям (раннепалеозойские прогибы Восточной Гренландии, Шпицбергена). То же можно сказать и об интенсивности проявления интрузивного магматизма и орогенических (складкообразовательных) движений. И тот же вывод о разнообразии типов развития получим при сравнении областей по продолжительности их геосинклинального развития и времени заложения. Среди них имеются области, заложившиеся в начале палеозоя (Неметаморфическая зона Британских островов и др.), и зоны длительного развития — на протяжении позднего протерозоя и части или всего раннего палеозоя (Центральный Казахстан и др.). Первые являются «каледонидами» не только по возрасту главной складчатости, но и по времени геосинклинального развития. Вторые имеют «каледонский» возраст складчатости, но исторически больше связаны с дальсландско-байкальской эпохой, чем с каледонской.

Подобное разнообразие должно было бы сказаться на истории и характере движений в девоне, если бы это были связанные друг с другом явления. В этом случае следовало бы ожидать хоть какой-то корреляции девонского режима с режимом разных типов развития до девона. Как мы сможем убедиться ниже, этого не наблюдается.

#### ХАРАКТЕР И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДЕВОНЕ

В девоне все области каледонской складчатости, независимо от того, какова была их предыстория на додевонском этапе развития, были охвачены орогеническими движениями. Мы могли уже убедиться в том, что это был сложный и длительный процесс. Одним из главных среди них следует, по-видимому, считать горообразование в собственном смысле слова, которое в первую очередь определяет специфику девонской орогенической эпохи. В это время впервые в палеозойской истории в таких масштабах проявились процессы горообразования. Раньше они также имели место, но всегда были более локальными и кратковременными.

В итоге горообразования в девоне на обширных пространствах образовался горный рельеф, включавший кроме орографических поднятий также межгорные и предгорные впадины, заполнявшиеся молассой. Эти впадины представляют собой очень важный в палеотектоническом и палеогеографическом отноше-

нии элемент, так как в первую очередь именно по строению выполняющих их отложений мы судим о характере и последовательности девонских событий. Кроме собственно горообразования важными составляющими девонского орогенеза являлись складчатые движения, проявлявшиеся главным образом в форме эпизодических фаз, и фазы и эпохи вулканизма и интрузивного магматизма, в большинстве случаев хорошо коррелирующиеся с тектоническими процессами.

Кроме сходства палеотектонических и палеогеографических обстановок и комплексов горных пород большую роль для заключения о единой природе и механизме девонского орогенеза, где бы он ни проявился, играет близкая последовательность и одновременность главных моментов девонской истории практически во всех областях каледонской складчатости.

На первый взгляд из общей закономерности выпадают складчатые области Лаклан и Северные Аппалачи, орогеническая история которых началась позже, чем в других районах. Далее будет показано, что это верно лишь отчасти, и, несмотря на существенные отличия, данные области также хорошо вписываются в общую картину. Для удобства изложения они, однако, будут рассмотрены отдельно после общей характеристики остальных районов.

### **Общие особенности девонского горообразования**

Прежде всего остановимся на некоторых общих чертах палеогеографической и палеотектонической обстановки в девоне в областях горообразования, безотносительно к хронологии и последовательности движений.

Горообразованием в девоне были охвачены все описанные в данной работе области. Напомним, что это подавляющая часть областей каледонской складчатости, а немногие оставшиеся не описанными области либо еще недостаточно изучены для обоснованных заключений, либо подтверждают данный вывод (например, каледониды Скандинавии или Северной Монголии). Не приходится сомневаться, следовательно, в том, что речь идет о явлении планетарного значения (см. рис. 1). Это, конечно, не означает, что горообразование происходило повсюду с одинаковой интенсивностью. Как правило, оно было значительным, но имеются и единичные исключения, например Катазия, в которой нет мощной девонской молассы, что, по-видимому, указывает на умеренность и непродолжительность горообразования.

Специального упоминания заслуживают особенности девонского горообразования. Одна из них заключается в том, что поднятия были не только интенсивными, но и отчетливо дифференцированными: неотъемлемой частью процесса воздыма-

ния и горообразования было параллельное формирование глубоких впадин, заполненных молассой. Можно предположить, что контрастность движений является одним из ведущих и закономерных признаков данного типа горообразования. Особенно важную роль это играет при палеореконструкциях, когда о древнем горообразовании судят не просто по перерывам в разрезах, которые могут обладать большим стратиграфическим диапазоном и свидетельствовать о длительных поднятиях (но не о горообразовании!) и глубоком размыве, а по наличию впадин, заполненных коррелятными отложениями. Подходя с этой точки зрения, например, к оценке ордовик-силур-девонской истории Восточно-Гренландского складчатого пояса, можно убедиться в принципиальной разнице тектонической обстановки в силуре, с одной стороны, и девоне, с другой. В девоне территория пояса подверглась горообразованию именно описываемого типа — с формированием горного рельефа и глубоких межгорных впадин, тогда как поднятия силурийского периода имели совершенно другой характер — они могли быть в сумме значительными и сопровождаться глубокой эрозией, но без контрастного рельефа. То же самое, по-видимому, относится и к поднятиям, которые происходили после завершения геосинклинального развития, но до девонского горообразования на территории Метаморфической зоны Шотландии и Ирландии, на Шпицбергене, в Минусинском районе и других местах.

Можно с уверенностью сказать, что та обстановка контрастного горообразования, о которой идет речь, представляет собой не просто геоморфологическое ландшафтное явление, а определенную тектоническую ситуацию, или определенный тектонический режим (в понимании В. В. Белоусова [5]).

Вторая особенность заключается в наличии двух типов девонского горообразования, соответствующих «авулканическому» и «вулканическому» режимам развития.

Первый представлен горообразованием в чистом, если можно так выразиться, виде. Оно заключалось в формировании расчлененного горного рельефа с впадинами и поднятиями, приблизительно такого типа как в неоген-четвертичной истории Тянь-Шаня. В районах и в периоды горообразования данного типа проявления вулканизма или вообще не установлены (Шпицберген), или, как это наблюдается чаще, не играли определяющей роли (например, в Метаморфической зоне британских каледонид).

При горообразовании второго типа («вулканического») поднятия и формирование впадин сочетались с активной вулканической деятельностью, которая отчасти затушевывала собственно горообразование; интенсивность последнего при данном режиме была, кроме того, меньше и соответственно большее значение, по-видимому, приобретали процессы разламывания земной коры и формирования впадин. Такого типа тектоничес-

кий режим, который то приближается к режиму вулканических поясов, то отчасти напоминает режим рифтовых зон, был свойствен Минусинскому району и прилегающей к нему территории Алтае-Саянской области в раннем девоне — начале среднего девона, каледонскому массиву Центрального Казахстана в раннем — среднем девоне, отчасти территории Мидленда (Каледонской впадины британских каледонид) в раннем девоне. «Вулканический» режим развития в типичном виде был характерен только для раннего — начала среднего девона, максимум — для раннего — среднего девона (Казахстан). В более позднем девоне проявления вулканизма имели подчиненное значение.

Указанным двум главным обстановкам или режимам горообразования соответствуют два типа молассы.

В обстановке «авулканического» горообразования происходило накопление терригенной, в основном континентальной молассы, сложенной отложениями различного гранулометрического состава с большим содержанием красноцветных разностей. Вулканические породы, местами в них присутствующие, всегда играют второстепенную роль.

При горообразовании «вулканического» типа накапливались толщи «вулканогенной» молассы, в которой лавами сложена значительная или подавляющая часть разреза. Присутствующие в этих толщах терригенные породы по составу мало чем отличаются от пород невулканогенной молассы.

Интенсивность процесса формирования впадин, о которой можно судить по скорости прогибания и накопления отложений (эти скорости равны ввиду полной компенсации прогибания), была примерно одинаковой для вулканического и авулканического режимов горообразования. Во всяком случае, какой-то закономерной зависимости скорости от типа горообразования не наблюдается. В целом скорость формирования впадин была значительной. Суммарная мощность девонских моласс варьирует от 3—4 до 7—9 км; скорость прогибания и седиментации, рассчитанная для всего девона, составляет как минимум 60—75 м/млн. лет (Западный Саян, Англия — Уэльс), но обычно более 100 м/млн. лет (Тувинский прогиб — 147, Шпицберген — 160, Восточная Гренландия — 175—200). Естественно, что еще большие значения получаются для отделов девона: до 300 м/млн. лет для времени накопления нижнего древнего красного песчаника (нижнего девона) в Каледонской впадине Шотландии.

Состав вулканических продуктов, так же как и многие другие особенности, иллюстрирует большое сходство обстановки девонского орогенеза в разных районах Земли.

Из региональных описаний следует, что девонские вулканические толщи представлены главным образом породами базальтовой, порфировой и базальт-андезит-липаритовой ассоциаций. В основном это породы континентального ряда. По-видимому, их наиболее характерной чертой является повышенная щелочность

пород вплоть до присутствия трахитов, что во многих случаях гармонирует и с повышенной щелочностью интрузивных комплексов пород гранитоидного состава.

Повышенная щелочность вулканитов установлена почти во всех районах массового проявления девонского орогенного вулканизма. К ним относятся следующие районы: территория Мидленда на границе Метаморфической и Неметаморфической зон Британских островов, каледонский массив Центрального Казахстана, район Минусинских впадин и их обрамления (Восточный Саян, Кузнецкий Алатау). И только на территории Западного Саяна и Тувинского прогиба отмечается, по заключению А. А. Моссаковского [65], преобладание пород нормального щелочноземельного ряда.

Кроме рассмотренных двух типов (невулканогенной и вулканогенной) молассы имеются еще отложения, лишь отчасти напоминающие молассу. Они слагают в некоторых районах верхние горизонты девонского разреза и накапливались в условиях, переходных от горообразования к формированию платформенного чехла. Они обычно представлены более тонкими терригенными разностями, как правило, с морскими отложениями, часто с пачками морских карбонатных пород. Вверх по разрезу они обычно переходят в нижние горизонты платформенного чехла или чехла срединных массивов (или в отложения крупных впадин, развитие которых шло по типу платформы). Такого рода переходные комплексы присутствуют в Метаморфической и Неметаморфической зонах Британских островов (верхний древний красный песчаник, который английскими геологами чаще относится к чехлу), в каледонском массиве Центрального Казахстана (верхнедевонская дайринская свита и ее аналоги), в районе Минусинских впадин (отложения верхнего девона). Условно они могут быть названы молассоидными.

Как уже было отмечено, устанавливается определенная упорядоченность в вертикальном распределении описанных типов обломочных и вулканогенных отложений, свидетельствующая об одинаковой направленности развития в девоне и почти об одновременной смене тектонических режимов в большинстве областей девонского орогенеза. Не во всех из них имеются все три типа отложений: в одних случаях отсутствует «вулканогенная» моласса, в других — переходные к платформенным образованиям молассоидные комплексы, в третьих — те и другие одновременно. Однако там, где они есть, они повсюду занимают определенные стратиграфические уровни. Это свидетельствует о том, что данная вертикальная изменчивость — явление неслучайное. Если обстановка того или иного типа реализовывалась, то, независимо от места на земном шаре, это происходило в определенных эпохи (рис. 31).

Толщи вулканитов и «вулканогенной» молассы местами (Ордакская впадина Шотландии, возможно, складчатая область

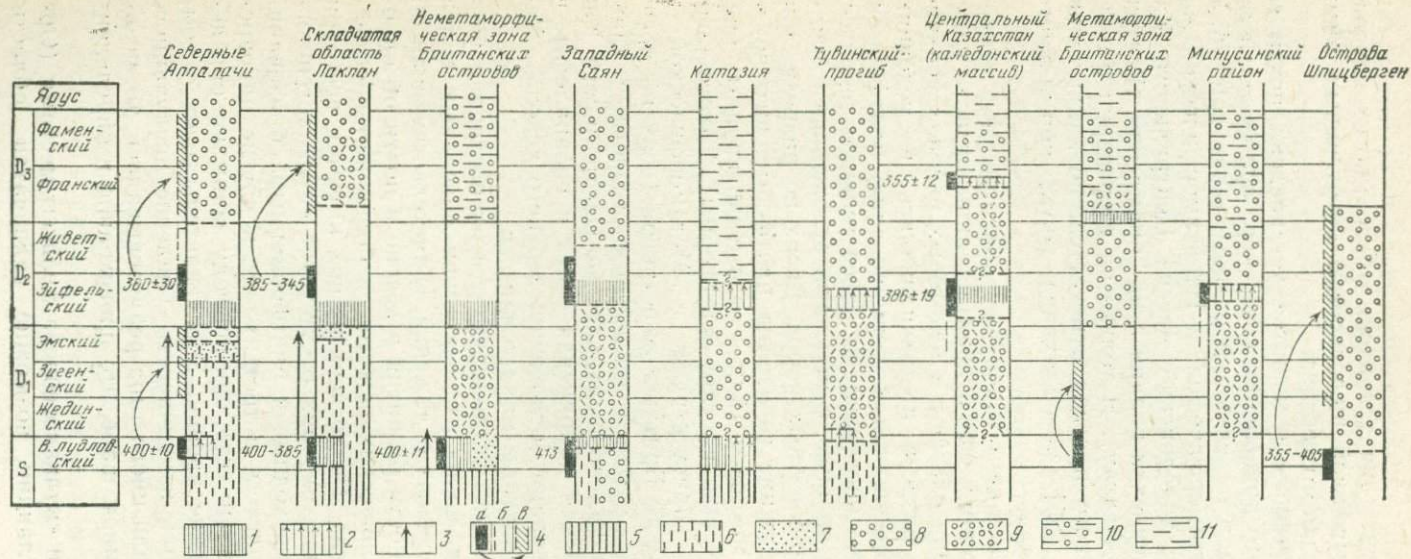


Рис. 31. Последовательность тектонических и магматических процессов девонского периода в областях каледонской складчатости (составил Ю. Г. Леонов)

1 — эпохи (фазы) складчатости (складкообразование, поднятие); 2 — эпохи (фазы) поднятия, иногда со слабым складкообразованием; 3 — регрессивные серии отложений, соответствующие эпохам последовательного усиления восходящих движений; 4 — эпохи интрузивного гранитоидного магматизма (а — наиболее вероятное время внедрения, б — возможный диапазон времени внедрения, в — наиболее вероятный диапазон времени поднятия, соответствующего цифрам абсолютного возраста гранитоидов по К-Аг методу, цифры — возраст гранитоидов в млн. лет, в основном по К-Аг методу. Тектонический режим: 5 — геосинклиальный, 6 — заключительных стадий развития геосинклина в мощное и дифференцированное накопление отложений в условиях более или менее полной компенсации), 7 — начальной стадии горообразования (накопление преимущественно континентальных терригенных отложений в верхах регрессивных серий в прогибах, разделенных орографически выраженными поднятиями), 8 — горообразования и формирования межгорных и предгорных молассовых впадин, 9 — то же с мощным наземным вулканизмом (базальтовая, порфировая, базальт-андезит-липаритовая ассоциация, как правило, с большой ролью пород с щелочного и субщелочного ряда); 10 — переходный от горообразования к платформенному, 11 — платформенный (включая обстановку формирования нижних горизонтов платформенного чехла). Незаполненные интервалы колонок соответствуют эпохам поднятия и размыва — отложения отсутствуют

Лаклан<sup>1)</sup> обнаруживаются в верхнедевонских породах, но все это лишь незначительные второстепенные проявления вулканизма, несравнимого с мощной вулканической деятельностью раннего и частично среднего девона. Этот мощный орогенный девонский вулканизм, определявший как ландшафтную, так и палеотектоническую специфику в районах, где он проявился (Каледонская впадина Шотландии, каледонский массив Центрального Казахстана, Алтае-Саянская область), приурочен к раннему девону — началу эйфеля и только в Центральном Казахстане вулканическая деятельность затянулась, вероятно, до живетского века. Нижний девон — начало эйфеля — тот уровень, на котором в массовом масштабе только и проявлялся в девоне орогенный вулканизм.

Переходные к отложениям чехла молассоидные комплексы, напротив, везде, где они имеются, сосредоточены в верхних горизонтах девонского разреза — в верхней части верхнего девона или в верхнем девоне (исключение представляет лишь Катазия, на территории которой начиная со среднего девона происходило накопление отложений типа платформенного чехла).

#### **Последовательность и хронология тектонических движений и магматизма в областях девонского орогенеза**

В этом разделе рассмотрены такие важные особенности девонского орогенеза, как фазы складчатости и фазы и эпохи интрузивного магматизма, а также прослежены другие, коррелирующие с ними по возрасту, события. Все вместе они позволяют более точно представить последовательность главных событий и рубежей девонского орогенеза и степень их «планетарности». Опять-таки, как и в предыдущем разделе, мы пока не будем касаться или будем касаться лишь попутно Северных Аппалачей и складчатой области Лаклан.

В областях девонского орогенеза отчетливо выделяются две кульминации тектонической активности; одна приходится на конец силура или границу силура и девона, вторая — на часть среднего девона (см. рис. 31). Помимо чисто тектонических движений, интенсивность которых варьировала от сильного складкообразования до поднятий, отмеченных только стратиграфическими перерывами без углового несогласия, во многих районах с этими рубежами было связано также внедрение гранитоидных интрузий. Кроме того, к ним приурочена перестройка тектонического режима и условий седиментации. В особенности это относится к той фазе движений, с которой началась девонская орогеническая эпоха. На ней мы вначале и остановимся.

<sup>1)</sup> В последнее время в печати появились указания на то, что вулканогенно-молассовые толщи области Лаклан (континентальные красноцветы с кислыми лавами и трахитами во впадине Грампиан), возможно, имеют не верхне-, а нижнедевонский возраст [123].

## Движения в конце силура — начале девона (позднекаледонская орогеническая фаза)

Представление о позднекаледонской орогенической фазе, как о мощном тектоническом импульсе планетарного значения, или, по меньшей мере, как об импульсе, отразившемся на развитии всех областей каледонской складчатости, складывается из сопоставления всех форм ее проявления в разных районах, которые приходится приблизительно на одно и то же время. В тех местах, где есть данные для более точной датировки, ее возраст определяется поздним лудловом (даунтоном). К сожалению, таких мест не так много; к ним относятся Неметаморфическая зона Британских островов, Северные Аппалачи, отчасти складчатая область Лаклан. В остальных случаях ее возраст определяется в более широком диапазоне как поздний лудлов (иногда просто как конец силура) — начало девона. Тем не менее он выдерживается достаточно хорошо.

Определенно о складкообразовании этого времени, так же как о связанных именно с этой фазой поднятиях, можно говорить только для тех площадей, где прогибание и седиментация геосинклинального или близкого к нему типа, как, например, в Тувинском прогибе, продолжались до позднего силура, а затем сменились горообразованием и накоплением моласс, и в которых, следовательно, преддевонский перерыв был не особенно продолжительным. При большом стратиграфическом диапазоне преддевонского перерыва теряются стратиграфические критерии, позволяющие распознать те структурные преобразования, которые своим происхождением были обязаны именно данной фазе движений.

Складкообразование этого времени достоверно устанавливается в Неметаморфической зоне британских каледонид, в Западном Саяне, на территории катазиатских каледонид и в складчатой области Лаклан. Кроме того, локальные синорогенные поднятия без складкообразования или со складкообразованием в очень слабой форме наблюдаются в Северных Аппалачах и Тувинском прогибе.

В большинстве перечисленных областей не вся площадь в одинаковой мере подверглась деформациям. В некоторых зонах Катазии, области Лаклан и Неметаморфической зоны, где в общем-то складкообразование было значительным, движения выразились лишь в виде поднятий, приведших к образованию стратиграфических перерывов, а в некоторых зонах не было даже и перерывов. Последнее характерно для ряда прогибов Неметаморфической зоны и для Мельбурнского пояса прогибов Австралии. Но и в этих случаях рассматриваемый возрастной уровень, как правило, маркируется литологическими изменениями. На Британских островах — это переход от морских геосинклинальных отложений к континентально-прибрежным красно-

цветам даунтона и выше — к континентальным породам древнего красного песчаника, в Австралии — переход от относительно глубоководных морских отложений к отложениям преимущественно шельфового типа.

