

С. В. Руженцев

---

КРАЕВЫЕ  
ОФИОЛИТОВЫЕ  
АЛЛОХТОНЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С. В. РУЖЕНЦЕВ

КРАЕВЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ  
АЛЛОХТОНЫ

(тектоническая природа  
и структурное положение)

*Труды, вып. 283*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА  
1976

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

S. V. Ruzhentsev

## MARGINAL OPHIOLITIC ALLOCHTHONES (Tectonic Features and Structural Position)

*Transactions, vol. 283*

---

Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение).

Руженцев С.В. Труды ГИН АН СССР, вып. 283. М., "Наука", 1976 г.

В работе на примере Южного Урала и Апшалач рассмотрено геологическое строение крупных полей пород офиолитового ряда, расположенных в краевых частях древних платформ, и показано, что такие поля представляют собой аллохтонные массы, шарьированные в пределы платформ в результате поддвига последних под эвгеосинклинальные толщи. Рассмотрен механизм формирования покровных структур в связи с представлениями "глобальной тектоники плит". Большое место уделено методам палеотектонических и фациальных реконструкций в областях, характеризующихся покровным строением. На этой основе дана схема тектонического развития областей стыка платформ и эвгеосинклиналей.

Редакционная коллегия:

академик *А.В.Пейве* (главный редактор),  
*В.Г.Гербова, В.А.Крашенинников, П.П.Тимофеев*

Ответственный редактор

академик *А.В.Пейве*

Editorial Board:

Academician *A.V.Peive* (Editor-in-Chief),  
*V.G.Gerbova, V.A.Krashennikov, P.P.Timofeev*

Responsible Editor

Academician *A.V.Peive*

## ВВЕДЕНИЕ

Установлено, что в пределах некоторых миегосинклиналей и прилегающих к ним частей древних платформ расположены мощные офиолитовые комплексы. Последние, выделяемые под названием краевых (Перфильев, Руженцев, 1973б), согласно новейшим исследованиям являются аллохтонами, шарьированными из эвгеосинклинальных областей. Их тектоническая природа, положение в региональной структуре, а также внутреннее строение представляют большой интерес в связи с появлением данных об океанической природе эвгеосинклиналей. Только правильное понимание структурного соотношения офиолитовых ("океанических") и платформенных ("континентальных") серий позволит реалистически оценить характер и масштабы процессов превращения океанических структур прошлого в складчатые пояса, наблюдаемые нами сейчас. Поэтому возникновение краевых офиолитовых аллохтонов необходимо рассматривать в плане взаимодействия "континентальных" и "океанических" масс. Именно изучение краевых офиолитовых комплексов дает ключ к решению проблемы реализации сжатия, которое привело к формированию современных альпийских складчатых поясов. Это в конечном счете должно внести ясность в одно из основных противоречий "новейшей глобальной тектоники": существование субдуктивных зон на стыке современных океанов и континентов и обдуктивных — в аналогичных структурах прошлого.

Иными словами, без понимания механизма образования краевых офиолитовых аллохтонов невозможно установить механизм формирования структуры эвгеосинклинальных складчатых систем в целом. Вот почему в Геологическом институте АН СССР под общим руководством академика А.В. Пейве были приняты специальные исследования по изучению офиолитовых аллохтонных масс западного склона Южного Урала и, в частности, Сакмарской зоны как основного объекта работы. Такой выбор был обусловлен в первую очередь необходимостью выяснить структурное положение мощных эвгеосинклинальных серий зоны в пределах поля развития миегосинклинальных отложений восточной окраины Русской платформы.

В основе работ лежали структурно-тектонические исследования, которые базировались на геологической съемке, проводившейся в 1969–1973 гг. на большей части территории зоны. Кроме того, изучались особенности разреза палеозойских толщ, их фациальная изменчивость, специфика седиментации и вулканизма. Все это имело целью восстановить палеотектоническую обстановку в зоне стыка Русской платформы и Уральской эвгеосинклинали и на этой основе дать аргументированную схему развития последней на ранних его этапах.

Такая направленность работ требовала привлечения сравнительного материала. В качестве объекта для сравнения были выбраны Аппалачи, в частности офиолитовые аллохтоны Западного Ньюфаундленда и Квебека.

ТЕКТОНИКА САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

В герцинской структуре западного склона Южного Урала с запада на восток обычно выделяются следующие элементы (рис. 1). Зона линейных складок Предуральяского краевого прогиба, сложенных флишевыми и молассовыми толщами карбона и перми, залегающими на платформенных и субплатформенных отложениях девона. Башкирский антиклинорий – обширный выступ докембрийских пород, перекрытых терригенно-карбонатными отложениями ордовика силура и девона. Зилаирский синклиниорий, расположенный восточнее Башкирско-го антиклинория, выполнен мощной толщей ритмично чередующихся граувакковых песчаников и аспидных сланцев зилаирской свиты ( $D_3 - C_1$ ). Последние залегают на толще переслаивания различных песчаников, аргиллитов, кремней и известняков ( $D_{1-3}$ ). Антиклинорий Уралтау – выступ докембрийских пород – ограничивает Зилаирский синклиниорий с востока. Докембрийский комплекс здесь перекрыт кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами (O), кварцевыми алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами (S). В пределах поля распространения миогеосинклинальных серий (O –  $C_1$ ) расположено несколько участков, сложенных вулканогенно-осадочными отложениями ( $O_1 - D_2$ ). Крупнейшими из них являются Кракинский, на севере, и Сакмарский, на юге.