Следует подчеркнуть, что во всех указанных районах, так же как и в остальных областях каледонской складчатости, кроме Северных Аппалачей и области Лаклан, принципиальное значение этого рубежа определяется тем, быть может, самым главным обстоятельством, что с него началось накопление молассовых и вулканогенных толщ девона, свидетельствующее о начале процесса горообразования — ведущего процесса девонской эпохи в рассматриваемых областях.

Остановимся на возрасте этих событий в разных районах. Наиболее точно он установлен в Неметаморфической зоне, сравнительно умеренное складкообразование и поднятия в которой были приурочены к даунтону или к началу даунтона. Вероятно, именно на начало даунтона падала здесь кульминация тектонической активности, но во многих разрезах перерыв охватывает весь даунтонский век. Сказанное для Неметаморфической зоны в основном справедливо также и для скандинавских каледонид.

В Западном Саяне породы геосинклинального и сочетающегося с ним верхнесилурийского орогенного комплекса, залегающие ниже поверхности несогласия, имеют лудловский (местами вплоть до верхнего лудлова) возраст. Из этого следует, что складкообразовательные движения и поднятие, приведшее к формированию данного несогласия, могли начаться здесь скорее всего только в верхней части лудлова. Верхний возрастной предел для них менее ясен, поскольку возраст девонских пород выше несогласия определяется не точнее чем нижний девон.

Возраст перерыва в Тувинском прогибе, по всей вероятности, соответствует возрасту несогласия в Западном Саяне и, как и в случае Западного Саяна, может частично заходить в ранний девон.

В каледонидах Катазии возраст несогласия и деформаций устанавливается также приблизительно как конец силура — начало девона на том основании, что самые молодые горизонты геосинклинальных отложений ниже поверхности несогласия имеют верхнесилурийский возраст, а перекрываются они отложениями нижнего девона.

Позднелудловский возраст фазы Баунинг и коррелирующих с ней поднятий установлен также в складчатой области Лаклан. В тех зонах, где осадконакопление было непрерывным, именно к позднему лудлову приурочена смена относительно более глубоководных фаций более мелководными. В первых содержатся остатки ископаемых организмов лудлова и нижнего лудлова, во вторых — верхов лудлова — низов девона (см. рис. 27).

Наконец, в Северных Аппалачах поздним лудловым или концом позднего лудлова датируются локальные поднятия, кое-где сопровождавшиеся очень слабой складчатостью; они известны под названием фазы Сэлайн.

Весь комплекс описанных движений укладывается в интервал, соответствующий позднему лудлову и, может быть (хотя это нигде определенно не доказано), началу раннего девона. По времени данные движения соответствуют позднекаледонской, или арденнской и эрийской складчатости. Только их возрастной диапазон, насколько можно судить по материалам, имеющимся в настоящее время в областях каледонской складчатости, получается несколько большим, чем тот, который обычно принимается для перечисленных фаз [101].

К сожалению, мало что определенного можно сказать о движениях данной фазы в районах с более продолжительным преддевонским перерывом, т. е. на Шпицбергене, в Гренландии, Метаморфической зоне британских каледонид и Минусинском районе. В какой-то мере это относится и к каледонскому массиву Центрального Казахстана, хотя перерыв там был менее длительным, чем в остальных названных районах.

Что касается Метаморфической зоны и Минусинского района, то в этих давно консолидированных областях складчатые деформации вряд ли могли быть сколько-нибудь сильными. Значение описываемого уровня подчеркивается здесь тем, что, вероятно, с него Метаморфическая зона была втянута в горообразование, а Минусинский район подвергся разрушению и горообразованию с интенсивным вулканизмом. В Метаморфической зоне в это же время, возможно, произошло внедрение гранитоидных интрузий.

Более остро вопрос о возрасте складчатости стоит в Восточной Гренландии и на Шпицбергене, где докембрийские и нижнепалеозойские породы групп Элеонора-бей и Гекла-Хук были деформированы и в более глубоких горизонтах регионально метаморфизованы до амфиболитовой стадии в промежутке между средним ордовиком и девоном. Имеются две наиболее вероятные эпохи, с которыми естественно было бы связывать эти события — таконская и позднекаледонская, но для аргументированного выбора данных в настоящее время недостаточно. Однако в любом случае поздний лудлов — начало девона остаются и для этих областей важной вехой в развитии, так как с этого времени на Шпицбергене, а по аналогии с ним это можно предполагать и для Восточной Гренландии, началось горообразование и накопление красноцветных моласс. Напомним, что нижние слои молассового комплекса на Шпицбергене (слои Рэдбей) относятся к верхнему лудлову (даунтону).

Во многих районах с позднекаледонскими движениями ассоциировалось внедрение гранитоидных интрузий. Гранитоидные

комплексы этого возраста установлены или предполагаются на Британских островах, в Западном Саяне, в Австралии, Северных Аппалачах и на Шпицбергене.

В Западном Саяне к этой фазе относятся, по-видимому, гранодиориты и плагиограниты большепорожского комплекса, их возраст определяется исходя из того, что они прорывают породы силура, в том числе, вероятно, и лудлова, но не затрагивают пород девона, тогда как сами секутся среднедевонскими интрузиями. Их абсолютный возраст оценивается в 413 млн. лет.

В Неметаморфической и Метаморфической зонах с описываемой фазой, возможно, было связано внедрение тоналит-гранодиорит-адамеллитового комплекса интрузий с повышенной щелочностью пород. Калий-аргоновым методом их возраст определяется в  $400 \pm 11$  млн. лет, что может соответствовать как границе силура и девона, так и началу раннего девона. Поэтому их внедрение, очевидно, было связано с движениями описываемой орогенической фазы, но нельзя исключить и возможности того, что их формирование частично продолжалось в раннем девоне.

На Шпицбергене имеется несколько массивов гранитов с абсолютным возрастом 405—355 млн. лет (К-Аг метод), прорывающих породы серии Гекла-Хук. Поскольку они не затрагивают девонских отложений, напрашивается предположение, что они внедрились до начала их накопления, скорее всего в конце силура в связи с позднекаледонской орогенической фазой. Что же касается цифр радиометрического возраста, то они, по-видимому, соответствуют времени поднятия.

Поздний лудлов и граница силура и девона были одной из главных эпох гранитоидного магматизма в области Лаклан. Именно интрузивный магматизм, по мнению многих авторов, в большей мере, чем складкообразование, определял специфику данного этапа.

Вопрос о данной эпохе гранитообразования в Северных Аппалачах более сложен. К описываемой фазе относится, вероятно, внедрение какой-то части девонских гранитов. Их возраст определен в  $400 \pm 10$  млн. лет (К-Аг метод), но отделить эти интрузии от интрузий более молодого (среднедевонского) комплекса очень трудно.

Итак, позднекаледонская орогеническая фаза представляет собой не только отчетливую фазу с точки зрения тектонических движений (складчатости в широком смысле слова, поднятий), но и определенную кульминацию в истории гранитоидного магматизма. Кроме того, значение этого импульса тектонических движений и магматизма сильно возрастает из-за того, что он по времени совпадает с крупнейшим и общим переломным рубежом в истории развития каледонских складчатых областей — с началом девонской орогенической эпохи в большинстве из

них. Именно эта особенность прежде всего выделяет данную фазу из числа других орогенических фаз, например, таких, как таконская, которая сопоставима с ней по интенсивности деформаций и магматизма.

### Движения в среднем девоне (акадская орогеническая фаза)

Следующая вспышка тектонической и магматической активности была приурочена в основном к эйфельскому веку. Как и позднекаледонская фаза, данная фаза движений и магматизма выражается в разных формах: в деформациях (нередко при этом очень сильных), поднятиях без складкообразования и гранитоидном магматизме. По всем этим показателям орогеническая фаза в эйфеле не уступала, а в некоторых районах и превосходила позднекаледонскую фазу. Как и последняя, она играла большую роль в истории становления областей девонского орогенеза. Вместе с тем по отношению к последнему она представляла собой до известной степени «внутреннее» событие, поскольку в отличие от позднекаледонской фазы ею по большей части не открывалась и не завершалась орогенная эпоха.

Пожалуй, из всех районов, описанных в этой работе, эйфельская фаза движений не оказала ощутимого влияния только на развитие Шпицбергена. В Гренландии она хотя и не выражена отчетливо, но, видимо, определенное оживление движений на этом уровне все-таки было. Как уже указывалось, есть основания считать, что максимум тектонической активности здесь был приурочен к среднему девону, и тогда же произошло внедрение небольших гранитных интрузий.

Если судить о развитии Метаморфической зоны британских каледонид только по разрезу девонских отложений Оркадской впадины, то легко прийти к заключению об отсутствии также и в ней отчетливых признаков проявления значительных движений на этом уровне. Однако разрез Оркадской впадины, начинающийся со среднего девона, в этом смысле не показателен. Во-первых, здесь нет доказательства наличия нижних горизонтов эйфеля, а следовательно, движения могли произойти здесь в самом начале среднего девона еще до формирования моласс Оркадской впадины. Во-вторых, вся Метаморфическая зона в девоне, несомненно, испытывала движения в одном ритме, а для ее южных частей (района Северных Нагорий), судя по строению девонских пород Мидленда (Каледонской впадины), были характерны интенсивные деформации в среднем девоне. И, наконец, само начало формирования Оркадской впадины, вероятно, не случайно произошло в эйфеле: оно представляет собой одну из конкретных форм проявления данной фазы дви-

жений и может рассматриваться в одном ряду с остальными формами ее проявления.

Во всех остальных областях интересующие нас движения выражены вполне отчетливо, но, конечно, как и в случае движений позднекаледонской фазы, они имели разную интенсивность. С неодинаковой точностью определяется также и их возраст.

В Неметаморфической зоне проявления этой фазы варьируют от поднятий и стратиграфических перерывов, типичных для территории Уэльса и Англии, до складкообразования в Каледонской впадине. Эти события датируются средним девонем, вероятнее всего, его началом, так как, судя по полному отсутствию здесь среднедевонских пород, данная территория была приподнята сразу же после накопления толщ нижнего древнего красного песчаника (нижнего девона).

Возраст аналогичного перерыва в каледонском массиве Центрального Казахстана, сопровождавшегося деформацией пород и внедрением небольших интрузий гранитов и гранодиоритов, определяется по стратиграфическим данным и данным радиометрического датирования гранитоидов ( $386 \pm 19$  млн. лет), что соответствует началу среднего девона. Породы, лежащие ниже поверхности несогласия, датируются нижним девонем, а вышележащие отложения начинаются с эйфеля.

«Среднедевонское» несогласие в восточной части Алтае-Саянской области прослеживается почти повсюду. В Минусинском районе и в Тувинском прогибе движения этого времени сводились, как правило, к поднятию без настоящего складкообразования. Только в Западном Саяне тектогенез проходил более активно с образованием складчатых структур. Кроме поднятий и складкообразования данный рубеж для востока Алтае-Саянской области был также временем прекращения вулканической деятельности, которая была здесь очень активной в раннем девоне — начале эйфеля. В Западном Саяне и Минусинском районе к этому времени относится также массовое внедрение ряда интрузивных комплексов: буйбинского (гранитоидного) в Западном Саяне, сорского (субвулканических гранитоидов) и казырского (габбро-щелочно-сиенитового) в Минусинском районе и в соседних областях кембрийской консолидации. Возможно, для Минусинского района правильнее было бы говорить не о внедрении интрузий, а о завершении становления или об окончательном становлении этих комплексов [52]. Исходя из их повышенной щелочности и условий залегания, они часто рассматриваются как интрузивные образования, коагматичные нижедевонским вулканитам этих районов. Возраст описываемых событий, приблизительно одинаковый во всех зонах восточной части Алтае-Саянской области, определяется приблизительно второй половиной эйфеля, что согласуется в эйфельским возрастом кровли подстилающих вулканогенно-мо-

лассовых толщ и эйфельским и живетским возрастом перекрывающих пород.

В Катазии описываемый перерыв с известной долей условности отнесен (см. рис. 31) к эйфелю на том основании, что он приурочен к границе ниже- и среднедевонских отложений. Ни деформациями, ни магматизмом этот уровень в Катазии не отмечен.

Значительно большей интенсивностью, чем в рассмотренных выше областях, эйфельские движения обладали в Северных Аппалачах и в складчатой области Лаклан. В обеих областях это было время сильного складкообразования со значительными перемещениями по надвигам, метаморфизма, массового внедрения гранитоидов.

В Северных Аппалачах эйфелем датируются движения акадской фазы (в узком смысле); есть указания на их ранне-эйфельский возраст [70]. Интересно, что накопление типичной грубой красноцветной континентальной молассы на территории Северных Аппалачей началось не после этих движений, т. е. не после сформированного ими несогласия, а еще до них, так что нижние горизонты молассы, по возрасту относящиеся к эмсу (верхнему эмсу), являются доскладчатыми образованиями, а ее более высокая основная (средне(?) - верхнедевонская и нижнекаменноугольная) часть накопилась после складчатости.

Близкий возраст имеют движения фазы Таббераббера в складчатой области Лаклан. При описании последней рассматривались основания, позволяющие полагать, что складкообразование относится здесь скорее всего к эйфелю, хотя, строго говоря, нельзя исключить и возможности того, что они происходили или продолжались в какой-то части живетского века. Но уже в самом начале эйфельского века произошло полное поднятие и осушение территории.

Определенную проблему представляет выяснение возраста интрузивных послескладчатых гранитоидных комплексов, широко развитых в области Лаклан и особенно в Северных Аппалачах. Из их стратиграфических соотношений с окружающими породами следует, что они образовались после главных деформаций, так как секут складчатую структуру, и до начала накопления послескладчатых молассовых толщ, нижние горизонты которых датируются верхами среднего (Аппалачи) или низами верхнего (Лаклан) девона. Иначе говоря, они могут быть как эйфельскими, так и живетскими. Многочисленные определения абсолютного возраста (К-Аг метод) мало помогают в этом отношении. Полученные цифры ( $360 \pm 30$  млн. лет для Аппалачей и 385—345 млн. лет для Австралии), во-первых, имеют большой разброс значений (от среднего девона до раннего карбона), во-вторых, почти наверняка отражают не время внедрения интрузий, а время поднятия территории, при котором породы вышли из зоны с нестабильным содержанием ка-

лия и аргона. Альтернативная точка зрения, отождествляющая цифры абсолютного возраста с временем внедрения, неизбежно вступает в противоречие с остальными геологическими данными.

Все сказанное приводит к выводу о том, что движения и магматизм первой половины среднего девона в областях каледонской складчатости распространены повсеместно. Их возраст определяется не везде с одинаковой точностью, но там, где данные для его определения более надежны, он не выходит за пределы эйфеля. Представляется, что наиболее удобным для данной фазы вообще является название акадская фаза (ее эквивалент — тельбесская фаза).

Описанные две фазы — позднекаледонская и акадская — представляют собой два наиболее важных и наиболее четких рубежа в тектонической истории всех каледонид. Тот факт, что они прослеживаются повсюду, показывает, как и многие другие описанные стороны девонского орогенеза, наличие единого ритма движений во всех областях каледонской складчатости.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что названные фазы по продолжительности несколько превышают ту продолжительность фаз, о которой обычно принято говорить. На основании рассмотренного материала трудно решить, получается ли это из-за невозможности более точных датировок в областях девонского горообразования или это действительно соответствует характеру движений. В частности, возможно, что в каждом отдельном районе движения были более кратковременными, но в сумме за счет некоторой асинхронности они размещаются в несколько большем интервале времени.

### **Об особенностях истории развития складчатой области Лаклан и Северных Аппалачей в девоне**

Северные Аппалачи и складчатая область Лаклан, очень сходные по основным тенденциям развития, занимают особое место среди областей, в которых проявился девонский орогенез. Они отличаются от остальных областей каледонской складчатости более поздним завершением геосинклинального развития и соответственно более поздним началом орогенеза. Но процесс горообразования в них, хотя и начался с некоторым «опозданием», в остальном проходил примерно так же, как и в других областях: общая обстановка горообразования и строение молассы были здесь такими же, как и везде.

Позднее начало горообразования, казалось бы, резко отделяет Северные Аппалачи и область Лаклан от остальных описанных в данной работе областей и на первый взгляд исключает возможность подхода к ним с одинаковыми мерками. Может сложиться впечатление, что установленные выше зако-

номерности в истории девонского орогенеза неприменимы к ним, и что они развивались полностью в своем собственном режиме и по своим собственным региональным законам, если и не опровергая тем самым вывод о планетарной роли девонского горообразования, то в какой-то мере ограничивая его значение. Однако это неверно. Самая любопытная особенность данных областей заключается как раз в том, что, несмотря на всю их индивидуальность, в истории их развития уверенно прослеживаются все главные рубежи и главные линии эволюции тектонических условий, свойственные остальным областям девонского орогенеза. Это связывает их с остальными областями и доказывает универсальность девонских орогенических процессов.

Действительно, мы уже имели возможность убедиться в том, что в истории становления Северных Аппалачей и области Лаклан видное место занимают обе главные орогенические фазы — позднекаледонская и акадская.

Движения, связанные с первой из них (т. е. движения фазы Сэлайн в Аппалачах и фазы Баунинг в Австралии), по существу не отличались от движений того же возраста в остальных районах. Они лишь проявлялись здесь на фоне еще геосинклинального режима, тогда как в остальных каледонских складчатых областях — совпадали с началом орогенеза.

Любопытно, однако, что в Австралии одновременно с орогенезом Баунинг, являющимся здесь региональным «представителем» позднекаледонской фазы, произошло изменение режима движений и седиментации в геосинклинали Лаклан. Оно далеко не было тождественным тем радикальным перестройкам, которые связаны с этим временем в других каледонидах, но в общем-то обладало той же направленностью. Начиная с этого времени геосинклинальная область Лаклан вступила в заключительную стадию развития с заметно редуцированной подвижностью и накоплением преимущественно мелководных отложений вместо относительно более глубоководных пород, отлагавшихся в ордовике и силуре. Может быть, это было естественное отмирание геосинклинального режима, но не лишено смысла и предположение о наличии определенной связи между этим процессом и начавшимся одновременно с ним горообразованием в большинстве областей каледонской складчатости. Во всяком случае, совпадение этих событий во времени и их одинаковая направленность (т. е. отчетливое усиление тенденций к поднятию) невольно приводят к мысли о том, что общий процесс орогенеза захватил также и область Лаклан, но проявился в ней в «подавленном» виде, так как ему пришлось бороться с еще не полностью угасшей геосинклинальной подвижностью.

Взаимодействие двух процессов — вырождающегося геосинклинального, с одной стороны, и орогенного, с другой, — обнаруживается, по-видимому, также в истории развития Северных

Аппалачей во второй половине — конце раннего девона. Постепенное отмирание прогибов, о котором свидетельствует регрессивный тип разреза нижедевонских пород, сочеталось здесь с движениями орогенного характера. По мере ослабления геосинклинальных тенденций, орогенные тенденции проступали все более отчетливо пока, наконец, окончательно не стали преобладающими в позднем эмсе или в эмсе, когда началось формирование типичных межгорных впадин с грубой континентальной молассой.

В этой связи следует обратить внимание на то, что акадский орогенез в Северных Аппалачах (в узком значении слова) не может рассматриваться как заключительная геосинклинальная складчатость в том смысле, как это обычно понимается. Точно так же, как и во всех прочих областях каледонской складчатости (кроме, возможно, области Лаклан), где обнаруживаются движения этого времени, акадская фаза в Северных Аппалачах была приурочена не к границе геосинклинального и орогенного этапов, что должно было бы быть обязательным для заключительной складчатости, а проявилась несколько позже уже в ходе орогенного развития. Это указывает на то, что акадские движения связаны не столько с геосинклинальным развитием как таковым, сколько с теми общими движениями, которые являются неотъемлемой составляющей девонского орогенеза почти во всех рассматриваемых областях. То же самое, по-видимому, относится и к складчатой области Лаклан.

Но более интенсивные деформации и магматизм акадской фазы в Аппалачах и фазы Таббераббера в Австралии, чем в других местах в это время, вероятно, объясняются региональными особенностями. Они, возможно, свидетельствуют о более активном состоянии вещества в недрах этих, лишь недавно вышедших из геосинклинального состояния и еще не полностью консолидированных, областей. Именно поэтому, вероятно, их реакция на общий тектонический импульс была особенно бурной. Не вдаваясь сейчас в более подробное обсуждение этого вопроса, отмечу только, что путь к объяснению возможных причин такого рода явлений, по-видимому, правильно намечен В. В. Белоусовым [5].

Таким образом, несмотря на ряд специфических особенностей истории развития и запоздавшее горообразование, складчатая область Лаклан и Северные Аппалачи достаточно хорошо вписываются в общую, намеченную нами последовательность движений девонской орогенической эпохи. Главная особенность их заключается в том, что в противоположность всем остальным областям каледонской складчатости, в которых активное (или относительно активное) развитие закончилось либо к девону, либо задолго до него, в них девонский орогенез наложил на еще сравнительно высокую геосинклинальную

подвижность. Поэтому в раннем девоне общие фазы движений проявились в них не на фоне горообразования, как везде, а как бы просвечивают сквозь геосинклинальный режим развития. Начиная же с эмса или позднего эмса в Северных Аппалачах и с начала среднего девона в области Лаклан различия между ними и другими территориями в значительной степени стираются.

\* \*  
\*

Основной вывод, который может быть сделан на основании изложенного, заключается в констатации единого режима тектонических движений и магматизма во всех областях каледонской складчатости, где бы они ни были расположены. Это относится с учетом замечаний, сделанных выше, также и к Северным Аппалачам и области Лаклан.

Указанный вывод вытекает из следующих типичных особенностей девонского орогенеза:

1) сходства тектонического режима орогенической эпохи, соответствующего введенному А. А. Богдановым [8] понятию об орогенном режиме; это сходство заключается в однообразии палеотектонических и палеогеографических обстановок, среди которых главное место принадлежит «авулканическому» и «вулканическому» горообразованию;

2) относительно строгой приуроченности к определенным стратиграфическим уровням «вулканогенных» моласс и переходных молассоидных комплексов, указывающей на идентичную направленность эволюции тектонических условий со временем: вулканогенные толщи приурочены в основном к нижнему девону и частично к эйфелю, молассоидные — к верхнему девону;

3) синхронного начала орогенической эпохи: с конца лудлова — начала девона, причем независимо от того, было ли перед этим складкообразование или нет;

4) повсюду одинаковой последовательности и одновременности (в описанных выше пределах) наиболее крупных орогенических фаз — позднекаледонской в позднем лудлове — начале девона и акадской в основном в эйфеле; они представляют собой главные кульминации тектонической и магматической активности, сопровождавшиеся структурными преобразованиями, деформациями и интрузивным, в первую очередь гранитоидным, магматизмом;

5) близкого характера и хронологии проявления эффузивного и интрузивного магматизма.

Все перечисленные факторы, многие из которых представляются очень весомыми даже в отдельности, взятые в совокупности едва ли могут оставлять сомнение в том, что девонский орогенез не может рассматриваться как изолированное явление

в каждой из описанных областей. Где бы он ни проявился, он был результатом одного и того же процесса, и коль скоро рассмотренные каледонские области распределены на обширной площади — в разных сегментах земного шара, с полным основанием можно говорить о планетарном значении этого процесса. Кроме того, его значение не ограничивается территорией каледонид. В частности, дальше будет показано, что большую роль девонские движения сыграли в истории развития древних платформ.

#### СООТНОШЕНИЕ ДЕВОНСКОГО ОРОГЕНЕЗА С ПРЕДШЕСТВОВАВШИМИ ЭТАПАМИ РАЗВИТИЯ

Вывод об индифферентности девонского орогенеза по отношению к предшествующим этапам развития каледонид из рассмотренного материала, по-видимому, вытекает с полной очевидностью. Он не нуждается в дополнительном обосновании после того, как была показана пестрая история становления интересующих нас областей в додевонское время, с одной стороны, и однообразие условий и движений девонской орогенической эпохи, с другой. Уже одно это обстоятельство не позволяет причинно связать девонские события с предшествовавшим развитием. Попытка же сделать это неизбежно ведет, как уже подчеркивалось, к противоречию: трудно понять в этом случае, почему разное развитие могло привести к одинаковому результату.

Очевидно, нет необходимости подробнее останавливаться на этом вопросе, однако имеет смысл подчеркнуть, что самостоятельность девонского орогенеза подтверждается для ряда областей структурным соотношением девонских комплексов с образованиями додевонского субстрата. Эти соотношения подробно рассмотрены при описании соответствующих областей.

Кроме несогласия в подошве девонских комплексов, которое встречается в большинстве районов и которое связано со складкообразованием и поднятием до девона или в начале девона, девонские орогенные структуры многих районов обладают к тому же отчетливо наложенным характером. В большей степени это относится к областям, консолидированным задолго до девона (Минусинский район, Метаморфическая зона британских каледонид — район Оркадской впадины). Но такие соотношения не являются исключением и для зон более молодой консолидации, например, для каледонского массива Центрального Казахстана, Катазии и даже для самой молодой складчатой области Лаклан. Обычно во всех таких случаях крупные, более или менее изометрические девонские впадины, заполненные молассой, наложены на линейные структуры додевонских комплексов. Общая конфигурация впадин во многом оказывается независимой от подстилающих структур, хотя по-

следние и «просвечивают» в той или иной степени, сказываясь, как правило, на второстепенных особенностях молассы. Естественно, что наиболее заметное влияние они оказывают в областях, лишь незадолго до орогенеза закончивших геосинклинальное развитие. Далеко не всегда ясна внутренняя зональность девонских орогенических областей, но в отдельных случаях наблюдается резкое пересечение девонского и додевонского планов тектонической (структурно-фациальной) зональности. Наиболее отчетливо это устанавливается в каледонском массиве Центрального Казахстана (см. рис. 16).

В ряде районов четкой зависимости от додевонской зональности не обнаруживается не только в случае распределения осадочных и вулканических пород, но и в случае интрузивных комплексов. Это типично для более древних складчатых областей, но отчетливо выявляется также в Северных Аппалачах и в области Лаклан, среднедевонские гранитоидные комплексы которых распространены очень широко (особенно в Аппалачах) и не зависят от складчатой структуры или структурно-фациальной зональности субстрата.

Дискордантное залегание девонских образований по отношению к структуре субстрата свидетельствует о перестройке плана тектонических движений при переходе от эпохи формирования структуры додевонских пород к эпохе девонского орогенеза, и, следовательно, о переориентации системы действовавших в то время тектонических сил. В тех областях, в которых масштаб подобной перестройки был значительным, он плохо увязывается с представлением о преемственности создавших эту структуру процессов; естественнее видеть в нем результат изменения самого процесса тектогенеза.

Тем более не приходится говорить о преемственности процесса девонского горообразования от предшествующего геосинклинального развития в тех случаях, когда между ними был большой перерыв во времени. А во многих областях, которые относят, как правило, к каледонидам и где девонский орогенез проявился в яркой форме, этот перерыв был очень продолжительным. В некоторых из них после заключительной складчатости прошло более 50—70 млн. лет (Метаморфическая зона, Минусинский район, Тасмания), не говоря о прекращении задолго до девона прогибания в таких зонах, как Гренландия, Шпицберген, Аделаида, о геосинклинальных условиях которых если и можно говорить, то в лучшем случае для докембрия.

Кроме того, в некоторых областях с разным возрастом консолидации завершение геосинклинального развития сопровождалось не только складчатостью, но и формированием молассы. Так, континентальная моласса сопровождала завершение геосинклинального развития района Минусинских впадин (моласса верхнего кембрия — нижнего ордовика), Тасмании (моласса тремадока), отчасти Западного Саяна (моласса наложенных

верхнесилурийских впадин). Морская пестроцветная моласса накапливалась в остаточных прогибах Центрального Казахстана после складчатости в конце ордовика. Близкие по типу породы известны и в других районах. По-видимому, во всех таких районах этой («нижней») молассой и связанной с ней по времени складчатостью задолго до девона закончилось геосинклинальное развитие. Девонский же орогенез открывает новую страницу в их истории и ее нет оснований считать следствием предшествующей истории.

Наконец, хочется обратить внимание на особенности пространственного расположения орографических элементов (горных массивов и впадин) девона относительно предшествовавшей зональности. Вероятно, встав на точку зрения связи девонского орогенеза с геосинклинальным развитием, следовало бы ожидать, что механизм превращения геосинклинальной области в орогенную должен характеризоваться определенными и более или менее выдерживающимися закономерностями. В противном случае есть риск оказаться в уже знакомой ситуации, когда, с одной стороны, постулируется закономерная связь процессов, а с другой, не обнаруживается фактически никакой постоянной зависимости последующего процесса (орогенеза) от предшествующего (геосинклинального, или, точнее, доорогенного) развития.

С этой точки зрения наиболее интересны области с поздним завершением геосинклинального развития, т. е. те, в которых геосинклинальный этап без перерыва во времени сменился орогенным и которые в силу этого в первую очередь могли бы претендовать на роль «генераторов» девонского орогенеза. К тому же они развивались в относительно активном геосинклинальном режиме. Однако инверсия при переходе от прогибаний к поднятиям протекала в них по-разному: центры поднятия, представлявшие собой основные орографические массивы и служившие главными источниками сноса обломочного материала, располагались в разных случаях по-разному относительно наиболее активных геосинклинальных зон.

В одних случаях горная страна возникала на месте самой геосинклинальной области, т. е. имела место ее полная инверсия в чистом виде. Такой механизм развития был свойствен Северным Аппалачам и Западному Саяну (или, вернее, восточной части Алтае-Саянской области, так как Западный Саян представляет собой более частную структуру по сравнению с Северными Аппалачами). Районы в обрамлении геосинклинали в обоих случаях были относительно более пониженными и служили в основном ареной аккумуляции отложений (рис. 32). Однако и между ними была существенная разница: в Алтае-Саянской области салаирские складчатые сооружения Минусинского района и даже окраинные районы Сибирской платформы (Рыбинская впадина) подверглись более сильной тектони-

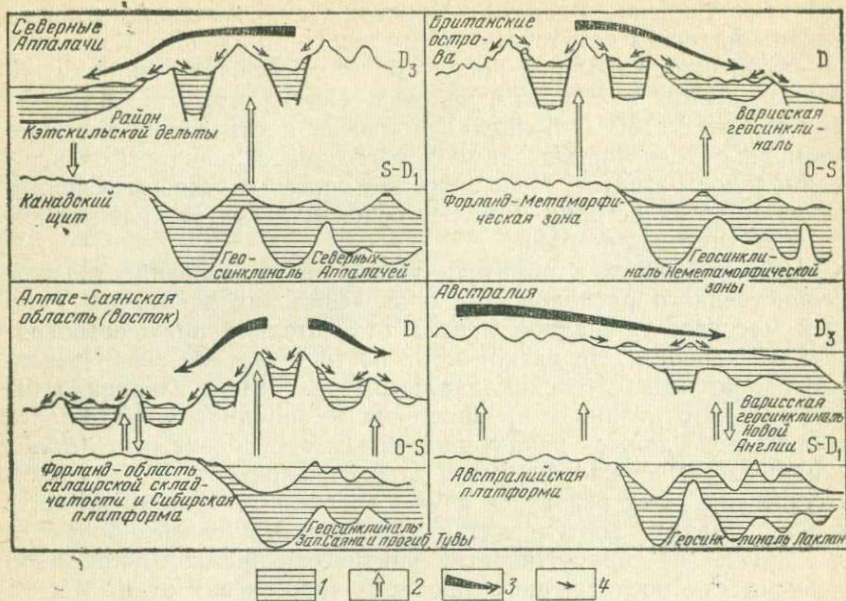


Рис. 32. Примеры расположения центров девонского горообразования по отношению к додевонским геосинклинальным прогибам (принципиальные схемы с условным изображением палеотектонической зональности) (составил Ю. Г. Леонов)

1 — геосинклинальные и орогенные комплексы; 2 — главная направленность вертикальных движений в ходе орогенеза; 3 — генеральное направление сноса обломочного материала; 4 — направление местного сноса

ческой и магматической активизации в девоне по сравнению с краем Канадского щита, являвшегося форландом Северных Аппалачей.

Иной тип развития наблюдается в британских каледонидах. Центр инверсии в них располагался не в молодой геосинклинали Неметаморфической зоны, а в пределах ее форланда — в Метаморфической зоне, которая завершила свое геосинклинальное развитие задолго до девона. Территория Неметаморфической зоны в девоне была расчлененной, но более низкой и менее активной частью девонской орогенической области.

Несколько другим путем развивался орогенез в области Лаклан. Она не столько испытывала горообразовательные движения, сколько служила ареной накопления обломочного материала, поступавшего из активно разрушавшихся внутренних частей Австралийского континента. Сама же область Лаклан, видимо, представляла собой среднегорную страну, в которой располагались обширные впадины.

В результате указанных различий складывается впечатление, что не геосинклинальная область испытывает инверсию в

итоге закономерного процесса своего развития, а сама она, как часть более обширной территории, оказывается захваченной орогенезом и горообразованием.

Таким образом, и с этой точки зрения мы приходим к тому же выводу о независимости девонского орогенеза от предшествовавшего геосинклинального развития. Этот вывод согласуется еще и с тем, что значение девонских движений выходит далеко за пределы каледонских складчатых областей. Те же тенденции развития в девоне, хотя и с меньшей интенсивностью тектонических и магматических процессов, прослеживаются в истории многих древних платформ. К рассмотрению их мы теперь и перейдем.

## ДЕВОНСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

---

С целью показать, что девонскими движениями были захвачены не только области каледонской, т. е. ранне-среднепалеозойской, складчатости, но и обширные пространства за их пределами, ниже рассматривается история развития в девоне древних платформ. На них не было горообразования в полном смысле слова, но общая направленность движений соответствовала тому, что наблюдается в областях каледонской складчатости. Особенно показательны в этом отношении Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы, на территории которых движения были наиболее интенсивными, а также (хоть и в меньшей степени) Сибирская и Африкано-Аравийская платформы. Единственной крупной платформой, выпадающей из этого ряда, является Южно-Американская, имевшая в девоне свой собственный, отличный от большинства остальных платформ, режим развития.

### Северо-Американская платформа

Здесь рассматривается территория Мидконтинента и области Великих Равнин к югу от канадско-американской границы.

В. Е. Хаин [93] обратил внимание на существование разных представлений о ритме эпейрогенических движений на Северо-Американской платформе в палеозое, проявляющееся, в частности, в неодинаковой оценке разными авторами частоты и продолжительности перерывов, выраженных несогласиями. Неодинаковая трактовка дается и авторами двух наиболее обстоятельных и сделанных на современном уровне сводок по истории развития Северо-Американской платформы — У. Е. Хэмом и Дж. Л. Уилсоном [120], с одной стороны, и Л. Л. Слосом [147] — с другой.

Л. Л. Слос обосновывает наличие в палеозойском чехле не более 3—4 основных несогласий, разделяющих крупные серии (или, как он их называет, последовательности) пород. По мнению У. Е. Хэма и Дж. Л. Уилсона, действительная картина является более сложной. Они считают, что количество крупных несогласий доходит до 14 при общем их количестве 30. Од-

нако ими подчеркивается, что наиболее значительные из них, как примерно и полагал Л. Л. Слос, имели место перед чези (т. е. перед лланвирном), перед средним девоном<sup>1</sup> и перед пенсильвaniem. На первый взгляд разница по количеству несогласий получается существенная, особенно с точки зрения наших задач: одно дело придавать принципиальное значение эпохе девонских движений, если подобных эпох насчитывается в палеозое всего 3—4, другое — если она оказывается одной из 14. В последнем случае ее пришлось бы отнести к ординарному событию в ряду чуть ли не перманентных тектонических импульсов.

Нетрудно убедиться, однако, что будучи построены приблизительно на одном и том же фактическом материале, данные точки зрения различаются в основном методикой его интерпретации. Разница между ними определяется главным образом двумя обстоятельствами. Во-первых, тем, что Л. Л. Слос четко отделил межрегиональные несогласия от региональных. Первые прослеживаются на всей платформе — как на поднятиях, так и в депрессиях — и маркируют наиболее важные переломные моменты в развитии платформы. Вторые играют гораздо более скромную роль и отмечаются только в отдельных районах платформы — преимущественно на поднятиях. У У. Е. Хэма и Дж. Л. Уилсона этой дифференциации не сделано, или она сделана гораздо менее четко, в результате чего главные и второстепенные события имеют как бы равный удельный вес. Во-вторых, У. Е. Хэм и Дж. Л. Уилсон в некоторых случаях неправомерно определяют возраст движений, вызвавших перерыв и несогласие, по возрасту базальных горизонтов вышележащих трансгрессивных серий. Отсюда создается ложное впечатление о большем, чем на самом деле, количестве несогласий, хотя в действительности это связано с изменением возраста базальных горизонтов в условиях развивающихся трансгрессий. Если учесть эти обстоятельства, то данные названных авторов могут быть удовлетворительно согласованы между собой. Дополняя друг друга, они позволяют вполне однозначно понять характер и относительную роль девонских движений.

Как было сказано, в разрезе чехла Северо-Американской платформы Л. Л. Слосом [147] выделено несколько серий (последовательностей), которые соответствуют крупным циклам седиментации, а разделяющие их несогласия — главным эпохам поднятия и регрессии моря. По сути дела, данные серии или последовательности представляют собой главные структурные комплексы чехла. В палеозое насчитывается четыре такие серии, которым присвоены следующие названия<sup>2</sup>: Соок (до чези),

<sup>1</sup> Этот рубеж Л. Л. Слос помещал внутри раннего девона.

<sup>2</sup> Описание и методика выделения этих последовательностей в русском переводе даны в статье Л. Л. Слоса, В. Крумбейна и Э. Деллза [84].

Пермь	
Пенсильвания	Абсарока
Миссисиппий	Каскаския
Девон	
Силур	Типпекано
Ордовик	
Кембрий	Соок

Рис. 33. Последовательность осадочных серий (точки и белое поле) и перерывов (черное) в чехле Северо-Американской платформы (Sloss, 1963). Направление профиля широтное от Центральной Невады (слева) через Мидконтинент к Аппалачскому бассейну (справа)

Типпекано (от чези до нижнего девона), Каскаския (от нижнего девона до миссисиппия), Абсарока (верхи миссисиппия, пенсильваний, пермь) (рис. 33). Эпоха девонских движений, приведшая почти к повсеместному и длительному осушению территории Мидконтинента и области Великих Равнин и к заметному (в масштабе платформы) преобразованию ее структуры, отделяет ордовик-силурийскую серию Типпекано от девон-миссисиппийской серии Каскаския. Она является одной из самых значительных в палеозое, наряду с аналогичной эпохой в ордовике (на границе серий Соок и Типпекано) и отчасти в конце миссисиппия (на границе серий Каскаския и Абсарока).

Эпоха поднятий, отмеченная несогласием на границе серий Соок и Типпекано, имела место перед чези (лланвирном европейской схемы). У. Е. Хэм и Дж. Л. Уилсон [120] выделяют его как наиболее значительное несогласие в палеозойском разрезе платформы, так как оно отмечается на всей площади, включая и поднятия, и впадины. Поднятие сопровождалось глубоким размывом; местами наблюдаются угловые несогласия.

В интервале от чези до раннего девона движений, соизмеримых с только что указанными, не происходило. В этом интервале описывается несколько перерывов: перед трентоном (в карадоке), в цинциннатском веке (ашгилий), на границе ордовика и силура («таконский» перерыв), перед ниагарским веком (в конце лландовери). У. Е. Хэм и Дж. Л. Уилсон так же, как и Л. Л. Слос, подчеркивают их второстепенное значение. Это были локальные, непродолжительные перерывы, не сопровождавшиеся глубокой эрозией и отмеченные локальными несогласиями главным образом на позитивных структурах во внутренних частях платформы [147].