Как показывают геофизические исследования (Соболев, 1968; Ярош, 1968; Ананьева и др., 1968; Хрычев и др., 1968), все указанные элементы формировались в пределах области распространения более или менее сильно переработанного докембрийского фундамента восточной части Русской платформы. Это находит свое отражение в соответствующих геофизических характери-

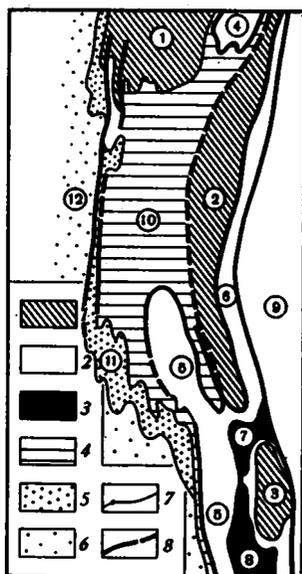


Рис. 1. Тектоническая схема западного склона Южного Урала

1 – выступы докембрийского фундамента Русской платформы; 2 – эвгеосинклинальные образования (Ст- $D_2$ ); 3 – гипербазиты и габбро; 4,5 – миогеосинклинальные образования: 4 –  $C - C_1$ , 5 –  $C_1 - P_1$ ; 6 – образования Бельской впадины ( $P_2 - T_1$ ); 7 – стратиграфические и 8 – тектонические контакты

Цифры на схеме: 1 – Башкирский, 2 – Уралтауский, 3 – Эбегинский антиклинории; 4 – Кракинский, 5 – Сакмарский аллохтоны; 6 – Сакмаро-Вознесенская корневая зона; 7 – Хабарнинский, 8 – Кимперсайский массивы; 9 – Магнитогорский прогиб; 10 – Зилаирский синклиниорий; 11 – зона передовых складок; 12 – Бельская впадина Предуральяского краевого прогиба

ках: преобладании широтных физических полей с относительно небольшими градиентами, сокращенными мощностями коры — 36–40 км — с хорошо выраженным, мощным, "гранито-гнейсовым" слоем.

Восточнее Уралтау, отделяясь от него Главным Уральским разломом, располагается эвгеосинклинальная зона Урала. На юге западным ее элементом является Магнитогорский синклиниорий, который характеризуется меридиональными, резко выраженными аномалиями силы тяжести и магнитными, мощной (48 км) корой. В составе последней преобладает "базальтовый" слой, мощность которого достигает 36–38 км (Хрычев и др., 1968). "Гранито-гнейсовый" слой по сравнению с платформенными областями характеризуется сокращенной мощностью.

В свете изложенного появление в пределах восточной части Русской платформы участков с распространением эвгеосинклинальных комплексов требует специального объяснения.

### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТОНИКУ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Первые отрывочные сведения по геологии западного склона Южного Урала можно найти в работах Р. Мурчисона, А.И. Антипова, Н.Л. Меглицкого, А.П. Карпинского, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Н.Н. Тиховича, Д.Н. Соколова и др. В результате разрозненных исследований, основанных на отдельных маршрутных пересечениях, разделенных к тому же большими промежутками времени, в течение прошлого и начале этого столетий складывались общие представления о геологии района. Приблизительно намечались отдельные зоны, в пределах которых преобладали породы того или иного возраста и типа. Уже в работах А.П. Карпинского (1874) отмечается антиклинальная структура Южного Урала, устанавливаемая по общей смене более древних и сильнее метаморфизованных пород молодыми и свежими по направлению от метаморфических образований Уралтау. Эти идеи в том или ином виде развивались и в последующие годы.

Резкая интенсификация геологических исследований на Урале началась в конце 20-х и особенно начале 30-х годов. Именно в это время закладывается база для последующего систематического изучения района. Среди работ этого периода, проведенных в пределах западного склона и водораздела Южного Урала, необходимо отметить исследования А.А. Блохина (1932), Д.К. Зегебарта (1936), Л.С. Либровича (1932), В.Н. Павлинова (1936, 1937), Н.К. Разумовского (Лермонтова, Разумовский, 1932; Воинова и др., 1941), А.В. Хабакова (1935; Воинова и др., 1941), А.Л. Яншина (1932). В результате было установлено широкое развитие на территории к западу от Уралтау кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложений. Создаются первые схемы тектонической зональности. Так, например, Л.С. Либрович (1932) в пределах южной части Урала выделяет следующие меридионально вытянутые зоны: 1) Западную — пермские отложения; 2) Зилаирскую — ордовикские, силурийские и девонские отложения; 3) Уралтаускую — метаморфические породы докембрия и отчасти нижнего палеозоя; 4) Приуральскую — преимущественно вулканогенные отложения силура, девона и карбона.

Отмеченная схема была конкретизирована В.Н. Павлиновым (1936, 1937), выделившим в более южных районах следующие пояса (с запада на восток):

1) Икский, сложенный породами пермо-карбона; 2) Уралтауский — докембрийские, ниже- и среднепалеозойские отложения; 3) Таналыкский — вулканогенно-осадочные отложения силура и девона; 4) Уральский — вулканогенные и карбонатные отложения карбона. Уралтауский пояс В.Н. Павлинов подразделяет на собственно Уралтаускую (метаморфические образования —  $P_6 - Pz_1$ ), Приуральтаускую (вулканогенно-кремнистые серии —  $O - D_2$ ) и Праувакковую (граувакки и глинистые сланцы —  $D_3$ ) полосы.

Схемы Л.С. Либровича и В.Н. Павлинова сходны. Принципиально важным, с нашей точки зрения, в построениях В.Н. Павлинова является вывод, что При-

уралтауская полоса состоит как бы из двух ветвей, окаймляющих с запада и востока древние образования Уралтау. Обе эти ветви смыкаются на юге, в долине Урала, оконтуривая южное погружение Уралтауского антиклинория. Таким образом, впервые была подчеркнута связь территорий, характеризующихся развитием вулканогенно-осадочных серий к западу и востоку от Уралтау. За западной ветвью в дальнейшем закрепилось название Сакмарской зоны. Восточная ветвь является более гетерогенной. Она включает выделяемые сейчас Сакмаро-Вознесенскую и Баймак-Бурибаевскую зоны.

Представления о структуре западного склона Южного Урала в конце 20-х - начале 30-х годов формировались под влиянием идей А.Н. Заварицкого (1923), Г.Н. Фридерикса (1927) и А.Д. Архангельского (1932) о присутствии на Урале крупных надвиговых и шарьяжных нарушений. Указанные идеи основывались главным образом на самых общих построениях, согласно которым выделявшиеся здесь узкие меридиональные зоны являются резко сближенными по системе надвигов. Именно сближением по надвигам различных фациальных комплексов, слагающих отдельные зоны, и объяснялись особенности тектонической структуры Урала с ее четкой поперечной зональностью. Кроме того, указывалось, что такие представления получили подтверждение на ряде конкретных примеров (Кузнецов, Захаров, 1926; Нейман-Пермякова, 1931; Блохин, 1932; Яншин, 1932; Зеgebарт, 1936). Однако впоследствии, при детализации геологических исследований, оказалось, что в большинстве случаев при выделении покровных структур на Урале были допущены ошибки. Это привело к тому, что к концу 30-х годов шарьяжи на Урале стали полностью отрицаться. На смену идеям о покровном строении пришли представления об относительной простоте структуры Урала, характернейшим типом дислокаций которого являются более или менее сложные, гармонично сопряженные складки, лишь местами расчлененные взбросами и надвигами небольшой амплитуды.

Существенно меняются взгляды и на природу тектонической зональности Урала. Наиболее четко новые представления сформулированы, по-видимому, А.В. Хабаковым (Воинова и др., 1941), который отрицает повсеместность надвиговых контактов между отдельными зонами Урала. Выделенные Л.С. Либровичем зоны не рассматриваются как следствие тектонического сближения фаций, а связываются прежде всего с первичным резким изменением условий седиментации.

В свете таких построений Сакмарская зона уже тогда представлялась структурой исключительной. Согласно материалам В.Н. Павлинова (1936, 1937), она характеризуется хаотичным смещением всех типов распространенных здесь пород. Широкое развитие процессов тектонического брекчирования разнородных толщ, приводящих к появлению напряженных чешуйчатых зон, послонных срывов, "холодного" внедрения серпентинитов и серпентинитовых брекчий определило то, что в пределах зоны редко встречаются нормальные складчатые нарушения. Отмечается (Лермонтова, Разумовский, 1932; Яншин, 1932; Либрович, 1932; Павлинов, 1936) общее смещение деформируемых толщ к западу, что нашло свое выражение в падении плоскостей сместителей к востоку и опрокидывании складок к западу.

По данным В.Н. Павлинова (1936), Зилайрская зона представляет собой синклиналичную структуру, в центральной части которой расположено поднятие (Сакмарское), где из-под отложений зилайрской свиты ( $D_3 - C_1$ ) появляются вулканогенно-осадочные породы ( $O - D_2$ ). В то же время В.Н. Павлинов отмечает, что в ряде мест (особенно на юге) западный край поднятия осложнен разломом, по которому нижнепалеозойские отложения надвинуты на верхнедевонские граувакки. Этот вывод хорошо согласуется с результатами, полученными А.Л. Яншиным (1932) по более южным районам.

В 40-х - начале 50-х годов западный склон Южного Урала оставался объектом интенсивных геологических исследований. В это время здесь работали А.А. Богданов, Г.И. Водорезов, Б.М. Келлер, Д.Г. Ожиганов, В.Н. Павлинов, В.Е. Руженцев, И.В. Хворова, Н.П. Херасков и др. Было получено много новых данных по геологии района. На их основе с учетом результатов более ранних исследований в 1945 г. под редакцией А.А. Богданова была составлена

геологическая карта Западного Приуралья. Следует сказать, что представления о тектонике Южного Урала, сформировавшиеся в конце 30-х годов, получили здесь дальнейшее развитие.