Следующее несогласие расположено в подошве девона. У. Е. Хэм и Дж. Л. Уилсон склонны, по-видимому, считать связанный с ним перерыв, сопровождавшийся размывом подстилающих пород и местами их слабой деформацией, более значительным событием по сравнению с описанными выше перерывами в промежутке от чези до конца силура. По их данным, это несогласие прослеживается повсюду, где есть отложения девона. Следует иметь в виду, однако, что по этому признаку трудно судить о том, насколько широко в действи-

Рис. 34. Расположение структур, указанных на рис. 35—37 (Нат. а. Wilson, 1967)

Синеклизы (бассейны):  
 Мич — Мичиган, Илл — Иллинойс, Вилл — Виллстон, С — Сзлейн, Ф-С — Форест-Сити, М-Д — Мидленд-Делавер; А — внутриплатформенный прогиб Анадарко. Положительные структуры: Скалистые горы, Аппалачи, система Вичита. Черное — выходы фундамента

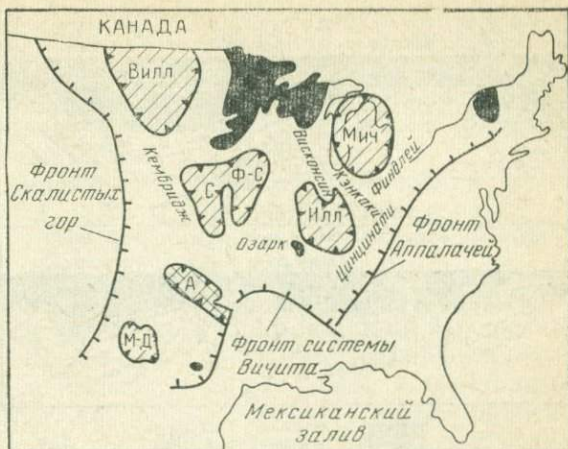
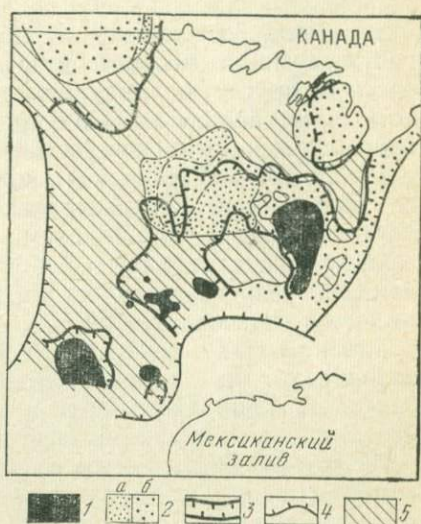


Рис. 35. Схема современного распространения отложений девона на Северо-Американской платформе в пределах США (составил Ю. Г. Леонов по данным Нат. а. Wilson, 1967)

Области распространения отложений: 1 — нижнего девона (железного яруса), 2 — эмского-эйфельского яруса (а — залегающего на ордовике, б — залегающего на силуре); 3 — контур области распространения верхнего девона (франского яруса); 4 — фронт складчатых сооружений Аппалачей, Вичита, Скалистых гор; 5 — область отсутствия нижнего и среднего девона



тельности проявились преддевонские поднятия: нижнедевонские отложения распространены очень ограниченно только на южной окраине платформы — в синеклизах Иллинойс и Мидленд-Делавер и в прогибе Анадарко (рис. 34, 35).

Вероятно, поднятие на границе силура и девона соответствует первому импульсу восходящих движений, немного позже охвативших всю платформу. Вместе с тем этот импульс все-таки не вызвал, по-видимому, решительного перелома в режиме осадконакопления, т. е. окончательного перехода к поднятиям и всеобщей регрессии, которые имели место несколько позже.

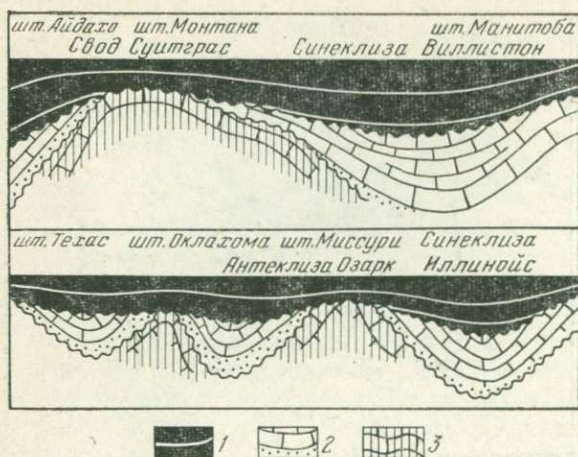


Рис. 36. Схематизированные палеотектонические профили, показывающие характер залегания серий (Sloss, 1963).

1 — Каскаския (девон — миссисипий); 2 — Типпекано (ордовик — начало девона); 3 — Соок (кембрий — ордовик)

Такой вывод был сделан Л. Л. Слосом исходя из характера присутствующих местами вышележащих отложений гельдербергского яруса (жедина), слагающих, по его мнению, верхнюю часть серии Типпекано. Они представлены морскими карбонатными отложениями (мощностью до 270 м в самом мощном разрезе синеклизы Иллинойс), которые, несмотря на ограниченное современное распространение, не содержат указаний на обстановку регрессии во время их формирования. По Л. Л. Слосу, они представляют собой уцелевшие от последующего размыва, разрозненные останцы первоначально более непрерывного плаща отложений.

Главная фаза девонских движений, являющаяся, как уже говорилось, одним из наиболее существенных событий в палеозойской истории Северо-Американской платформы, документируется крупнейшим несогласием на границе серий Типпекано и Каскаския. Это несогласие отмечается всюду на рассматриваемой площади, за исключением, возможно, лишь юго-западной части синеклизы Мидленд-Делавер (где, впрочем, если и нет несогласия, то среднедевонские породы обладают очень незначительной мощностью). При этом девонские породы серии Каскаския трансгрессивно залегают на всех более древних горизонтах силура и ордовика (рис. 36), доказывая тем самым большой размах движений и глубокий размыв перед началом новой трансгрессии [120, 147].

Стратиграфическая амплитуда описываемого несогласия варьирует в широких пределах. Почти везде из разреза выпадают отложения зигена (орисканиан); самые же древние члены трансгрессивной серии Каскаския дагируются (в Техасе и Оклахоме) нижним эмсом (эзопус). Они представлены маломощными песчаниками, карбонатными и кремнистыми порода-

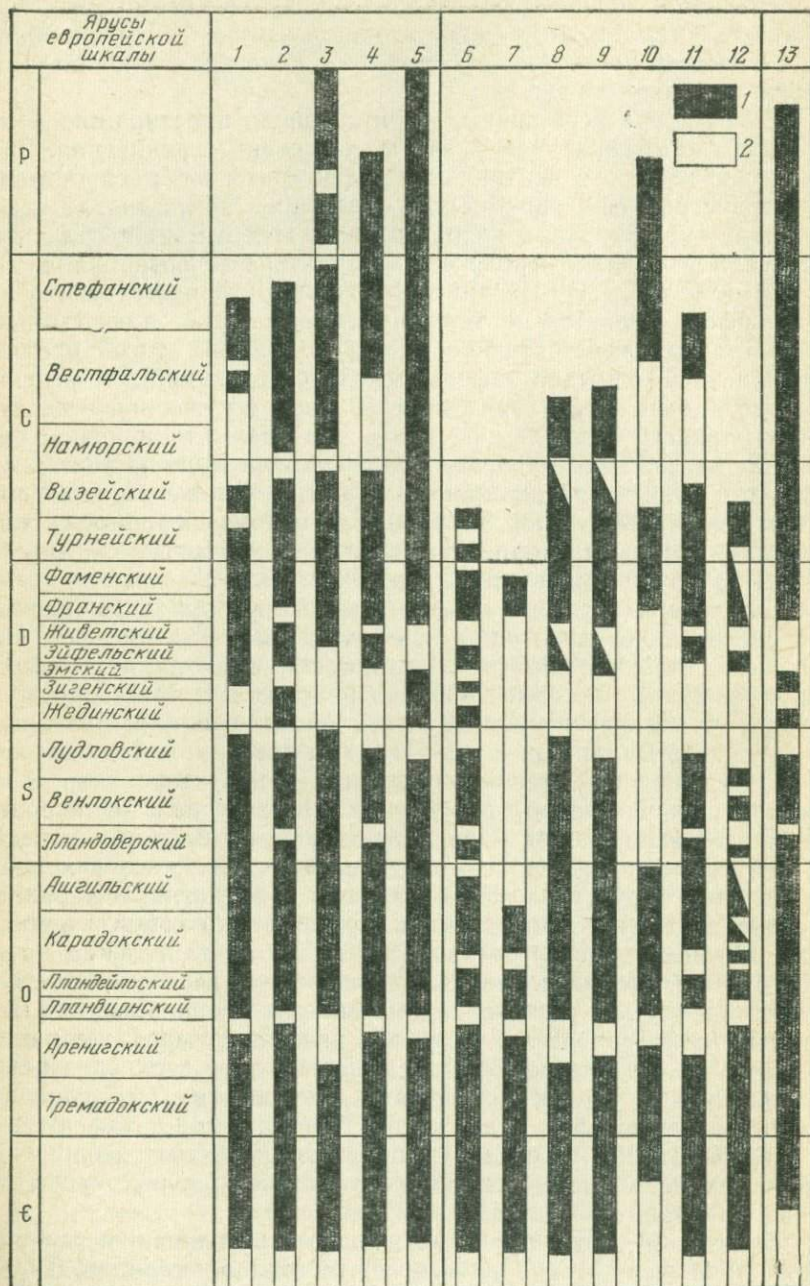
ми формации Дирпарк. На этом основании время поднятий определяется концом жединского века — зигеном. Это был главный импульс длительной эпохи поднятий, в течение которой большая часть Мидконтинента и южной части Великих Равнин оставалась сушей.

Возраст трансгрессивных горизонтов по простиранию изменяется. Отложения эмса развиты еще очень ограниченно. Значительно шире — в центральной части кратона — распространены трансгрессивно залегающие отложения эйфельского яруса (онондаген). Это дало повод считать, что именно перед эйфелем или в начале эйфеля имели место основные движения [120] (см. табл. 1). Несомненно, однако, что несогласие в низах эйфеля является не только, а может быть и не столько, результатом самостоятельной фазы поднятий этого времени (конца эмса — начала эйфеля), сколько результатом изменения возраста базальных горизонтов за счет постепенного наступления трансгрессии. Тем не менее тот факт, что широкое развитие трансгрессии началось только в эйфеле, доказывает, что до этого времени продолжалось поднятие. Что же касается продвижения трансгрессии, то в эйфеле оно не закончилось полностью. Базальные горизонты местами (в синеклизе Виллстон) датируются живетским веком (гамильтон).

Отложения среднего девона, как уже указывалось, распространены значительно шире нижнедевонских (см. рис. 35). Они сложены главным образом кремнистыми известняками небольшой мощности (не более 300 м в районах максимального развития). В северных районах штата Айова, в штате Мичиган и в синеклизе Виллстон с известняками ассоциируют эвапориты.

Перед поздним девоном произошло повторное оживление восходящих движений, отмеченное несогласием в подошве верхнедевонских пород. Оно наблюдается на бортах и изредка в центральных частях некоторых синеклиз и во многих положительных структурах. По сравнению с поднятиями в раннем девоне поднятие этого времени представляло собой второстепенный эпизод, которым завершилась вся длительная эпоха воздыманий второй половины раннего и среднего девона, начало которой было положено движениями в конце жедина и в зигене (с предварительной фазой движений перед жедином). К тому же появление несогласия в подошве верхнедевонских отложений, не во всех случаях, по-видимому, обусловлено самостоятельной фазой движений. Частично, оно, так же как и предэйфельское несогласие, образовалось за счет расширения трансгрессии моря, постепенно затоплявшего сушу, существовавшую с раннего девона.

В позднем девоне произошло полное выравнивание условий, сохранившихся затем в течение почти всего миссисипия. Трансгрессия распространилась практически на всю платформу. На ней в обстановке медленного прогибания почти во всех синек-



клизах накапливались глинистые толщи, представленные темными битуминозными глинами с конодонтами (формация Чете-ноога и ее эквиваленты), частично с кремнистыми и карбонатными породами. Лишь в синеклизе Виллистон верхний девон сложен карбонатными породами и эвапоритами. На площади верхнедевонские породы распространены значительно шире среднедевонских, не говоря уже о нижнедевонских (см. рис. 35).

Таким образом, ранне-среднедевонская эпоха в истории развития Северо-Американской платформы действительно обособляется как эпоха весьма активных возмущений (рис. 37). Ее общая продолжительность приблизительно соответствует отрезку времени от верхней части жединского века до начала франского. При этом пик активности совпадает как раз с ее началом — с концом жедина и зигеном, когда произошло быстрое поднятие и регрессия сразу же достигла максимума. Следует отметить при этом, что регрессия этого времени, как показали подсчеты А. Л. Яншина [105], была наиболее значительной за всю палеозойскую историю платформы, включая и регрессию в ордовике. Учитывая большое значение движений эйфельского века (акадской фазы) в каледонидах, заманчиво было бы еще один пик этих поднятий сопоставить с началом эйфеля, как это и делают У. Е. Хэм и Дж. Л. Уилсон. Однако, как уже говорилось, основания для этого не слишком надежные.

Обращает на себя внимание преддевонская фаза поднятий, которая на Северо-Американской платформе предвляла главную эпоху поднятий; она хорошо согласуется с движениями позднекаледонской фазы во многих районах земного шара, в том числе и в каледонидах.

Если расположить девонские события последовательно, мы получим следующую картину:

- поднятие и перерыв на границе силура и девона, хорошо коррелирующиеся с позднекаледонской фазой движений;
- опускание и, возможно, существование более или менее открытого морского бассейна в жедине;
- основная эпоха поднятий, начавшаяся в конце жедина и продолжавшаяся до конца раннего девона — начала эйфеля;
- постепенное угасание поднятий и сопровождавшая этот про-

---

Рис. 37. Перерывы в отложениях на Северо-Американской платформе, территория США (Ham a. Wilson, 1967; упрощено — исключены колонки, в которых девон и силур отсутствуют)

1 — осадочные серии; 2 — перерывы. Отрицательные структуры: (синеклизы, бассейны): 1 — Мичиган, 2 — Иллинойс, 3 — Виллистон, 4 — Форест-Сити, Сэлей, 5 — Мидленд-Делавер. Положительные структуры (антеклизы, своды, поднятия): 6 — Цинциннати (западное крыло), 7 — Цинциннати (свод), 8 — Кэнкаки-Финдлей, 9 — Висконсин, 10 — Кембридж (восточное крыло), 11 — Озарк (северо-западное крыло), 12 — Озарк (южное крыло), 13 — прогиб Анадарко

цесс последовательная трансгрессия моря (частично начавшаяся еще в эмсе, но главным образом происходившая в среднем девоне);

заключительная вспышка тектонической активности перед поздним девонем;

повсеместное погружение в позднем девоне, в какой-то мере соответствующее постепенному угасанию интенсивности восходящих движений, которое наблюдалось к концу девона во многих областях девонского орогенеза.

Вся эта последовательность событий хорошо вписывается в последовательность событий в каледонидах, да и некоторые более частные особенности оказываются у них общими.

К сказанному остается добавить, что девонские движения на Северо-Американской платформе не могут рассматриваться в качестве отголоска (резонанса) движений в смежных геосинклиналях. Этим они, кстати, отличаются от более поздних поднятий перед пенсильвaniem, в пенсильвании и в перми, которые хорошо коррелируются с орогенезом в соседних системах Вичита и Южных Аппалачей. Для девонского тектогенеза можно было бы говорить только о влиянии Северных Аппалачей, в которых девонский орогенез, как было показано, играл видную роль. Однако в наиболее близких к ним районах платформы — в синеклизах Мичиган и Иллинойс — девонские перерывы выражены как раз далеко не лучшим образом. Л. Л. Слос [147] и Г. Е. Уилер пришли к выводу об отсутствии непосредственной связи между движениями на платформе и в прилегающих к ней геосинклинальных (складчатых) областях. Очевидно, то согласование во времени, которое обнаруживается для движений в удаленных друг от друга районах, объясняется не простым влиянием геосинклинальных процессов на платформу, а другими причинами — общими как для геосинклиналей, так и для платформ.

### Сибирская платформа и Северная Земля

Девонский период на Сибирской платформе был временем общего поднятия и регрессии, о чем свидетельствует как ограниченное распространение (главным образом по краям платформы) девонских отложений, так и их континентальное, континентально-лагунное и прибрежно-морское происхождение. Эти черты типичны для большей части отложений девона, отчасти за исключением отложений верхних горизонтов среднего девона (главным образом живетского яруса), когда море было распространено несколько шире. Вместе с тем из-за общей направленности развития Сибирской платформы в палеозое, характерной чертой которого было последовательное разрастание поднятий и сокращение площади морского бассейна, восходящие движения и регрессия девона выделяются на этом

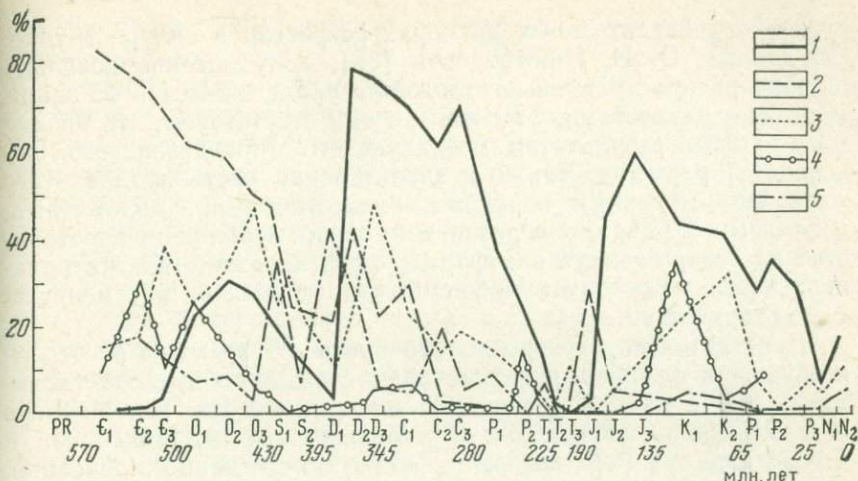


Рис. 38. Кривые трансгрессий и регрессий на древних платформах (Яншин, 1973)

1 — Восточно-Европейская; 2 — Сибирская; 3 — Северо-Американская; 4 — Австралийская; 5 — Южно-Африканская

фоне менее эффективно, чем, скажем, на Северо-Американской платформе.

График развития трансгрессий и регрессий, составленный А. Л. Яншиным [105] по материалам Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, показывает неуклонное сокращение площади морского бассейна от максимальной в начале палеозоя до минимальной в среднем карбоне, когда была осушена почти вся территория платформы. Девонский период отчетливо выделяется двумя максимумами регрессии на фоне в общем достаточно плавного хода кривой (рис. 38). Один из них связан с ранним девонem и отчасти с поздним силуром, второй — с поздним девонem. В разделяющее их среднедевонское время море занимало, по этим данным, большую площадь. Подсчет площади распространения морских отложений доказывает при этом не только ярко выраженные геократические тенденции позднесилур-раннедевонской и позднедевонской эпох, но и их переломный характер, подчеркивающийся изломом графика. Несмотря на то что позднесилур-девонские поднятия в данном случае наложились на общее поднятие, все же они оказались достаточно активными, чтобы нарушить плавный ход графика.

Последовательное сокращение моря, или точнее площади современного распространения морских отложений, свойственно и для ордовика, и для силура и отражает, как уже указывалось, общую направленность развития платформы. Однако

судить о действительных размерах регрессии в силуре трудно. По данным О. И. Никифоровой [66], долудловские довольно широко распространенные отложения представлены в основном морскими разностями. Там же, где они отсутствуют, это вполне может быть результатом последующего (преддевонского, девонского) размыва. Также и значительная часть лудлова сложена еще морскими породами — известняками, доломитами, мергелями. Правда, они развиты на очень небольшом пространстве на северо-западе платформы, но и их отсутствие на большей части платформы может быть в большей или меньшей мере вторичным.

Действительно, уверенно говорить о времени регрессии и осушения платформы можно лишь с позднего лудлова (даунтона) или с начала девона. По материалам Вл. Вл. Меннера и Э. Н. Янова (61) и Вл. Вл. Меннера, М. В. Михайлова и Г. С. Фрадкина (62), которые лежат в основе данного описания, сложения этого возраста также выделяются только в северо-западных районах Тунгусской синеклизы — в Туруханско-Игарском и Приенисейском районах, т. е. в краевой зоне платформы. Но, будучи приуроченными к краю платформы, они сложены континентальными и лагунно-континентальными породами — красно- и пестроцветными доломитами, мергелями, аргиллитами, гипсоносными глинами и гипсами мощностью до 240 м. По остаткам рыб нижние горизонты этой толщи датируются даунтоном (в районе Норильска), верхние — кобленцем (зигеном — эмсом, по принятой нами схеме). Эмский возраст имеют, вероятно, также отложения разведочинского горизонта, который по принятой схеме [86] датируется нижним эйфелем. Эти отложения, также развитые только в северо-западных районах платформы, согласно залегают на отложениях нижнего девона и сложены пестрыми и серыми аргиллитами с прослоями доломитизированных известняков и фосфоритов.

С концом раннего — началом среднего девона, возможно, было связано усиление поднятий. Об этом свидетельствует наблюдаемое местами (на северо-западе платформы) трансгрессивное залегание эйфельских (верхнейэйфельских) и живетских отложений на отложениях нижнего девона. Возможно, эти движения имели чисто локальное значение.

Вышележащие эйфельские и живетские породы (мантуровского и юктинского горизонтов) развиты на более широкой площади на северном и юго-западном бортах Тунгусской синеклизы и в Притаймырском прогибе. Они сложены пестроцветными аргиллитами, глинистыми известняками и доломитами эйфеля — нижнего живета (с ихтиофауной) и доломитизированными известняками и доломитами, с более разнообразной морской фауной верхнего живета. Их общая мощность менее 0,4 км. Состав пород, особенно морских отложений верхнего живета, и их более широкое распространение указывают на

относительные опускания и расширение морского бассейна к концу среднего девона.

Верхний девон сложен пестроцветными континентальными и серо- и пестроцветными лагунно-морскими отложениями франского и фаменского ярусов. Распространены они приблизительно в тех же районах, что и отложения среднего девона: по окраинам Тунгусской синеклизы, в Канско-Тасеевской и, возможно, Вилюйской впадинах, а также в Притаймырском прогибе. Местами, как, например, в нижнем течении р. Котуя и в Канско-Тасеевской впадине, франские и верхнефранские отложения трансгрессивно залегают на древних породах вплоть до нижнего палеозоя и докембрия. Это свидетельствует о расширении сферы осадконакопления и об опусканиях этого времени.

Приведенные данные позволяют следующим образом уточнить, то, что было сказано об отчетливо выраженном геократическом характере девонского периода и о двух пиках регрессии — в раннем и позднем девоне, разделенных эпохой относительной трансгрессии среднего девона.

Прежде всего можно предполагать, что регрессия и поднятия девонского периода начались с даунтона (а не раньше, как это кажется на основании подсчета площади распространения морских пород), во всяком случае, где-то вблизи границы силура и девона. Это, правда, подкрепляется материалами по очень небольшой территории, но других данных пока нет. Такое заключение соответствует мнению Н. С. Зайцева [27], согласно которому граница силура и девона служит границей структурных комплексов (этажей) платформенного чехла, которых в палеозое выделяется всего три (нижне-среднекембрийский, верхнекембрий-силурийский, девон-пермский).

Первый наиболее регрессивный этап девонской истории продолжался с даунтона до позднего эмса включительно, причем с поздним эмсом или началом эйфеля были связаны локальные и, может быть, общие поднятия.

Со второй половины эйфельского — начала живетского века началась новая волна погружений и трансгрессии, во время которой значительная часть территории по краям Сибирской платформы была затоплена. Позднедевонская эпоха по отношению к среднему девону выделяется как эпоха поднятий, но меньших, чем в раннем девоне.

Есть указания на то, что в позднем девоне в западных районах Вилюйской впадины имел место слабый кислый вулканизм, проявившийся впервые после раннего — среднего кембрия [51].

В литературе высказывались разные взгляды на тектоническую принадлежность Северной Земли. Наиболее широко распространено мнение об отнесении той ее части, которая сложена породами нижнего и среднего палеозоя, к области кале-

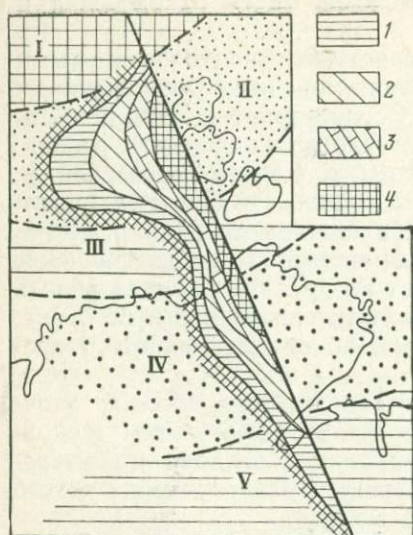


Рис. 39. Положение Североземельского кембрий-девонского прогиба относительно соседних районов (Погребницкий, 1971, упрощено)

I — зона предполагаемых поднятий к северу от Северной Земли, II — Североземельский прогиб, III — зона поднятий, разделяющих прогибы Таймыра и Северной Земли, IV — система прогибов Таймыра, V — Хатангский склон платформы. 1 — кембрий; 2 — ордовик; 3 — силур; 4 — девон

донской складчатости [88], а развитых здесь девонских краснокварцев — к эпигеосинклинальной каледонской молассе. В последние годы, однако, становится все более очевидным, что вся история развития этой области, в том числе отсутствие угловых несогласий в разрезе от ордовика до девона включительно [72], не дает оснований для этого заключения. Поэтому более аргументированной представляется точка зрения Ю. Е. Погребницкого, который всю территорию от Таймыра до Северной Земли рассматривает как область перикратонного опускания на севере Сибирской (или, как ее называет Ю. Е. Погребницкий, Северо-Азиатской) ранне-среднепалеозойской палеоплатформы, а территорию собственно Северной Земли к северо-востоку от о. Большевик — как наиболее глубокий внешний прогиб этой области (рис. 39). Наблюдающаяся сейчас обособленность этих районов от Сибирской платформы — результат более поздней переработки края платформы позднепалеозойской — раннемезозойской складчатой системой Таймыра.

В основании палеозойского разреза Северной Земли залегают складчатые толщи докембрия, для которых по сопоставлению с Таймыром принимается позднепротерозойский возраст [25].

Палеозойские породы слагают значительную площадь. Они изучены сравнительно хорошо; их возраст документирован фауной. За исключением верхнекембрийских отложений, распространенных на о. Октябрьской Революции и представленных не типичной для платформенных разрезов толщей переслаи-

Рис. 40. Сводный стратиграфический разрез нижне-среднепалеозойских отложений Северной Земли (составил Ю. Г. Леонов по данным Б. Х. Егиазарова, 1957, 1970, с дополнениями по данным Ю. Е. Погребницкого, 1971)

1 — конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — глинистые породы; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — прослой и линзы гипсов; 8 — перерывы; 9 — угловые несогласия

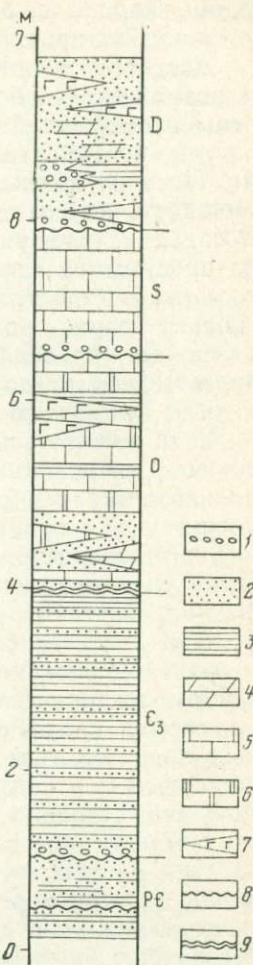
вающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников мощностью около 3 км, вышележащие палеозойские отложения обладают платформенным обликом, хотя и имеют большую мощность.

Отложения ордовика, силура и девона залегают почти конформно, образуя один структурный комплекс. Раньше на границе ордовика и силура отмечалась фаза складчатости и предполагалось внедрение в это же время интрузий гранитов и кварцевых порфиров на о. Большевик и на севере о. Октябрьской Революции [24]. Последующие исследования показали, однако, что эта граница отмечена перерывом без значительного углового несогласия, свидетельствующим о кратковременном поднятии, но не о существенной складчатости [72]. Не подтверждается также предположение о таконском (позднеордовикском) возрасте гранитов, которые хорошо сопоставляются с пермь-триасовыми гранитами мыса Челюскин на Таймыре. Последнее перед девонном крупное несогласие приурочено, таким образом, к подошве ордовика (к границе ордовика с верхним кембрием).

Краткая характеристика разреза Северной Земли дается ниже в основном по данным Б. Х. Егиазарова [24, 25].

Ордовик сложен пестроцветными, фациально изменчивыми породами мощностью до 2,2—2,5 км с преобладанием в нижней части пестрых песчаников с прослоями доломитов, мергелей и известняков, в верхней части — пестрых мергелей, доломитов и известняков с прослоями и линзами гипсов (рис. 40).

Силурийские отложения имеют другой облик. Их полный разрез описан на о. Октябрьской Революции, а венлок и лудлов, кроме того, на о. Пионер. Силур целиком, если не считать редких пластов доломитов, сложен мелководными известняками мощностью до 1,6 км, в которых на основании богатой



фауны кораллов, брахиопод, трилобитов и других ископаемых установлено присутствие всех ярусов силура, включая лудлов.

Девонские отложения залегают на силурийских с перерывом и, возможно, с небольшим угловым несогласием. Они представлены непрерывной толщей красноцветных лагунно-морских и лагунно-континентальных отложений, в основном терригенных, но частично также карбонатных и гипсоносных, и мергелей. Мощность их доходит до 1,7 км в наиболее мощных разрезах. Богатая ихтиофауна и остатки других организмов указывают на присутствие здесь всех отделов девона, а в среднем девоне возможно выделение эйфельского и живетского ярусов. Поскольку возраст подошвы девонской толщи ближе, чем нижний девон, не определяется, остаются невыясненными точная продолжительность послелудловского перерыва и точное время начала девонского цикла седиментации.

Если попытаться на основании данного разреза оценить тектоническую позицию рассмотренных толщ, то, вероятно, только для позднего кембрия можно говорить о миогеосинклинальном режиме. Для ордовика было характерно отчетливое уменьшение интенсивности прогибания и очень сглаженный рельеф области седиментации. Ордовикские отложения не содержат грубых кластических разностей. Их накопление происходило в полностью компенсированном мелководном морском бассейне и в лагунной обстановке. Эти признаки свидетельствуют о спокойном тектоническом режиме эпиконтинентального бассейна, скорее платформенного, чем геосинклинального, типа, хотя и со значительным суммарным прогибанием. Обстановка однообразного морского бассейна, но с нормальным солевым режимом, существовала и в силуре. Для него также нет каких-либо свидетельств повышенной тектонической подвижности. Исходя из этих данных, в лучшем случае можно допустить существование на территории Северной Земли довольно вялой миогеосинклинальной зоны в кембрии, которая замкнулась также без интенсивного диастрофизма перед ордовиком. Понятно, что в подобной ситуации нет смысла искать связи между этой проблематичной геосинклинальной зоной и девонскими отложениями, даже если бы последние действительно обладали свойствами типичных молассовых толщ.

Мнение о каледонском возрасте складчатости на Северной Земле базировалось главным образом на представлении о наличии здесь предсилурийского несогласия и гранитоидного магматизма. Б. Х. Егiazаров [24] выделял данное несогласие как главный рубеж в развитии североземельских «каледонид»; так же относился к нему и Н. С. Зайцев [87]. По-видимому, и интерпретация девонских красноцветов как «каледонской» эпигеосинклинальной молассы вытекает не столько из свойств самой девонской толщи, сколько из представления о каледонском возрасте складчатости на этой площади. Отказ от признания

ведущей роли предсилурийских движений и сомнительность геосинклинальной природы ордовикских и силурийских отложений подрывает главную основу указанной аргументации: не остается ни причин считать Северную Землю областью каледонской складчатости, ни тем более трактовать девонские отложения как «каледонскую» молассу.

Что касается большой мощности отложений, то она, как уже указывалось, объясняется краевым положением структур Северной Земли в теле Сибирской палеоплатформы. Ю. Е. Погребницкий называет ее внешним краевым прогибом области перикратонного опускания. Судя по приведенным материалам, это название вполне правильно отражает суть дела. От современного края Сибирской платформы через Таймыр к Северной Земле происходит последовательное нарастание мощности отложений (от 2—3 до 5—5,5 км для ордовика — девона) при незначительном изменении их литологического состава и условий седиментации. В палеогеографическом отношении вся эта территория представляла собой, по-видимому, область континентальной окраины, покрытой мелководным морем и временами даже осушавшейся. Для Таймырской части этого бассейна были характерны типичные платформенные условия; Североземельская впадина по режиму тектонических движений и осадконакопления больше всего напоминает другие области перикратонных опусканий, характерной чертой которых является длительное, устойчивое, довольно значительное, но компенсированное и недифференцированное прогибание, приводящее к накоплению отложений, ничем кроме повышенной мощности не отличающихся от типичных платформенных отложений.

Обращает на себя внимание то, что в разрезах Северной Земли зафиксированы в виде перерывов (лишь местами со слабыми угловыми несогласиями) важнейшие фазы движений планетарного распространения: таконский перерыв на границе ордовика и силура и отмечающийся почти во всех каледонидах перерыв на границе силура и девона (позднекаледонская фаза движений). Строение же самой девонской толщи более или менее однородно и не позволяет дать более подробное расчленение девонской истории. По общему облику она имеет много общего с девонскими отложениями Сибирской платформы, но отличается от последних мощностью, непрерывностью и большим содержанием морских отложений.

### **Восточно-Европейская платформа**

В девонском периоде произошла коренная перестройка тектонического плана Восточно-Европейской платформы, отчетливо отразившаяся на режиме осадконакопления и распределении областей прогибания и поднятия. По масштабу преобразований и значению в истории становления платформы данная

эпоха соизмерима только с рифейской эпохой тектогенеза, а возможно, и превосходит ее, как считают некоторые исследователи [21]. Одним из главных процессов, определивших специфику девонского периода, было общее погружение центральных районов платформы, собственно и положившее начало образованию сплошного платформенного чехла на территории Русской плиты. До этого — в раннем палеозое — силуре — прогибание и осадконакопление были локализованы только в периферических районах платформы. Вторым, не менее характерным процессом было формирование системы крупных грабен.

Общая трансгрессия была приурочена к концу эйфельского века и главным образом к живетскому веку. С этого времени центральные районы платформы, не говоря о ее восточной и западной окраинах, которые всегда были более погруженными, были надолго (средний и поздний девон — карбон) затоплены морем. По данным М. М. Толстихиной [86], базальные горизонты девонских отложений датируются в основном живетом (и частично эйфелем) на западе, северо-западе и юго-западе платформы (в Главном девонском поле), живетом и франом — в центральных районах (в Центральном девонском поле), эйфелем — на территории Волго-Уральской области. В Главном девонском поле, примыкавшем к «континенту древнего красного песчаника», живет-верхнедевонские породы сложены в основном маломощными (300—400 м) лагунно-континентальными, часто красноцветными породами. В остальных названных районах они представлены более мощными (в Волго-Уральской области до 2—3 км) морскими отложениями.

Для раннего девона и большей части эйфельского века, напротив, были типичны ярко выраженные геократические условия. Отложения древнее эйфеля — живета встречаются спорадически, обладают ничтожной мощностью (в Днепровско-Донецкой впадине известная мощность эйфельских отложений 20—30 м) и возраст их большей частью проблематичен (предположительно нижним девоном датируется, например, казанлыкская свита Центрального девонского поля).

Поскольку во внутренних районах платформы отсутствуют не только нижнедевонские породы, но, как правило, также и породы силура и ордовика, получить полное представление о движениях раннего девона на этой территории трудно. Однако даже при имеющемся ограниченном материале, относящемся главным образом к окраинам платформы, для раннего девона устанавливается регрессия относительно ордовикского и силурийского периодов [105]. По своим размерам она сопоставима на Восточно-Европейской платформе только с регрессиями кембрия и среднего — позднего триаса.

Таким образом, общий регрессивный характер раннего девона и большей части эйфеля на Восточно-Европейской платформе, да еще с отчетливым пиком кривой регрессии по

отношению к более ранним и более поздним этапам в общих чертах соответствует тем тенденциям движений, которые были свойственны в раннем девоне большинству областей каледонской складчатости. С ходом развития многих областей каледонской складчатости в принципе гармонируют также погружение и трансгрессия во второй половине среднего девона и в позднем девоне.

Второй важной особенностью девонского этапа развития Восточно-Европейской платформы было формирование системы грабен и грабенообразных прогибов, во многих случаях сопровождавшееся вулканической деятельностью. Это была одна из двух эпох массового формирования грабен на Восточно-Европейской платформе; до этого аналогичный процесс, но в еще более широких масштабах, происходил в рифее. Благодаря его интенсивности и четкости созданного им структурного плана для девона более, чем для остальных эпох, за исключением рифея, отчетливо проявляется огромная роль структурного фактора в ходе осадконакопления [86].

Система девонских грабен состоит главным образом из структур двух направлений — северо-западного и северо-восточного. Среди них на фоне более мелких второстепенных грабен выделяются наиболее крупные и сложно построенные грабены, образующие главные пояса в группе структур каждого простирания. Главным элементом в группе структур северо-западного простирания является Днепровско-Донецкий (Припятско-Днепровско-Донецкий) грабен, среди структур северо-восточного простирания — так называемый Главный девонский ров, центральным звеном которого служит Кировско-Казанский грабен [16]. Главный девонский ров многими авторами сопоставляется (по морфологии, размерам и предполагаемой тектонической природе) с кайнозойской рифтовой системой Восточной Африки [21, 104]. По своему местоположению грабены девона в какой-то мере тяготеют к грабенам (авлакогенам) рифея, но строгой унаследованности не наблюдается: многие из них в большей или меньшей степени смещены относительно рифейских структур (рис. 41).

Достаточно твердо установлено, что развитие описываемых грабен и связанных с ними структур происходило во второй половине среднего девона и в позднем девоне. При этом эпоха наиболее активного формирования многих, если не большинства из них, закончилась в основном во франском веке — к концу кыновского времени. В конце франского века и в фаменском веке многие из них утратили свойства грабен и преобразовались в более обширные и более плоские впадины типа синеклиз [16].

Менее определенными данными мы располагаем в настоящее время о времени заложения грабен. Это связано с тем, что девонские породы в центральных зонах грабен находятся,

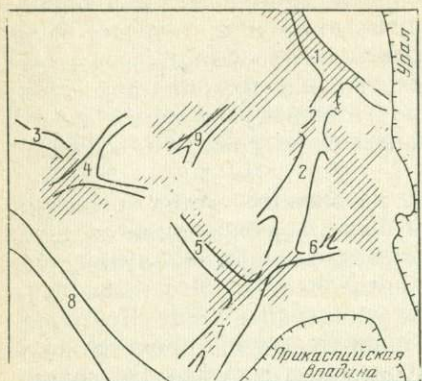


Рис. 41. Система девонских грабенов Русской плиты (толстые линии) и их соотношение (штриховка) с грабенами рифея (Валеев и др., 1969)

Грабены девона: 1 — Предтима́нский, 2 — Вятский (Кировско-Казанский), 3 — Черский, 4 — Валдайский, 5 — Рязано-Саратовский, 6 — Радаевский, 7 — Дово-Медведицкий, 8 — Днепровско-Донецкий, 9 — Солигаличский

как правило, на большой глубине и редко вскрываются при бурении, а возраст отложений на бортах может и не соответствовать началу погружений в центральных зонах. Но как бы то ни было, в основном заложение грабенов произошло, по видимому, в эйфельском веке или в начале живетского, во всяком случае прямых указаний на их существование в доэйфельское время нет, а в живетском и частично эйфельском веках их наличие зафиксировано. Принимая этот рубеж в качестве основного, естественно поставить вопрос о том, соответствует ли он акадской орогенической фазе, которая в каледонидах датируется в основном эйфелем. Видимо, начало образования грабенов на Восточно-Европейской платформе представляет собой одну из конкретных форм проявления акадских движений.