Согласно этим представлениям, район имеет общее антиклинальное строение, причем Сакмарское поднятие рассматривается как западная часть антиклинория Уралтау (Богданов, 1947; Келлер, 1949). Некоторые авторы (Павлинов, 1937; Херасков, Милановский, 1953; Ожиганов, 1955) полагают, что отложения зилаирской свиты ( $D_3 - C_1$ ) трансгрессивно перекрывают вулканогенно-кремнистые породы ( $O_1 - D_2$ ). Последние смяты в систему морфологически сложных брахиморфных складок. Отмечается (Келлер, 1949), что многочисленные трансгрессивные перекрытия внутри ниже-среднепалеозойской толщи Сакмарской зоны затрудняют расшифровку ее структуры. Вообще начиная с 40-х годов большое внимание стало уделяться многофазовости тектонических деформаций, определивших современную структуру зоны. Резко несогласные притыкания, которые ранее в значительной степени объяснялись присутствием разрывов, теперь связывались с несогласным налеганием разновозрастных комплексов.

В отличие от очень сложной структуры Сакмарской зоны в пределах Зилаирского синклинория и восточной части Предуральяского прогиба развиты морфологически разнообразные линейные складки. Последние либо наклонены, либо опрокинуты на запад. Наиболее интенсивные дислокации вплоть до лежащих и перевернутых складок приурочены к западному борту синклинория (Богданов, Келлер, 1947; Келлер, 1949). Для них не характерны осложняющие разрывы. Лишь местами здесь встречены крутые надвиги. Они обладают малыми амплитудами и не выдержаны по простиранию. Формирование линейных складок Б.М. Келлер (1949) связывает со смещением осадочных толщ к западу под действием неравномерной статической нагрузки и гравитационных сил.

В это же время создаются первые в достаточной степени обоснованные схемы тектонического развития района, проводится типизация отдельных структурно-фациальных зон, выделяются и всесторонне характеризуются выполняющие их формации. Б.М. Келлер (1949) отмечает, что в ордовике, силуре, нижнем и среднем девоне в пределах восточной части западного склона Урала располагалась геосинклинальная зона (внешний геосинклинальный прогиб), в пределах которого образовались вулканогенно-кремнистые и кремнистые формации. Накоплению отложений аспидной формации (зилаирская свита) соответствовал период общего погружения, на фоне которого происходит обособление Сакмарского поднятия. Разрыв последнего дает обильный обломочный материал, заполнявший Зилаирский прогиб. Флишевая и молассовая формации (С - Р) возникли в пределах собственно краевого прогиба. Последний в процессе развития несколько смещается к западу, в пределы восточной части Русской платформы.

Начиная с конца 40-х годов на территории Сакмарской зоны и прилегающих участков Зилаирского синклинория осуществляются работы по площадной геологической съемке территории.

В пределах северной части зоны (к северу от широтного отрезка долины Урала) исследования проводили А.В. Ключихин и А.В. Буряченко. Как и в предыдущих работах, Сакмарская зона рассматривается в составе Уралтауского антиклинория. Она разделена на Сакмаро-Кидрясовское антиклинальное поднятие и Блявинский синклинальный прогиб. Поднятие в структурном отношении представляет собой систему узких брахиморфных складок, разделенных сплюснутыми синклиналями. В ядрах антиклиналей часто вскрыты отложения кембрия и ордовика, в ядрах синклиналей - силура. Блявинский прогиб выполнен вулканогенными отложениями силура. Слои изогнуты в крупные пологие складки, обладающие изометричной формой.

Считается, что для района не характерны крупные разрывные нарушения; взбросы, сбросы, небольшие продольные надвиги отличаются незначительными амплитудами смещения. А.В. Ключихин специально подчеркивает, что не удалось обнаружить надвига по границе Сакмарского поднятия и Зилаирского синклинория. Указанные представления нашли отражение и на геологической карте, сос-

тавленной А.В. Ключихиным для северной части Сакмарской зоны. Так, в пределах зоны не показано ни одного разлома. Все границы между различными толщами, в том числе между отложениями ордовика, силура, нижнего и среднего девона, с одной стороны, и граувакками зилаирской свиты ( $D_3 - C_1$ ), с другой — определены как стратиграфические. Многочисленные выходы кембрийских известняков, считавшиеся ранее В.Н. Павлиновым (1936) глыбами, тектонически закатанными в брекчии (в том числе и серпентинитовые), рассматриваются как ядра брахиантиклиналей.

Большое значение придается каледонским складкообразовательным движениям. Позднеордовикская и послеордовикская фазы складчатости проявились интенсивно и привели к резко несогласному налеганию силура на породы нижнего и среднего ордовика. Оформление Сакмаро-Кидрясовской и Блявинской структур произошло после венлока. В это же время имело место внедрение гипербазитов. Складкообразовательные движения в среднем девоне проявились менее резко. Начиная с конца среднего девона происходит общее значительное погружение территории Зилаирского прогиба, который заполнялся мощной толщей граувакк и аспидных сланцев.