Следует учитывать, конечно, что взламывание коры в каждой крупной системе грабенов происходило, вероятно, не мгновенно и не одновременно на всем ее протяжении. Каждая такая система, по-видимому, разрасталась в латеральном направлении в течение какого-то отрезка времени. По косвенным признакам — возрасту вулканических проявлений, сопровождавших процесс формирования грабенов, — это устанавливается для Припятско-Днепровско-Донецкой системы. Вулканизм щелочного типа мигрировал в этой системе с юго-востока на северо-запад в интервале от конца среднего девона до позднего девона с наиболее молодыми проявлениями магматизма этого типа в северо-восточной части Припятской впадины [41]. Это интересно с точки зрения сравнения с кайнозойскими грабенами: аналогичная картина разрастания грабенов по простиранию на протяжении олигоцена — антропогена наблюдается в системе Африкано-Аравийского рифта.

Нельзя, кроме того, исключить возможности более раннего заложения Днепровско-Донецкого грабена. Геофизическими методами, главным образом профилированием методом ГСЗ, под

среднедевонскими породами, но выше поверхности кристаллического фундамента, обнаружена мощная толща пород, для которых одними авторами [100] допускается рифей-нижнепалеозойский, другими [2] — девонский возраст. По данным И. Р. Белоуса и В. А. Королева, мощность девонских, по-видимому доэйфельских, в значительной степени галогенных и эффузивных пород доходит до 4 и даже до 13 км (в районе г. Константиновки по профилю Ногайск — Константиновка — Сватово). Эти данные, по-видимому, нуждаются в дополнительном подтверждении, но, судя по ним, нельзя не считаться с возможностью заложения и активного формирования системы Днепровско-Донецких грабенов уже в раннем девоне.

Показателен также девонский магматизм рассматриваемых районов. Он обращает на себя внимание хотя бы потому, что это была единственная, если не считать начальной стадии становления платформы в рифее, эпоха в истории развития платформы, отмеченная магматизмом в широких масштабах. Но рифейской эпохой начиналась платформенная стадия развития, тогда как в девоне речь идет об области уже длительно устойчивой. Это, несомненно, свидетельство интенсивной активизации глубинного вещества и радикального преобразования хода тектоно-магматических процессов на платформе.

Вулканизм в девоне проявился на платформе в разных ее частях на окраинах, во внутриплатформенных грабенах, особенно в их бортах, в зонах сочленения положительных и отрицательных структур [21]. Наиболее активным вулканизмом характеризовались, по-видимому, Днепровско-Донецкий и Припятский грабены; в первом вулканогенные толщи эффузивно-пирокластического генезиса имеют мощность до 1—1,4 км [53].

По составу девонские вулканы соответствуют в основном щелочной и субщелочной базальтовой, оливин-базальтовой, местами щелочно-ультраосновной ассоциациям [21, 41, 53]. Такой состав позволяет провести параллель, с одной стороны, между девонским вулканизмом Восточно-Европейской платформы и вулканизмом описанных ранее областей девонского горообразования, с другой — между этим вулканизмом и вулканизмом рифтовых зон. З. М. Ляшкевич [53] указал на целый ряд других признаков, сближающих рассматриваемый вулканизм с вулканизмом рифтовых зон. Он, как и многие другие авторы, совершенно верно, на наш взгляд, рассматривает Припятско-Днепровско-Донецкую систему грабенов в девоне как вероятный аналог кайнозойских рифтовых зон.

Описываемые вулканы, видимо, относятся по большей части к среднему девону. Но ни по геологическим данным, ни по определениям абсолютного возраста нельзя исключить и нижнедевонский возраст хотя бы части вулканических толщ Припятско-Днепровско-Донецкого грабена, для которых по К-Аг методу получены цифры  $356 \pm 16$ — $390 \mp 20$  млн. лет [21], осо-

бенно, если учесть возможность существования в этом грабене мощных нижнедевонских толщ.

Таковы главные события, ярко выделяющие девонский этап в истории развития Восточно-Европейской платформы, особенно начало среднего девона. Не приходится сомневаться в том, что, как и на остальных древних платформах, хронологическое совпадение этого главнейшего рубежа в истории становления платформы с эпохой орогенических движений в областях каледонской складчатости должно рассматриваться как результат единого общего процесса.

### Африканская платформа

Африканская платформа распадается на две части: Северную (Сахарскую) и Южную (Высокую) Африку. Граница между ними проходит приблизительно вдоль «линии Камеруна» от Гвинейского залива к Суэцкому [93].

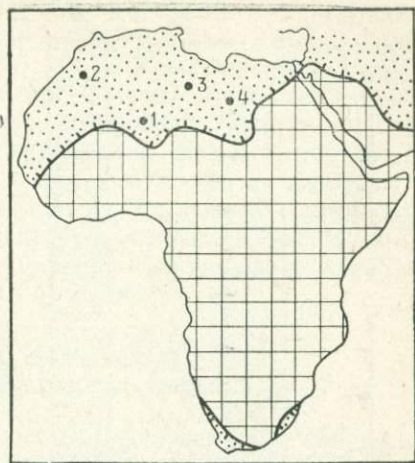
Южная Африка представляет собой в основном щит с устойчивой тенденцией к воздыманию на протяжении всего фанерозоя. Осадконакопление здесь было сосредоточено в отдельных впадинах, к тому же оно было преимущественно континентальным. Это очень ограничивает возможность палеогеографических реконструкций. Девонская история этой площади остается настолько мало известной, что ее рассмотрение лишено смысла.

Северная Африка, напротив, в палеозое была занята морем и лишь временами осушалась (рис. 42). Она дает гораздо более обильную информацию о тектонических движениях, в частности о движениях в девоне.

Девонская история Северной Африки не представляет собой такого уникального этапа в ее развитии, как девонская история Восточно-Европейской платформы. В Северной Африке девонские движения по интенсивности уступают движениям, приуроченным приблизительно к границе палеозоя и мезозоя. Однако они были достаточно интенсивными. Если говорить о палеозойских движениях, то в один ряд с ними могут быть поставлены, вероятно, только движения, имевшие место на границе среднего и позднего ордовика — приблизительно так же, как на Северо-Американской платформе.

По данным Г. А. Логиновой и Д. И. Панова [19], на границе среднего и позднего ордовика произошло последнее перед девонном поднятие, оживление движений в отдельных структурах и регрессия моря. Верхнеордовикские отложения повсюду в Северной Африке лежат резко трансгрессивно, местами (вследствие местных подвижек) — с угловым несогласием. Следующий цикл погружений продолжался в позднем ордовике и силуре. Обстановка этого времени была спокойной. Силур в основном сложен однообразными глинистыми породами — «сланцами с граптолитами». Они особенно характерны для северных районов

Рис. 42. Расположение морского бассейна (точки) на территории Африки в силуре — раннем карбоне (Хаин, Синельников, Хаин, 1971). Сетка — области поднятия; цифры — районы расположения разрезов, см. рис. 43.



Сахары, тогда как в Южной Сахаре, расположенной ближе к источникам сноса, в верхней половине силурийского разреза содержится много песчано-алевритового материала.

Следующее общее поднятие и регрессия начались в конце лудлова — на границе силура и девона, хронологически совпадая с движениями позднекаледонской фазы. В Северной Сахаре именно к самым верхам лудлова и к жединскому ярусу, приурочены регрессивные песчано-глинистые толщи с пластами известняков, содержащих неритовую фауну жединского яруса. Мощность отложений жединского яруса доходит до 0,5 км и они на разную глубину затронуты предзигенским размывом. В Южной Сахаре отложения жединского яруса отсутствуют. На это время здесь падает перерыв, который хорошо коррелируется с мелководными фациями Северной Сахары (рис. 43).

Наиболее существенным рубежом в Северной Африке является граница жедина и зигена, отмеченная кратковременным, но интенсивным поднятием и структурной перестройкой; имели место также локальные деформации слоев, обусловившие наличие местных угловых несогласий. Г. А. Логиновой и Д. И. Пановым отмечены такие последствия этой перестройки, как смещение области максимального погружения из Антиатласа в район северной окраины впадины (синеклизы) Тиндиф, возникновение поднятия в зоне Угарты, смещение осевых зон некоторых других впадин, обособление впадин Мурзук и Куффа.

Предзигенское поднятие сменилось в зигене — эмсе новым погружением и трансгрессией. С зигенского века в Северной Африке началось накопление следующей осадочной серии, по возрасту соответствующей зигену — турне. Породы этой серии повсюду лежат трансгрессивно, местами с угловым несогласием на всех более древних слоях, что свидетельствует о большой

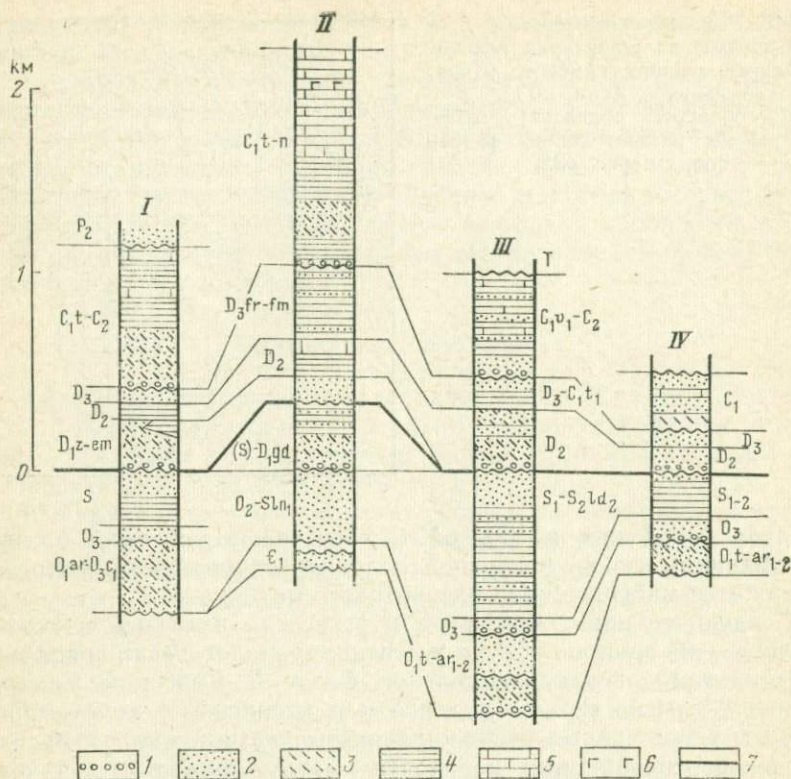


Рис. 43. Схема сопоставления разрезов палеозойских отложений Сахары (составлено по данным Д. И. Панова, Геология и полезные ископаемые Африки, 1973)

*I* — Мали-Нигерская впадина, *II* — впадина Тиндиф, *III* — впадина Мурзук (Тадарт), *IV* — впадина Куфра (Джебель-Авенат), расположение разрезов — см. рис. 42; 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — косослоистые песчаники; 4 — глинистые породы; 5 — карбонатные породы; 6 — гипсы; 7 — подошва трансгрессивной толщи зигена — эмса — среднего девона

глубине предзигенского размыва. Трансгрессия достигла максимума в среднем девоне, с этого времени седиментация началась также во всех впадинах Южной Сахары. Этот цикл осадконакопления завершился поднятием и регрессией в конце турне.

История зигена — турне не отмечена какими-либо яркими событиями. Это была спокойная эволюция неглубокого бассейна. В зигене и эмсе в нем накапливались главным образом песчано-глинистые толщи с брахиоподами. В эпоху полного развития трансгрессии в среднем девоне большую роль приобрели известняково-мергельные толщи, в том числе рифовые известняки с богатой неритовой фауной. Для позднего девона характерна большая дифференциация бассейна, выражавшаяся в обособлении относительно глубоких впадин (Дра, Саура), заполненных

мощными (до 1,5 км) глинистыми отложениями, и поднятий с регрессивным типом верхнедевонского разреза (ряд районов на северо-востоке Сахары и особенно Южная Сахара).

Подытоживая сказанное, следует отметить, что на фоне регрессивной эпохи раннего девона, отложения которого имеют ограниченное развитие, именно тектонический век и самые верхи лудловского века выделяются как главная эпоха поднятия и перестройки структурного плана. Пик тектонической активности приходится при этом на предзигенское время. В зигене же и эмсе уже развивался обратный процесс — последовательное погружение и расширение морского бассейна.

### **Австралийская, Индостанская и Южно-Американская платформы**

Австралийская и Индостанская платформы, как говорилось во введении, здесь не рассматриваются, так как сделать какие-либо выводы о характере движений на них в девоне трудно. Это была эпоха регрессии, или, точнее, часть более длительной регрессивной геократической эпохи. Выделить собственно девонские движения при этом не представляется возможным, хотя для Австралийской платформы в позднем девоне очевидна активизация движений, охватившая по меньшей мере восточную часть платформы вместе с территорией складчатой области Лаклан. Именно с платформы поступала значительная часть обломочного материала, заполнявшего позднедевонские впадины в области Лаклан и в примыкающих к ней районах (см. рис. 29, 32). Как бы то ни было, но ни Австралийская, ни Индостанская платформы не противоречат заключению, что по ритму движений древние платформы в основном неплохо коррелируются с областями каледонской складчатости.

Иная ситуация получается в случае Южно-Американской платформы, которая, как уже подчеркивалось, является единственной крупной платформой, выпадающей из общего ряда. Для нее характерно общее погружение в раннем девоне (хотя и не с начала девона), приведшее к наиболее мощной за всю ее историю трансгрессии [93, 105]. В среднем девоне началось сокращение моря, и в позднем девоне почти вся площадь платформы была осушена. Такое «нетипичное» развитие Южно-Американской платформы в девоне освобождает от необходимости останавливаться более подробно на ее характеристике. Ясно, что она не подкрепляет развиваемую в работе точку зрения, но не может, будучи противопоставлена слишком большому количеству противоположных примеров, служить и ее опровержением. Она представляет собой лишь одно из немногочисленных исключений, объяснение которому следует искать, вероятно, в каких-то региональных особенностях, а может быть, и в чем-то другом. Этот вопрос здесь не рассматривается.

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ДЕВОНСКОГО ОРОГЕНЕЗА И НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ ПРИНИМАЕМОЙ КОНЦЕПЦИИ

---

## Тектоническая природа девонского орогенеза

В предыдущих разделах работы в итоге сравнительного анализа истории развития областей каледонской складчатости было показано, что девонский орогенез в них (выраженный целым комплексом взаимосвязанных процессов) представляет собой самостоятельное явление, причинно независимое от геосинклинального развития. Еще один вывод, который может быть сделан, исходя из распределения на поверхности земного шара площадей, захваченных орогенезом, заключается в признании его планетарного характера.

Вместе с тем, несмотря на гетерогенный состав тех тектонических элементов, которые объединяются под общим названием областей каледонской складчатости, обращает на себя внимание то, что среди них основное место все же принадлежит областям, консолидированным в раннем и среднем палеозое. Это обстоятельство нуждается в объяснении, тем более, что оно, как это не раз пришлось убедиться автору, вызывает те или иные сомнения в правомерности указанного вывода о независимости девонского орогенеза от геосинклинального развития. Возникает вопрос: если девонский орогенез представляет собой самостоятельное, наложенное, независимое от предшествующего (геосинклинального) развития, явление планетарного масштаба, то почему он проявился именно в этих областях, а не затронул также области более древней консолидации, с одной стороны, и подвижные — геосинклинальные зоны, с другой? Ответ на данный вопрос заключается, по-видимому, в следующем.

Прежде всего нельзя сказать (хотя обычно из этого и исходят), что девонский орогенез приурочен только к районам, прошедшим геосинклинальное развитие в раннем — среднем палеозое. Необходимо сразу же подчеркнуть, что ряд районов отнесен к областям каледонской складчатости не потому, что они обладали геосинклинальной предысторией (это опровер-

гается строением ниже-среднепалеозойских отложений), а лишь по причине наличия в них, причем нередко в очень яркой форме, деформаций, девонского горообразования и мощной девонской молассы. Наиболее яркими примерами такого рода являются Восточная Гренландия и Шпицберген. Отчасти в эту же категорию областей, традиционно причисляемых к каледонидам, попадает Северная Земля, в которой в ордовике — девоне деформаций (складкообразования) вообще не было, как не было и геосинклинального режима, но имеется лишь некоторое сходство девонских отложений с молассой. История тектонического развития этих областей и ее интерпретация в свете интересующих нас вопросов подробно были рассмотрены в соответствующих разделах работы. Существование таких площадей доказывает, что не было такой уж жесткой локализации девонских движений только на территории каледонских (ранне-среднепалеозойских) геосинклиналей.

Но девонские движения не ограничивались и территорией каледонид. Просто они в них были выражены в настоящей орогенической форме (на основании чего, как подчеркивалось выше, собственно и выделяются каледониды), тогда как на обширной территории древних платформ они были представлены синорогеническими (синорогенными), по Г. Штилле [101], движениями и деформациями. Напомним, что движения в девоне почти на всех древних платформах, за исключением Южно-Американской, проходили приблизительно согласно с движениями в каледонидах. Для большинства из этих платформ девон, главным образом ранний и средний, был временем серьезной смены режима движений и одним из наиболее геократических периодов в их истории. Эти данные позволяют предполагать, что территория древних платформ, или большинства древних платформ, находилась в девоне под воздействием тех же процессов, но в более умеренной форме, которые «ответственны» и за горообразование со всеми сопровождавшими его явлениями в каледонидах. А это, учитывая размер площади каледонид и древних платформ, свидетельствует об отчетливо планетарном характере данных процессов (см. рис. 1).

Если анализ истории развития древних платформ подтверждает заключение о планетарном значении девонских движений, то не менее показательная картина получается и по материалам противоположных им — тектонически более молодых областей.

Уже отмечалось, что выводу о наложенном характере девонского орогенеза не противоречит то обстоятельство, что в ряде зон его начало совпало со временем завершения геосинклинального развития (Западный Саян, Неметаморфическая зона британских каледонид, Катазия). Это создает иллюзию преемственности данных явлений, хотя в действительности это не более как случайное совпадение: при более раннем начале орогенеза он мог бы совпасть с моментом завершения геосин-

клинального развития в таконидах или салаиридах и т. п., но, будучи приурочен к началу девона, он, естественно, совпал по времени с эпохой отмирания «позднекаледонских» геосинклиналей.

Имеются и такие районы, в которых начальные фазы девонского орогенеза наложились на еще не полностью угасшую геосинклинальную подвижность (Северные Аппалачи, Лаклан). В этих случаях девонский орогенез не смог «перебороть» геосинклинального режима; вначале он как бы «просвечивает» сквозь него и только позже, по мере угасания геосинклинальной подвижности, окончательно берет верх. Наличие таких областей очень хорошо укладывается в представление о самостоятельности и независимости геосинклинального и орогенного процессов, которые интерферируют друг с другом. Какой процесс побеждает — это в каждом конкретном случае зависит от относительной интенсивности того и другого в каждый конкретный момент времени.

Любопытно проследить эту линию и дальше. Если перейти к следующим членам этого ряда — к еще более молодым, или точнее — к тектонически более активным в девоне, областям (геосинклинальное развитие которых не закончилось в девоне), то можно убедиться, что орогенические движения, коррелирующиеся с аналогичными движениями в каледонидах, распространялись на многие такие области. Их главное отличие заключалось в том, что они были обычно более слабыми и всегда более кратковременными: геосинклинальные погружения на время прерывались поднятиями, часто деформациями и фазами интрузивного магматизма, но устойчивого орогенного режима в этих областях не устанавливалось, и вскоре снова восстанавливались геосинклинальные условия. Это может быть объяснено еще большей активностью собственно геосинклинальных тенденций, на фоне которых могли проступить лишь наиболее мощные тектонические импульсы девонского орогенеза. Обычно это были кратковременные фазы складчатости, часто в сочетании с проявлениями гранитоидного магматизма, которые достаточно хорошо известны в областях варисской складчатости. Из их числа наибольшее распространение имеют движения позднекаледонской фазы (эрийской, арденнской) с соответствующими гранитоидными комплексами (с абсолютным возрастом 380—410 млн. лет) и фазы на границе раннего — среднего девона и в начале среднего девона [73, 80, 81, 101], т. е. те же фазы, которые, как мы видели, наиболее широко прослеживаются и в каледонидах. Нелишне подчеркнуть, что, по данным А. А. Пронина [73], обе эти фазы принадлежат к числу наиболее широко распространенных палеозойских фаз, наряду с салаирской и таконской фазами в раннем — среднем палеозое и несколькими фазами в позднем палеозое.

Таким образом, данные, касающиеся проявления девонских

тектонических движений и магматизма в самых различных геоструктурных обстановках, не оставляют сомнения в планетарном характере девонского орогенеза. Связанные с ним движения проявились практически везде, но в зависимости от конкретной обстановки с разной интенсивностью и в разной форме. При этом планетарный масштаб явления явно не согласуется с идеей о том, что все эти процессы могут быть отражением заключительного орогенеза в позднекаледонских геосинклинальных зонах: последние занимают слишком маленькую площадь для того, чтобы их влиянию приписывать движения на поверхности большей части земного шара. Аргументация в этом случае такая же, как и в случае новейшего орогенеза [47].

Но как все-таки объяснить то, что девонские движения в собственно орогенной форме — с настоящим горообразованием проявились хоть и не исключительно, как это подчеркивалось выше, но все же в основном на территории областей ранне-среднепалеозойской консолидации?

Если говорить в самой общей форме, не входя в обсуждение конкретного механизма явления (который вряд ли может быть сейчас однозначно установлен), то, видимо, можно сделать предположение, что причина кроется в наиболее благоприятном для проявления орогенеза состоянии именно этих областей. Благодаря этому тектонические процессы девона, охватившие большую часть континентальной площади земного шара, наиболее мощно могли быть реализованы именно в них. В общей форме данное объяснение соответствует объяснению, предложенному В. В. Белоусовым [5], который считает, что один и тот же тектонический импульс может привести к возникновению на различных площадях разных тектонических режимов в зависимости от состояния литосферы. По его мнению, для осуществления орогенного режима нужна достаточно непроницаемая литосфера, но делящаяся на крупные глыбы. Поэтому для орогенного режима благоприятны те зоны, в которых недавно или только что закончилось геосинклинальное развитие и которые обладают уже устойчивой, но еще не полностью «окостеневшей» корой. В районах с другими свойствами литосферы реакция на однотипное по своей природе тектоническое возбуждение оказывается иной и вызывает возникновение других тектонических режимов.

К сказанному можно добавить, что дело, вероятно, заключается не только в собственно механических свойствах литосферы, но также и в энергетическом состоянии и литосферы, и более глубоких слоев. Можно представить, что под воздействием планетарных тектонических импульсов типа девонского происходит, возможно, не только пассивная деформация земной коры, но также активизируются еще не израсходованные ранее запасы глубинной энергии (возбуждение астеносферы, по В. В. Белоусову). Если сделать такое предположение, то дальше

всё получается логично. Естественно считать, что на давно уже стабильных древних платформах запасы глубинной энергии были недостаточны для проявления орогенеза в форме горообразования и складчатости. Здесь образовывались рифтовые структуры, происходили поднятие и перестройка тектонического плана. В активных геосинклинальных зонах, еще не завершивших свое геосинклинальное развитие, напротив, слишком сильны были геосинклинальные тенденции; поэтому орогенный режим не мог в них установиться в типичной форме и на долгое время. Но в областях, консолидированных сравнительно недавно — в раннем — среднем палеозое, вероятно, оставалось еще достаточно энергии, которая почему-либо не могла быть выделена самостоятельно, но реализовалась при внешнем толчке, в процессе активизации. Кстати, если судить по возрасту областей, охваченных девонским горообразованием, из которых наиболее древними являются салаириды и отчасти байкалиды, то можно прийти к заключению о том, что способность к активизации (в данном случае речь идет только об активизации в девоне) сохранялась в течение примерно 120 (может, до 150) млн. лет со времени завершения геосинклинального развития (120 млн. лет — продолжительность времени от середины кембрия до конца силура). Вероятно, данные цифры связаны с какими-то фундаментальными свойствами процессов в недрах Земли, с одной стороны, и интенсивностью процесса девонской активизации — с другой.

Для обозначения девонских процессов уже не раз использовался термин «активизация». Действительно, по своей тектонической природе они полностью соответствуют этому понятию и по главным признакам аналогичны новейшей (позднекайнозойской) активизации. Их сближает планетарный масштаб проявления (но в разной форме в различных обстановках), независимость (в генетическом смысле) от предшествующего развития, сходство тектонических режимов (контрастное, в том числе и «вулканогенное» горообразование как в областях, только что завершивших или завершающих геосинклинальное развитие, так и в областях более ранней консолидации, формирование рифта, активные эпейрогенические воздымания платформенных и вообще континентальных площадей и т. п.). Между этими двумя эпохами активизации имеются, разумеется, и различия; одно из них заключается, по-видимому, в несколько большей интенсивности новейшей активизации, хотя решение этого вопроса требует специального анализа.

Следует подчеркнуть, что понятие как новейшей, так и девонской активизации, о которой можно судить по материалам данной работы, охватывает активизацию не только стабильных областей — платформ и более древних складчатых зон (что чаще подразумевается при использовании данного термина), но и любых тектонически активных площадей, будь то только

что окончившие свое развитие, или даже еще активные геосинклинальные зоны.

Эти процессы активизации, несомненно, вызываются общепланетарными событиями, достаточно синхронно воздействующими на весь земной шар и приводящими к определенной ломке и перестройке его тектонического плана.

### О двухстадийной схеме геосинклинального процесса

Как известно, широко распространено представление о том, что геосинклиналь (геосинклинальная область) в случае типичного развития проходит две стадии — собственно геосинклинальную и орогенную, причем переход во времени от одной стадии к другой рассматривается как одно из фундаментальных свойств самого геосинклинального процесса [23]; в той или иной форме орогенная стадия как обязательный элемент фигурирует в большинстве схем развития геосинклиналей [3, 11, 92].

Рассмотренный в данной работе материал по истории становления областей каледонской складчатости опровергает это мнение по меньшей мере в том, что касается каледонских (ранне-среднепалеозойских) геосинклиналей. Девонский орогенез, во время которого (и только во время которого) все данные области одновременно испытали горообразование, не может рассматриваться для них, как это уже не раз подчеркивалось, естественным завершением геосинклинального развития. Аргументация этого вывода также достаточно обстоятельно рассматривалась выше, так что нет необходимости снова на ней останавливаться. Тем более не приходится говорить о том, как это пишет М. С. Дюфур [23], что «интенсивность процессов, характерных для стадии орогенеза, в значительной степени обуславливается масштабами и темпами доорогенного прогибания» (с. 68). Трудно сказать, на каких материалах основывается данное утверждение, но, во всяком случае, в каледонских складчатых областях ничего подобного не наблюдается, и двухстадийная схема геосинклинального процесса для каледонид не осуществляется.

Основываясь только на материале по каледонидам, было бы, вероятно, слишком смело переносить данные выводы на все геосинклиналы вообще. Но все же имеются основания придавать этим выводам более широкое значение и считать орогенез (орогенный режим) самостоятельным явлением по отношению к предшествующему развитию. В частности, совершенно такое же убеждение складывается при изучении новейшего — альпийского орогенеза в альпидах, который не может рассматриваться как естественное следствие развития альпийских геосинклиналей. Этому вопросу посвящена специальная статья автора [47]. К такому же мнению пришли недавно В. В. Белоусов [4, 5] и В. М. Цейслер [98].

Вероятно, нет необходимости останавливаться здесь на объяснении тех случаев, когда (как во многих позднекаледонских складчатых областях) девонский орогенез непосредственно, без перерыва во времени, следует за этапом геосинклинального развития. При этом происходит простое совпадение во времени обоих процессов, что отнюдь не является свидетельством их генетической близости. Данные области оказываются не генераторами, а «жертвами» более общего орогенического процесса — такими же, как и многие другие, но только ранее консолидированные области. На это уже указывалось в данной работе; сходное объяснение данному явлению дано и в работах других авторов [5, 98].

Надо заметить также, что отсутствие генетической, причинной связи между предшествующим — доорогеническим развитием и орогенезом ни в малейшей мере не противоречит возможности структурной зависимости между ними: строение данной площади и характер ее постумной подвижности, естественно, оказывают влияние на распределение в пространстве, ориентировку и характер тектонических и магматических структур орогенного этапа. Думается, что это достаточно очевидная ситуация, не нуждающаяся в дальнейшем обосновании.

Наконец, следует остановиться еще на одном обстоятельстве. Если в ряду явлений «геосинклинальное развитие — орогенез» закономерная связь между ними отсутствует по вертикали, это не означает, что между этими явлениями не имеется связи вообще. Нет сомнения в том, что между ними имеются закономерные генетические латеральные связи. Это следует понимать в том смысле, что не предшествующее прогибание геосинклинального типа порождает орогенез, а скорее всего происходит одновременное заложение как орогенических областей (областей горообразования), так и геосинклиналей. По-видимому, этот процесс протекает взаимосвязанно. В этом смысле девонские орогенные комплексы горных пород и девонские орогенические процессы оказываются связанными не с додевонскими геосинклинальными структурами, а с геосинклиналями, закладывавшимися или расширявшимися в девоне. Соответственно этому для установления действительно закономерных связей между различными тектоническими и магматическими явлениями перспективным представляется то направление в геотектонике, в котором акцент делается на латеральные связи процессов и структур и которое развивается в последние годы как у нас [37], так и за рубежом.

### **О каледонской тектоно-магматической эпохе**

В свете изложенных представлений должны быть внесены определенные коррективы в обычные представления о каледонской тектоно-магматической эпохе. Обычно под этим названием

имеется в виду эпоха развития именно геосинклинальных структур, которые к концу каледонской эпохи — к девону замыкаются и, пройдя стадию орогенеза и заключительной складчатости, превращаются в платформы.

Однако, как можно было убедиться, девонский орогенез не имеет прямого отношения к развитию геосинклиналей раннего — среднего палеозоя. По отношению к ним он представляет наложенное явление и поэтому не может рассматриваться как заключительная стадия геосинклинального развития. Таким образом, при обсуждении вопросов, касающихся собственно геосинклинального развития, девонский орогенез должен быть оставлен в стороне, как явление, не имеющее к нему непосредственного отношения.

Но что получается, если отбросить девонский орогенез? Легко видеть, что без него мы оказываемся перед пестрым набором геосинклинальных (складчатых) областей разного возраста, замыкание которых происходило на разных стратиграфических уровнях от кембрия до девона. Из всего этого спектра наиболее важными представляются следующие четыре уровня: кембрий (салаириды), поздний ордовик (такониды), конец силура (поздние каледониды), середина девона (области акадской складчатости). Нет оснований какому-либо из перечисленных уровней придавать исключительное значение; это относится и к позднекаледонской, и к акадской складчатостям. Тем более второстепенное значение имеют остальные, более локальные тектонические импульсы. Из сказанного следует, что, как это и было подчеркнуто выше, отдельные геосинклинальные области на протяжении раннего и среднего палеозоя замыкались асинхронно, и таконская или салаирская эпоха с этой точки зрения ничуть не уступает более поздним эпохам. При этом, правда, следует помнить, что здесь речь идет о времени завершения геосинклинального развития, т. е. о тех уровнях, на которых произошла консолидация тех или иных областей. Именно с этой точки зрения ни одной из названных эпох нельзя отдать заметного предпочтения. Что же касается масштаба тектонических и магматических процессов вообще, то, как это специально подчеркивалось, позднекаледонская и акадская фазы занимают особое место; но это — другой вопрос.

Таким образом, в действительности нет оснований для выделения особой каледонской эпохи, если подходить к ней, как это почти без исключения и делается, как к эпохе замыкания определенных геосинклинальных структур и становления складчатых областей определенного возраста. Как бы ни закладывались геосинклинальные пояса и геосинклинальные области, их замыкание происходило одновременно. Общий итог был подведен только девонскими движениями — если бы не девонский орогенез, то о каледонской эпохе говорить бы вообще не приходилось, но девонский орогенез не имел прямого отношения

к развитию каледонских (ранне-среднепалеозойских) геосинклиналей.

Не проделав специального анализа для более поздних эпох — варисской и альпийской, я не берусь выносить окончательное суждение относительно них, но, по-видимому, этот вопрос находится в аналогичном положении. Во всяком случае, в отношении альпийской эпохи это подтверждается таким же, как и в случае девонского орогенеза, выводом о самостоятельности олигоцен-четвертичного орогенеза, не являющегося закономерным завершением предшествующего геосинклинального развития [47].

В связи с изложенным, естественно, возникает вопрос, что же делать с понятием «каледонская тектоно-магматическая эпоха»? Должно ли оно быть вообще исключено из обихода или может быть сохранено, но в несколько модифицированном смысле?

Думается, что нет оснований отбросить это понятие вообще; не следует лишь прямо связывать его с развитием и с замыканием геосинклиналей. Эта эпоха включает всю додевонскую палеозойскую историю Земли, но конец ее определяется не временем завершения развития геосинклинальных структур, а посторонним по отношению к ним процессом — перестройкой тектонического плана и орогенезом в девоне. Специально надо подчеркнуть также, что девонская орогеническая эпоха представляет собой не конец, не последнюю стадию каледонской эпохи в указанном смысле, а наоборот, начало нового этапа, следующей — варисской эпохи развития земного шара. С этим согласуется то обстоятельство, что многие, а возможно, и большинство девонских и более молодых геосинклинальных систем были заложены, по мнению специально изучавших этот вопрос В. Берри и А. Буко, на новых местах, характеризовавшихся в додевонское, главным образом силурийское, время платформенным режимом движений.

1. Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 6, с. 3—21.
2. Белоус И. Р., Королев В. А. Блоковая тектоника Донецкого бассейна и ее влияние на размещение эндогенной минерализации.—«Геотектоника», 1973, № 5, с. 21—32.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954, 606 с.
4. Белоусов В. В. Об основных закономерностях развития континентов.—«Известия АН СССР. Серия физика Земли», 1972, № 7, с. 3—19.
5. Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков.—«Геотектоника», 1974, № 3, с. 47—54.
6. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Каледонская геосинклиналь Великобритании.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1945, т. 20, вып. 5—6, с. 33—47.
7. Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972. 319 с.
8. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. 34, вып. 1, с. 3—38.
9. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. 40, вып. 5, с. 40—68.
10. Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы.—«Вестник МГУ. Геология», 1968, № 5, с. 3—12.
11. Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.—«Геотектоника», 1972, № 5, с. 3—21.
12. Богданов Н. А. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца.—«Геотектоника», 1966, № 2, с. 3—16.
13. Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии.—«Труды Геол. ин-та АН СССР», 1967, вып. 181. М., «Наука». 179 с.
14. Браун Д., Кэмбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970. 347 с.
15. Бютлер Х. Девонские отложения центральной части Восточной Гренландии.—В кн.: Геология Арктики. М., «Мир», 1964, с. 121—128.
16. Валеев Р. Н., Клубов В. А., Островский М. И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы.—«Советская геология», 1969, № 4, с. 58—67.
17. Гатинский Ю. Г., Кудрявцев Г. А., Мишина А. В. О «мезозоидах» Юго-Восточной Азии.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, т. 47, вып. 4, с. 62—69.
18. Гатинский Ю. Г., Рассказов Ю. П., Исаев Е. Н. Структурные элементы территории Демократической Республики Вьетнам.—«Советская геология», 1973, № 9, с. 95—110.
19. Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973. 543 с.
20. Голубовский В. А., Зайцев Ю. А., Петренко А. З. Новые данные по стратиграфии девона Джезказган-Улутауского района.—В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана (Мат. по геол. Центр. Казахстана. Т. 10). М., Изд-во МГУ, 1971, с. 303—315.
21. Гоньшакова В. И., Ружицкий В. О. Особенности проявления щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного магматизма в структурах Русской платформы.—«Советская геология», 1973, № 2, с. 71—79.
22. Даннинг Ф. У. Британские острова.—В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука», 1964, с. 87—104.

23. Дюфур М. С. Геосинклиальный процесс и его эволюция.— «Вестник ЛГУ. Серия геол. и географ.», № 3 (18), 1967, с. 223—235.
24. Егиазаров Б. Х. Геологическое описание архипелага Северной Земли.— В кн.: Геология Советской Арктики, 1957, с. 388—423 (Труды НИИГА. Вып. 81).
25. Егиазаров Б. Х. Северная Земля.— В кн.: Геология СССР. Т. 26. М., «Недра», 1970, с. 237—315.
26. Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба.— «Докл. АН СССР», 1955, т. 102, № 2, с. 333—335.
27. Зайцев Н. С. Сибирская платформа.— В кн.: Тектоника нефтеносных областей. Т. 2. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 233—298.
28. Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. МГК, 21 сессия, докл. сов. геол., пробл. 19. Каледонская орогения. М., «Наука», 1960, с. 54—68.
29. Зайцев Н. С. Средне- и верхнепалеозойские впадины и прогибы в байкалидах и каледонидах.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 112—144.
30. Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. МГК, 21 сессия, докл. сов. геол., пробл. 3. Орогенические пояса. М., «Наука», 1968, с. 108—114.
31. Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере палеозойд Казахстана и Средней Азии.— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 99—114.
32. Зайцев Ю. А., Тихомиров В. Г. Геотектоническое положение порфировых формаций.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, т. 1. М., «Наука», 1972, с. 66—69.
33. Зоненшайн Л. П. Особенности тектонического развития Западного Саяна.— «Геология и геофизика», 1961, № 4, с. 45—58.
34. Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 110.
35. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.— «Труды Нилзарубежгеология», вып. 26. М., «Недра», 1972, 240 с.
36. Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А. Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области и некоторые особенности ее тектонического развития.— «Геология и геофизика», 1960, № 12, с. 3—19.
37. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 3—21.
38. Клитин К. А. Тектоническое строение центральной части Тувинской межгорной впадины.— «Известия АН СССР. Серия геол.», 1957, № 7, с. 34—48.
39. Клитин К. А. О тектонике Шпицбергена.— «Известия АН СССР. Серия геол.», 1960, № 10, с. 29—40.
40. Кноблок С. В., Заузолков В. Ф. О связи раннедевонских тектонических структур Кузнецкой и Минусинской впадин.— «Известия вузов. Геология и разведка», 1973, № 1, с. 3—10.
41. Корзун В. П., Махнач А. С. Верхнедевонский щелочной вулканизм юга Русской платформы и причины его проявления.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 2, с. 417—421.
42. Коун Д. У. Нижний палеозой Гренландии.— В кн.: Геология Арктики. М., «Мир», 1964, с. 211—229.
43. Кох Л. Докембрийские и нижнепалеозойские структурные элементы и осадконакопление в Северной и Восточной Гренландии.— В кн.: Геология Арктики. М., «Мир», 1964, с. 79—86.
44. Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Алтае-Саянской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966. 286 с.

45. Кузнецов Ю. А., Богнитов В. И. Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в раннепалеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 54—57.

46. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. I. М., Изд-во МГУ, 1973. 530 с.

47. Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.—«Геотектоника», 1972, № 2, с. 3—14.

48. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза и вопрос о каледонской тектонической эпохе.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1974, т. 49, вып. 1, с. 138—139.

49. Леонов Ю. Г., Мазарович О. А. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости.—«Геотектоника», № 5, 1975, с. 46—59.

50. Ли Сы гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952, 519 с.

51. Лурье М. Л. Верхнедевонские—нижнекаменноугольные кислые туфы.—В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 246—247.

52. Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. МГК, 21 сессия, докл. сов. геол., пробл. 19. Каледонская орогенез. М., «Наука», 1960, с. 105—111.

53. Ляшкевич З. М. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины—образование древней рифтовой зоны.—«Докл. АН СССР», т. 214, № 4, 1974, с. 898—901.

54. Мазарович А. Н. О ритме в истории Земли.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1940, т. 18, вып. 5—6, с. 4—23.

55. Мазарович О. А. Геотектонические условия формирования моласс.—«Геотектоника», 1972, № 1, с. 29—44.

56. Мазарович О. А., Веймарн А. Б., Великовская Э. М. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины.—В кн. Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 270—302. (Мат. по геол. Центр. Казахстана. Т. 10).

57. Мазарович О. А., Минервин О. В. Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана.—«Вестник МГУ. Геология», 1971, № 2, с. 3—17.