В начале 50-х годов геологическую съемку южной части Сакмарской зоны (Актыубинская область Казахской ССР) проводили Х.С. Розман, Н.И. Леоненок и Р.А. Сегедин. Ее результаты изложены в работе Н.И. Леоненок (1955). Следует сказать, что вследствие проведенных исследований был получен обширный материал по стратиграфии, магматизму, условиям накопления ордовикских, силурийских и девонских отложений Сакмарской зоны. По новизне опубликованных данных, глубине их проработки работа Н.И. Леоненок лучшее, что было опубликовано к тому времени по геологии Сакмарской зоны.

Одновременно необходимо отметить, что проблемы тектонической структуры зоны, условий ее формирования решались в традиционном для того времени стиле. Вся толща палеозойских пород расчленена на серию несогласно залегающих комплексов: 1) нижний и средний кембрий; 2) верхний кембрий — ордовик; 3) силур; 4) кобленц-эйфель; 5) живет — нижний карбон. Более древние комплексы (до силурийского включительно) смяты в систему напряженных, вплоть до изоклинальных, осложненных мелкой плейчатостью складок (каледонские деформации). Девонские и каменноугольные слои образуют серию крупных, брахиформных, относительно просто построенных нарушений, местами осложненных взбросами и надвигами (герцинские деформации).

Таким образом, в 50-х годах были в общем виде сформулированы представления о тектонике Сакмарской зоны Урала, основные положения которой сводятся к следующему. Область стыка Русской платформы и Уральской эвгеосинклинали в целом имеет антиклинорное строение. Большая сложность структуры этого района обусловлена разновозрастными вертикальными тектоническими движениями, которые привели к появлению лишь небольших надвигов и лежащих складок. Резкое сочленение миеосинклинали и эвгеосинклинали рассматривается как первично фаціальное. Сакмарская зона является поднятием, в пределах которого вулканогенно-осадочные породы нижнего и среднего палеозоя выведены из-под отложений зилаирской свиты.

В том или ином виде эти представления развивались большинством уральских геологов. Первое сомнение в их правильности появилось после опубликования материалов бурения (Камалетдинов, 1965, 1968), показавшего налегание миеосинклинали граувакковых и флишевых серий ( $D_3 - C_3$ ) на разновозрастные отложения платформенного типа на территории Зилаирского синклинория и восточной части Предуральского краевого прогиба. В связи с этим публикуются работы, в которых делается предположение, что вулканогенно-осадочные породы ( $O_1 - D_2$ ) Сакмарской зоны слагают гигантский аллохтонный останец, залегающий на граувакках зилаирской свиты ( $D_3 - C_1$ ) (Камалетдинов и др., 1970; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Кропачев, 1970; Руженцев, 1971а,б; Иванов, Смирнов и др., 1972).

Подобного рода модель получила подтверждение, когда горными работами было показано (Камалетдинов и др., 1970; Кропачев, 1970), что вулканогенно-

генно-осадочные отложения ( $O_1 - D_2$ ) действительно залегают на грауваках ( $D_3 - C_1$ ). Необходимо отметить, однако, что все скважины, достигшие верхнедевонских слоев, расположены в краевых частях Сакмарской зоны. Это привело к появлению альтернативной модели, согласно которой зона - выкаты низу блок, имеющий синклиналиную форму (Эз и др., 1965). Такой блок развивался по периферии, образуя грибовидное нарушение. Отсутствие глубоких скважин в центральных частях зоны, а также неоднозначность интерпретации геофизических данных не позволяют сейчас определенно решить вопрос о соотношении граувак ( $D_3 - C_1$ ) и вулканогенно-осадочного комплекса ( $O_1 - D_2$ ). Поэтому, приступая к изучению тектонической природы Сакмарской зоны, мы особое внимание уделяли выяснению ее внутренней структуры. Это сделало возможным установить не только морфологические особенности складчатых и разрывных нарушений, но и подойти к решению проблемы положения зоны в региональной структуре Южного Урала.

## СТРАТИГРАФИЯ И ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

### К ПРОБЛЕМЕ ФУНДАМЕНТА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ СЕРИИ УРАЛА

Проблема фундамента, на котором формируются вулканогенно-осадочные эвгеосинклиналильные серии, в настоящее время является исключительно злободневной. Ей посвящены многочисленные работы как в Советском Союзе, так и за рубежом. Исследования, проведенные различными авторами в различных областях мира, показали, что в ряде случаев можно определенно говорить о гипербазитово-габбровом фундаменте эвгеосинклиналей. К аналогичным выводам пришли и некоторые геологи на основании уральских материалов (Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, Штрейс и др., 1972; Иванов, Ефимов и др., 1972; Иванов, Смирнов и др., 1972; Перфильев, Руженцев, 1973а).

Урал представляет собой уникальный объект, где офиолитовые комплексы пользуются широким распространением, находятся в различных структурных позициях, доступны и достаточно хорошо изучены. Наиболее широко породы гипербазит-габбродного комплекса распространены на Северном и Полярном Урале, где находятся в относительно ненарушенном положении. Разрез комплекса снизу - вверх здесь следующий (Перфильев, Руженцев, 1973а):

1. Дуниты и гарцбургиты.
2. Зона линзовидно-пластового чередования клинопироксенитов, гарцбургитов, дунитов, верлитов и алогипербазитовых габброидов. В структурном отношении это зона интенсивного течения, превращенная в гранобластовый агрегат.
3. Метасоматические апогипербазитовые габбро со скиалитами гипербазитов. Габброиды залегают резко дискордантно по отношению к гипербазитам.
4. Амфиболиты с иногда сохранившимися офитовыми структурами и текстурами шаровых лав. Характеризуются минеральным парагенезом амфиболитовой фаши метаморфизма. Амфиболиты часто залегают выше габброидов, однако непосредственный их контакт не вскрыт.
5. На Южном Урале амфиболиты постепенно вверх по разрезу сменяются зелеными сланцами.
6. Зеленые сланцы перекрыты спилит-диабазовой толщей ( $O - S$ ). Вопрос о соотношении амфиболитов и зеленых сланцев, с одной стороны, и палеозойских вулканитов, с другой - является, пожалуй, наиболее дискуссионным. Существуют указания на постепенный переход зеленых сланцев в диабазы и спилиты. В то же время известны районы, где продукты размыва пород ги-

пербазитово-габбронидного комплекса и зеленых сланцев встречаются по всему разрезу перекрывающих их эвгеосинклинальных серий. Так, например, в Сакмарской зоне горизонты обломочных пород, содержащих гальку или зерна метасоматических габбро, зеленых сланцев, реже серпентинитов, установлены в отложениях ордовика, силура и девона (Поспелов, Руженцев, 1972).

Рассмотренный разрез в известной мере является сводным для Урала. Наиболее хорошо особенности его строения видны на Полярном и Северном Урале, хуже — на Южном Урале. Дело осложняется тем, что после формирования комплекса гипербазиты-габбро-амфиболиты-зеленые сланцы он испытывает существенную переработку, связанную с периодом интенсивного тектонического сжатия.

В это же время возникают крупные офиолитовые аллохтоны. Породы гипербазит-габбронидного фундамента превращаются в гнейсовидные амфиболиты, эклогитоподобные образования. Очень широкое распространение приобретают процессы тектонического меланжирования. В различной степени серпентинизированные гипербазиты дают начало весьма пластичной массе. Последняя внедряется в вышележащие толщи, появляясь на разнообразных структурных уровнях.

В результате такого "холодного" внедрения серпентиниты обогащаются глыбами вмещающих пород, превращаясь в чрезвычайно характерную брекчию, получившую название серпентинитового меланжа.

В пределах Сакмарской зоны серпентинитовый меланж развит очень широко, образуя самые разнообразные в морфологическом отношении тела. Поэтому здесь крайне трудно восстановить первичную природу комплекса пород, подстилающих вулканогенно-осадочную серию нижнего палеозоя.

## КЕМБРИЙ И ОРДОВИК

### Тереклинская свита ( $S_{11}$ )

Под таким названием впервые были установлены А.В. Хабаковым и в дальнейшем детально описаны (Лермонтова, Разумовский, 1932) археоциатовые известняки. Согласно представлениям В.Н. Павлинова (1936, 1937), указанные известняки образуют глыбы размером от нескольких до 200–300 м, залегающие всегда среди более молодых пород. Большую роль в появлении таких глыб указанный автор отводил тектоническому брекчированию, считая, что известняки выжаты в различные более молодые толщи. Это находит отражение в частой пространственной связи глыб кембрийских известняков с серпентинитами. Однако в дальнейшем А.Д. Петровский (1965) пришел к выводу, что кембрийские известняки залегают среди близких им по возрасту спилитов, порфиритов и туфов.

По нашему мнению, известняки кембрия образуют в Сакмарской зоне только глыбы, либо пространственно приуроченные к меланжу, либо спроектированные на ордовикские и силурийские отложения. Происхождение этих глыб, их первичное положение в разрезе зоны в настоящее время не ясны.

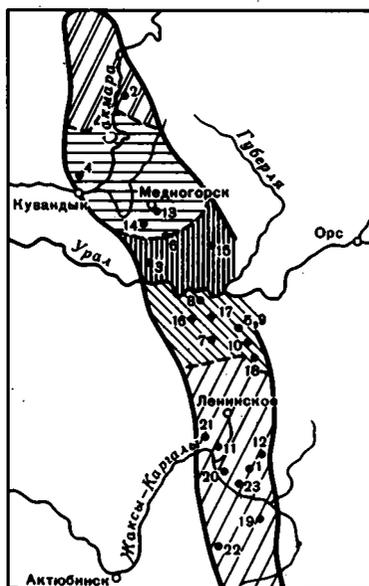
### Кидрясовская свита ( $S_{12}$ — $O_{1a1}$ )

Отложения свиты в виде изолированных участков, ограниченных разрывами, встречаются среди более молодых образований. Они широко распространены в бассейнах рек Алимбет, Медес, Чебакла, Кидерля и Письмянка. Возраст свиты установлен на основании многочисленных находок трилобитов и брахиопод (Лермонтова, Разумовский, 1932; Павлинов, 1937; Леоненков, 1955; Келлер, Розман, 1961; Петров, 1970). В настоящее время в состав свиты включаются песчаники с *Billingsella akbulakensis* Andr., относимые к верхнему кембрию (Петровский, 1965), и песчано-аргиллитовая толща тремадока.