58. Мазарович О. А., Малиновская С. П., Мартынова М. В. К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., «Наука», 1976, с. 37—51.

59. Маркова Н. Г., Клитин К. А. Области поздней каледонской складчатости.—В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 80—110.

60. Международная тектоническая карта Европы, м-б 1:2 500 000, М., 1964.

61. Меннер Вл. Вл., Янов Э. Н. Девонская система.—В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 88—95.

62. Меннер Вл. Вл., Михайлов М. В., Фрадкин Г. С. Сибирская платформа.—В кн.: Стратиграфия СССР. Девонская система, кн. I. М., «Недра», 1973, с. 118—138.

63. Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.

64. Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.—В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 48—66.

65. Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии.—«Геотектоника», 1972, № 1, с. 6—28.

66. Никифорова О. И. Силурийская система.—В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 75—88.

67. Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1956, № 10, с. 3—12.
68. Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1958, № 6, с. 23—47.
69. Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1958, № 7, с. 3—18.
70. Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей: сравнение. — «Геотектоника», 1973, № 3, с. 3—17.
71. Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1950, № 4, с. 3—18.
72. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — «Труды НИИГА. Т. 166», 1971, Л., «Недра», 248 с.
73. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. М., «Наука», 1969. 203 с.
74. Региональная стратиграфия Китая. М., Изд-во иностр. лит., вып. 1, 1960, 657 с.; вып. 2, 1963, 272 с.
75. Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Куньлуньского неотектонического поднятия. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука», 1964, с. 49—68.
76. Ржонсницкая М. А. Основные проблемы стратиграфии нижнего и среднего девона. — В кн.: Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л., «Наука», 1973, с. 15—27. (Труды Международного симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Т. 1.)
77. Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. — «Геотектоника», 1968, № 3, с. 3—28.
78. Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). — В кн.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 118—164.
79. Ронов А. Б., Ханн В. Е. Девонские литологические формации мира. — «Советская геология», 1954, сб. 41, с. 46—76.
80. Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. — «Труды Геол. ин-та АН ГССР. Вып. 11», 1967. 238 с.
81. Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность осадконакопления в свете данных абсолютной геохронологии. — «Геотектоника», 1967, № 2, с. 23—38.
82. Рудич Е. М. Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1972. 373 с.
83. Сеницын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., ЛГУ, 1960. с. 337.
84. Слос Л., Крумбейн В., Деллз Э. Комплексный фациальный анализ. — В кн.: Осадочные фации в геологической истории. М., Изд-во иностр. лит., 1953, с. 137—176.
85. Соколов В. Н., Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я. Тектоника архипелага Шпицберген. — «Геотектоника», 1968, № 2, с. 65—82.
86. Стратиграфия СССР. Девонская система, кн. 1. М., «Недра», 1973. 518 с.
87. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии в м-бе 1 : 5 000 000. М., «Наука», 1966. 486 с.
88. Тектоническая карта Евразии, м-б 1 : 5 000 000, 1966.
89. Тихомиров В. Г. Сравнительные данные о палеозойском орогенном вулканизме Центрального Казахстана и Салаиро-Саянской области. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 477—503. (Мат. по геол. Центр. Казахстана, Т. 10.)
90. Труды международного симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона, т. 2. Л., «Наука», 1973. 311 с.
91. Унксов В. А. Особенности развития каледонид юга Средней Сиби-

- ри. МГК, 21 сессия, докл. сов. геол., пробл. 19. Каледонская орогенция. М., «Наука», 1960, с. 37—46.
92. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 477 с.
93. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 547 с.
94. Халлер Д. Значение каледонской орогенции в Гренландии. — В кн.: Геология Арктики. М., «Мир», 1964, с. 102—121.
95. Харланд В. Б. Схема структурной истории Шпицбергена. — В кн.: Геология Арктики. М., «Мир», 1964, с. 11—77.
96. Хуан Бо-цинъ. Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952. 162 с.
97. Хуан Цзы-цинъ. Основные черты тектоники Китая. — «Советская геология», 1961, № 9, с. 3—21.
98. Цейслер В. М. Связь молассовых формаций и орогенных структур. — «Геотектоника», 1973, № 1, с. 3—17.
99. Чудинов Ю. В. Признаки наложенных разновозрастных движений на северо-восточном окончании Тувинского прогиба и в смежных областях. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1962, № 3, с. 48—58.
100. Шкробта Г. П., Антипов В. И., Лашманова Р. М. Новые данные о возрасте древнейших образований Днепровско-Донецкой впадины. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 4, с. 59—65.
101. Штилле Г. Каледонская складчатость Центральной Европы на фоне складчатости Европы. Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 626—668.
102. Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. Изд-во ЛГУ, 1958, с. 38—51 (Науч. докл. высш. школы, геол.-географ. науки. Вып. 1).
103. Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. — «Советская геология», 1962, № 5, с. 18—32.
104. Эллен С. С., Валеев Р. Н. Главный девонский ров Восточно-Европейской платформы. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 146, № 5, с. 1042—1045.
105. Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и перспексиях. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.
106. Appalachian tectonics. — «Royal Soc. Canada, spec. publ.», vol. 10, 1967. 99 p.
107. Bird J. M., Dewey J. F. Lithosphere Plate Continental margin tectonics and evolution of the Appalachian. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, vol. 81, No 4, p. 1031—1059.
108. Boucot A. J. Silurian and Devonian of the Northern Appalachians. — In: Studies of Appalachian geology, Northern and Maritim N. Y., 1968, p. 83—94.
109. Bubnoff von, S. Einführung in die Erdgeschichte. Akademie-Verlag. Berlin, 1956. 808 S.
110. Burk C. F. Silurian stratigraphy of Gaspé peninsula, Quebec. — «Bull. Amer. Ass. Petrol. geol.», 1964, vol. 48, No 4, p. 437—464.
111. Cady M. Geosynclinal setting of the Appalachian Mountains in southeastern Quebec and northwestern New England. — In: Appalachian tectonics Royal Soc. Canada, spec. publ., vol. 10, 1967, p. 57—68.
112. Chang-Chien-shen, Yu Shon-yun, Huang Chien-hui. Preliminary observation on pre-Devonian in Southern Kiangsi. — «Int. Geol. Rev.», 1968, vol. 16, N 12, p. 1410—1427.
113. Chien Hsiang-lin. Developmental history of Paleozoic structure of Hsieh-fen-shan region of western Hunan and problem of boundary of Southwest Platform. — «Int. Geol. Rev.», 1968, vol. 10, No 11, p. 1340—1358.
114. Craig G. Y. The geology of Scotland, Oliver a. Boyd, Edinburgh a. London, 1965. 556 p.
115. Crook K. A. W. Upper Devonian sedimentological Provinces in Eastern Australia and their controlling factors. — In: Int. Sympos. on the Devonian System, vol. 1, Calgary, Canada, 1967.
116. Dewey J. F., Pankhurst R. J. The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern. — «Trans. Royal Soc. Edinburgh», 1970, vol. 68, No 11, p. 361—389.

117. Faul H., Stern T. W., Thomas H. H. Ages of intrusion and metamorphism in the Northern Appalachians. — *«Am. J. Sci.»*, 1963, vol. 261, No 1, p. 48—60.
118. Friend P. F., Moody-Stuart M. Sedimentation of the Wood Bay formation (Devonian) of Spitsbergen: regional analysis of a late orogenic basin. — *«Skr. Norsk polarinst.»*, 1972, No 157, 77 p.
119. Green D. C., Webb A. W. Geochronology of the northern part of the Tasman Orogenic Zone. — In: *«The Tasman geosyncline—a symposium»*, Geol. Soc. of Australia, 1974, p. 275—294.
120. Ham W. E., Wilson J. L. Paleozoic epirogeny and orogeny in the Central United States. — *«Am. J. Sci.»*, 1967, vol. 265, N 5, p. 364—407.
121. Harland W. B. Early History of the North Atlantic Ocean and its margins. — *«Nature»*, 1967, vol. 216, N 5114, p. 464—466.
122. Harland W. B., Wallis R. H., Gayer R. A. A revision of the Lower Hecla Hoek succession in Central North Spitzbergen and correlation elsewhere. — *«Geol. Mag.»*, 1966, vol. 103, N 1, p. 70—97.
123. Harrington H. J. The Tasman geosyncline in Australia. — In: *«The Tasman geosyncline—a Symposium»*, Geol. Soc. of Australia, 1974, p. 383—407.
124. Henriksen N. Caledonian geology of Scoresby Sund Region, Central East Greenland. — *«The Amer. Assoc. of Petrol. geol.»*, Memoir 19. *«Arctic geology»*, 1973, p. 440—452.
125. Hill D. Devonian of Eastern Australia. — In: *Int. Sympos. on the Devonian System*, vol. 1, Calgary, Canada, 1967, p. 613—630.
126. Jen Chi-shun. Certain geotectonic formations occurring before the Devonian in Southeastern China. — *«Int. Geol. Rev.»*, 1968, vol. 10, N 12, p. 1588—1601.
127. Keen Swett, Klein G. D., Smit D. E. A Cambrian tidal sand body—the Eribol sandstone of NW Scotland. — *«J. Geol.»*, 1971, vol. 79, N 4, Chicago, p. 401—415.
128. Kerrow Mc W. S. The Chronology of Caledonian folding in the British Isles. — *«Proc. Nat. Acad. Sci. USA»*, 1962, vol. 48, n 11.
129. Lyons J. B., Faul H. Isotope geochronology of the Northern Appalachians. — In: *«Studies of Appalachian geology, Northern and Maritime»*, N. Y., 1968, p. 305—318.
130. Neal E. R. W., Beland J., Potter R. R. A preliminary tectonic map of the Canadian Appalachian region based on age of folding. — *«Can. Inst. Min. Met. Bull.»*, 1961, vol. 54, N 593, p. 687—709.
131. Neville George T. The geological growth of Scotland. — In: *The geology of Scotland*, ed. by G. Y. Craig, Edinburgh a. London, 1965.
132. Öpik A. A. The geology of the Canberra City district. — *«Bull. Bureau of Min. Res.»*, 1958, vol. 32.
133. Pavlides Louis, Boucot A. J., Skidmore W. B. Stratigraphic evidence for the Taconic orogeny in the Northern Appalachians. — In: *«Studies of Appalachian geology, Northern and Maritime»*, N. Y., 1968, p. 61—82.
134. Philip G. M., Pedder A. E. H. A re-assessment of the age of the Middle Devonian of south-eastern Australia. — *«Nature»*, 1964, vol. 202, N 4939, p. 1323—1324.
135. Poole W. H., Sanford B. V., Williams H. Geology of southeastern Canada. — In: *«Geology and econom. minerals of Canada»*, ed. by R. J. W. Douglas, Geol. surv. of Canada, Report n 1, Ottawa, 1970, p. 229—305.
136. Rast N., Crimes T. P. Caledonian orogenic episodes in the British Isles and northwest France and their chronological interpretation. — *«Tectonophysics»*, 1969, N 4.
137. Rayner D. H. The stratigraphy of the British Isles. Cambridge University Press, 1967, p. 453.
138. Rutland R. W. R. Tectonic evolution of the continental crust of Australia. In: *«The Tasman geosyncline a symposium»*, Geol. Soc. of Australia, 1974, p. 1011—1033.
139. Rodgers J. Chronology of tectonic movements in the Appalachian

region of Eastern North America. — «Am. J. Sci.», 1967, vol. 265, N 5, p. 408—427.

140. Rodgers J. The tectonic of the Appalachian. N.Y., 1970, 271 p.

141. Rodgers J., Neale E. R. W. Possible «Taconic» Klippen in Western Newfoundland. — «Am. J. Sci.», 1963, vol. 261, N 8, p. 713—730.

142. Scheibner E. The Kanmantoo pre-cratonic province in New South Wales. — «Geol. Surv. of New South Wales, Quarterly Notes», 1972, vol. 7, p. 1—10.

143. Scheibner E. A plate tectonic model of the paleozoic tectonic history of New South Wales. — «J. Geol. Soc. Australia», Sydney, 1973, vol. 20, pt. 4, p. 405—426.

144. Scheibner E. Fossil fracture zones, sedimentation, and correlation problems in the Tasman fold belt system. — In: «The Tasman geosyncline a symposium», Geol. Soc. of Australia, 1974, p. 65—98.

145. Schuchert Ch. Orogenic times of the northern Appalachians. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1930, vol. 41, p. 701—724.

146. Skevington D. Palaeontological evidence bearing on the age of Dalradian deformation and metamorphism in Ireland and Scotland. — «Scot. J. Geol.», 1972, vol. 7, N 3, p. 285—288.

147. Sloss L. L. Sequences in the cratonic interior of North America. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1963, vol. 2, p. 241—269.

148. Smitheringale W. G. Geology of parts of Digby, Bridgetown, and Gaspereau lake map-areas, Nova Scotia. — «Mem. geol. Surv. Canada», 1973, N 375, p. 1—78.

149. Solomon M., Griffiths J. K. Aspects of the early history of the southern Tasman orogenic zone. — In: «The Tasman geosyncline — a symposium», Geol. Soc. of Australia, 1974, p. 19—46.

150. Strusz D. J. The geology of the Parish of Mumbil, near Wellington N. S. W. — «J. and Proc. Royal Soc. New South Wales», 1960, vol. 93, p. 127—136.

151. Studies of Appalachian geology, Northern and Maritime. Ed. Zen E.—An a. o., N. Y., 1968, p. 457.

152. Talent J. A. Devonian brachiopods and pelecypodes of the Buchan Caves Limestone, Victoria. — «Proc. Royal Soc. Victoria», 1956, vol. 68, p. 1—56.

153. Tectonic map of Great Britain and Northern Ireland, 1:1 584 000. 1 ed., 1966.

154. The geology of Scotland. Ed. G. Y. Craig, Edinburgh a. London, 1965, p. 556.

155. Tuke M. F., Baird D. M. Klippen in Northern Newfoundland. — In: «Appalachian tectonics», Royal Soc. Canada, spec. publ., 10, 1967, p. 3—9.

156. Vandenberg A. H. M., Schleiger N. W. Paleogeographic and tectonic significance of diachronism in Siluro-Devonian age ilish sediments, Melbourne trough, SE Australia: Discussion. — «Geol. Soc. Am. Bull.», 1972, vol. 83, No 5, p. 1565—1570.

157. Whittington H. B. Zonation and correlation of Canadian and early Mohawkian Series. — In: «Studies of Appalachian geology, Northern and Maritime», 1968, p. 49—60, N. Y.

158. Williams Harold, Kennedy M. J., Neale E. R. W. The Appalachian Structural Province. — «Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.», N 11, 1972, p. 181—261.

159. Wolf K. H. Petrogenesis and palaeoenvironment of Devonian algal limestones of N. S. W. — «Sedimentology», 1965, № 4, p. 113—178.

160. Zen E.-An. Nature of the Ordovician orogeny in the Taconic area. — In: «Studies of Appalachian geology, Northern and Maritime», N. Y., 1968, p. 129—140.

161. Zen E.-An. The Taconide zone and the Taconic Orogeny in the western part of the northern Appalachian Orogen. — «Geol. Soc. Am. Spec. Pap.», 1972, N 135, p. 72.

	Стр.
Постановка вопроса . . . . .	3
Стратиграфическая основа . . . . .	7
<b>Области каледонской складчатости. История их становления и режим движений в девоне</b>	
<b>I. Каледониды Северо-Атлантического пояса . . . . .</b>	<b>14</b>
<b>Британские острова . . . . .</b>	<b>15</b>
Вводные замечания . . . . .	15
Период геосинклинального развития Метаморфической зоны . . . . .	17
Период геосинклинального развития Неметаморфической зоны . . . . .	20
Тектонические движения перед началом накопления древнего красного песчаника . . . . .	22
Распространение и строение девонских отложений (древнего красного песчаника) . . . . .	24
Последовательность тектонических движений в девоне . . . . .	28
Предварительные замечания о соотношении девонского горообразования с предшествовавшим развитием Метаморфической и Неметаморфической зон . . . . .	29
<b>Восточная Гренландия и Шпицберген . . . . .</b>	<b>31</b>
Вводные замечания . . . . .	31
Додевонские отложения и история развития Восточной Гренландии . . . . .	32
Отложения и тектонические движения в девоне в Восточной Гренландии . . . . .	33
Додевонские отложения и история развития Шпицбергена . . . . .	35
Отложения и тектонические движения в девоне на Шпицбергене . . . . .	36
Этапы развития Шпицбергена и Восточной Гренландии и горообразование в девоне . . . . .	37
<b>Северные Аппалачи . . . . .</b>	<b>40</b>
Общая характеристика . . . . .	40
Дотаконская история и таконский орогенез . . . . .	44
Некоторые особенности силур-раннедевонского этапа развития . . . . .	46
Палеотектоническая обстановка в силуре . . . . .	48
Тектонические движения на границе силура и девона . . . . .	49
Отложения девона . . . . .	50
Последовательность тектонических и магматических процессов в девоне . . . . .	55
Некоторые общие выводы . . . . .	59
<b>II. Каледониды Урало-Монгольского пояса . . . . .</b>	<b>59</b>
<b>Центральный Казахстан . . . . .</b>	<b>60</b>
Общая характеристика, досилурийская история . . . . .	60
Отложения и тектонические движения в силуре . . . . .	62
Отложения и тектонические движения в девоне . . . . .	63
Выводы по истории развития и предварительная оценка роли девонского орогенеза . . . . .	66
<b>Алтае-Саянская область . . . . .</b>	<b>68</b>
Общая характеристика . . . . .	68
Додевонская история развития района Минусинских впадин и их обрамления . . . . .	71
Отложения и тектонические движения в девоне в районе Минусинских впадин . . . . .	72

Соотношение додевонских и девонских структур в Минусинских впадинах и их горном обрамлении	73
Додевонская история развития Тувинского прогиба	75
Отложения и тектонические движения в девоне в Тувинском прогибе	76
Додевонская история развития Западного Саяна	77
Отложения и тектонические движения в девоне в Западном Саяне	79
Район Рыбинской впадины (Восточный Саян)	81
Главные особенности девонского этапа развития восточной части Алтае-Саянской области	82
Предварительные соображения о соотношении девонских тектонических движений с предшествующим развитием восточной части Алтае-Саянской области	86
III. Каледониды западной части Тихоокеанского пояса	87
<b>Юго-Восточный Китай (Катазия)</b>	90
Общая характеристика	90
Додевонская история	92
Тектонические движения в конце силура — начале девона	96
Отложения и тектонические движения в девоне	97
Выводы по истории развития	98
<b>Складчатая область Аделаида (Австралия)</b>	99
<b>Складчатая область Лаклан (Австралия)</b>	103
Общая характеристика	103
Додевонская история	104
Тектонические движения в конце силура — начале девона	106
Отложения и тектоническая обстановка раннего девона	109
Тектонические движения в среднем и позднем девоне	112
Выводы по истории развития в девоне	116
История тектонического развития Тасмании	118
<b>Общие закономерности девонских тектонических движений и их соотношение с предшествовавшими этапами развития в областях каледонской складчатости</b>	
Вводные замечания	119
Главные особенности истории развития каледонских складчатых областей до эпохи девонского орогенеза	121
Характер и последовательность тектонических и магматических процессов в девоне	129
Общие особенности девонского горообразования	130
Последовательность и хронология тектонических движений и магматизма в областях девонского орогенеза	135
Движения в конце силура — начале девона (позднекаледонская орогеническая фаза)	136
Движения в среднем девоне (акадская орогеническая фаза)	140
Об особенностях истории развития складчатой области Лаклан и Северных Аппалачей в девоне	143
Соотношение девонского орогенеза с предшествовавшими этапами развития	147
<b>Девонская история развития древних платформ</b>	
Северо-Американская платформа	152
Сибирская платформа и Северная Земля	160
Восточно-Европейская платформа	167
Африканская платформа	172
Австралийская, Индостанская и Южно-Американская платформы	175
<b>Тектоническая природа девонского орогенеза и некоторые следствия принимаемой концепции</b>	
Тектоническая природа девонского орогенеза	176
О двухстадийной схеме геосинклинального процесса	181
О каледонской тектоно-магматической эпохе	182
Список литературы	185

7

1798

1 р. 33 к.

НЕДРА