Рис. 2. Схема расположения разрезов

Районы: 1 - Абишевский; 2 - Кувандык-Медногорский; 3 - Чебаклинский; 4 - Медеский; 5 - Косистекский

Цифры на схеме (1-23) - номера разрезов (описания см. в тексте)



Наиболее подробно состав свиты описан Б.М. Келлером и Х.С. Розман (1961) и А.Д. Петровским (1962). Кидрясовская свита представлена чередованием аркозовых или кварц-глауконитовых песчаников (реже встречаются полимиктовые разности), алевролитов и аргиллитов. Обломочный материал - зерна кварца, полевых шпатов, слюды, кремней, гранито-гнейсов, реже присутствуют обломки основных эффузивов. Характерны горизонты существенно кварцевых гравелитов и конгломератов. Изредка присутствуют пласти зеленокаменно-измененных основных эффузивов и линзы известняков. Подобного рода строение свита имеет на большей части территории Сакмарской зоны. Поэтому территория толща может быть выделена как собственно кидрясовская фация верхнекембрийских-нижнеордовикских отложений.

Принципиально иной разрез установлен на юге зоны в Косистекском районе (бассейны рек Жаксы-Каргала, Косистек и Карабутак). Нижнеордовикские породы образуют здесь тектоническую пластину, зажатую между силурийскими кремнями. Наиболее хорошо она обнажена в среднем течении р.Карабутак (рис. 2, разрез 1), где снизу вверх расположены:

	Мощность, м
1. Порфириты бурые, имеют скорлуповидную отдельность . . . . .	4,0
2. Порфириты альбитизированные, подушечные, промежутки между подушками заполнены розовым известняком . . . . .	3,0
3. Песчаники кварцевые, кварц-полевошпатовые, чередуются с кварцевыми гравелитами . . . . .	12,0
4. Известняки белые, слоистые, с прослоями зеленовато-серых песчаников . . . . .	1,5
5. Песчаники зеленовато-серые, аркозовые, слюдистые, слоистые, чередуются с алевролитами; содержат остатки брахиопод; по-видимому, отсюда происходят сборы В.Г.Кориневского ( <i>Althorthis kinderlensis</i> Andr., <i>Alimbella armata</i> Andr., <i>Archaeorthis</i> ex gr. <i>puerulus</i> Andr.) . . . . .	30-35
6. Туффиты кремнистые, зеленовато-серые . . . . .	15,0
7. Песчаники серые, аркозовые, косослоистые . . . . .	3,0
8. Яшмы красные или зеленые с неопределимыми отпечатками трилобитов . . . . .	4,0
9. Известняки красные, песчаные, содержат остатки трилобов <i>Symphysurus</i> cf. <i>conreux</i> Bal., <i>Ceratopyge forficula</i> Sars., <i>Euloma</i> sp. (O <sub>1t2</sub> )* . . . . .	0,8
10. Андезитовый порфирит, малиновый . . . . .	20,0
11. Яшмы красные . . . . .	3,0
12. Песчаники аркозовые, зеленовато-серые . . . . .	4,0

\* Определение М.Н. Чугаевой.

13. Аргиллиты зеленовато-серые, переслаиваются с красными разностями, присутствуют известковистые конкреции, переполненные остатками брахиопод *Antigonambonites aff. costatus* Örik. (O<sub>1</sub>ag<sub>2</sub>) \* . . . . . 8,0
14. Аргиллиты красные, переслаиваются с кварцевыми алевролитами . . . . . видимая 4,0

\* Определение Х.С. Розман.

Указанные отложения были выделены Н.И.Леоненко (1955) в качестве самостоятельной куагачской свиты, возраст которой определяется как верхи тремадока - арениг (Петровский, 1970). Приведенные остатки фауны, а также присутствие в ее разрезах прослоев песчаников кидрясовского типа позволяют рассматривать ее как фациальную разновидность кидрясовской свиты. Слои 12 и 13, возможно, относятся уже к кураганской свите (O<sub>1</sub>ag - O<sub>3</sub>).

### Кураганская свита (O<sub>1</sub>ag - O<sub>3</sub>)

Отложения кураганской свиты распространены главным образом в северной части зоны, где слагают ядра двух антиклинальных, субмеридионально ориентированных структур. Одна из них (восточная) протягивается от долины р.Сакмары (район дер. Большое Абишево) до верховьев р.Блявы (восточнее Медногорска), другая (западная) - вдоль западной части хр.Шайтан-Тау и далее к югу до дер.Кидрясово. Кроме того, в виде редких небольших выходов отложения свиты установлены в южной части зоны.

Возраст свиты на основании редких находок граптолитов (*Didymograptus ex gr. nicholsoni* Lapw., *D.aff.simulans* Ellis et Wood., сборы А.В.Ключихина) и трилобитов определяется как арениг-ландейльский (Петровский, 1965, 1970; Гаврилов, 1967). Согласно А.Д.Петровскому (1970), в ряде мест, особенно на долгом отрезке течения р.Сакмары, фтаниты среднего ландовери резко несогласно, со следами размыва, залегают на кураганских аргиллитах. Наши наблюдения не подтверждают этих данных. Наоборот, во многих местах, именно по долине Сакмары (район дер.Большое Абишево и далее к северу), а также в верховьях р.Киндерли, мы наблюдали отчетливый постепенный переход между аргиллитами кураганской свиты и силурийскими кремнями. Вследствие этого, по нашему мнению, перерыв в осадконакоплении, соответствующий временному интервалу карадок - нижний ландовери, отсутствует.

Кураганская свита представлена однообразными красными или желтовато-зелеными аргиллитами и туфоаргиллитами, содержащими отдельные прослои песчаников и алевролитов.

Разрез восточной полосы выходов составлен нами по правобережью р.Сакмары (восточнее дер.Большое Абишево, см рис. 2, разрез 2):

Мощность, м

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Аргиллиты красные или зеленые, в разной степени алевритистые . . . . .   | 125 |
| 2. Аргиллиты красные с пластами (0,2-0,5 м) серых полевошпатово-кварцевых песчаников . . . . .                          | 5   |
| 3. Песчаники серые, полевошпатово-кварцевые, содержат членики криноидей, характеризуются "отсортированной слоистостью". | 6   |
| 4. Аргиллиты красные, алевритистые. . . . .   | 3   |
| 5. Песчаники серые, грубозернистые, кварцевые . . . . .   | 4   |
| 6. Аргиллиты красные . . . . .  | 6   |
| 7. Аргиллиты красные с тонкими (0,1 м) прослоями кварцевых песчаников . . . . .   | 11  |
| 8. Аргиллиты зеленые . . . . .  | 5   |
| 9. Песчаники полевошпатово-кварцевые . . . . .  | 1,5 |
| 10. Аргиллиты зеленые, алевритистые. . . . .  | 4   |

	Мощность, м
11. Песчаники полевошпат-кварцевые . . . . .	1
12. Алевролиты глинистые, красные . . . . .	12
13. Песчаники кварцевые, грубозернистые . . . . .	1,5
14. Аргиллиты красные . . . . .	12
15. Аргиллиты зеленые . . . . .	35
16. Кремни темно-серые . . . . .	7
17. Аргиллиты красные . . . . .	12

Вверх по разрезу аргиллиты замещаются слоистыми черными фанитами и глинисто-кремнистыми сланцами, содержащими обильные остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери. Отдельные маломощные (0,5–1 м) прослои красных аргиллитов появляются, впрочем, в силурийской кремнистой толще достаточно высоко по разрезу (зона *Oktavites spiralis* – S<sub>1</sub>ln<sub>3</sub>).

Несколько иной разрез установлен в пределах западной полосы. Так, например, восточнее дер. Кидрясово по левобережью р. Письмянки (см. рис. 2, разрез 3) обнажается толща, в основании которой вскрыты тонкоплитчатые красные аргиллиты и алевролиты видимой мощностью около 200 м.

Выше с постепенным переходом залегают чередующиеся в разрезе пачки толстоплитчатых розовых кремней и красных глинисто-кремнистых пород. Характерно присутствие мелкозернистых плагиоклазовых песчаников. Наблюдается четкая ритмичность: песчаник – глинисто-кремнистая порода – кремень. Суммарная их мощность 120–150 м. На отмеченных отложениях с постепенным переходом залегают черные фаниты, содержащие граптолиты нижнего силура. Сходный разрез рассматриваемой толщи, для которой предлагается название новокурской, составлен по правобережью р. Сакмары в нескольких километрах севернее Кувандыка (у хутора Ново-Курский, см. рис. 2, разрез 4). Отложения кураганской свиты образуют здесь опрокинутую к западу синклиналь, западное крыло которой надвинуто на силурийские кремни. В пределах этого крыла снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Глинисто-кремнистые породы, тонкоплитчатые с прослоями туфосилицитов; породы розовые, серые, местами алевритистые, что обусловлено примесью оскольчатых частиц плагиоклазов. . . . .	35
2. Радиоляриты розовые, грубослоистые . . . . .	2
3. Туфосилициты зеленые или лиловые, тонкоплитчатые, с прослоями кремнистых туфитов . . . . .	34
4. Песчаник тифрогенный, розовый, массивный, среднезернистый, рыхлый, состоит из осколков средних плагиоклазов, обломков плагиоклазовых порфиритов, известняков, хлоритизированных туфов, кремнистых туфитов; редко встречаются зерна кварца . . . . .	1,0
5. Глинисто-кремнистые породы лиловые, плитчатые, с прослоями и линзами (до 0,5 м) плагиоклазовых песчаников . . . . .	16,0
6. Чередование плагиоклазовых песчаников и алевролитов . . . . .	2,5
7. Глинисто-кремнистые породы с прослоями туфосилицитов и плагиоклазовых алевролитов . . . . .	55,0

В восточном перевернутом крыле синклинали выше (в перевернутом залегании) глинисто-кремнистой пачки наблюдается чередование розовых или лиловых глинисто-кремнистых пород с красными аргиллитами и алевролитами. Последние вниз по разрезу начинают преобладать. В бассейне р. Медес (нижнее течение, см. рис. 2, разрез 5) к кураганской свите мы условно относим толщу чередующихся в разрезе красных, реже зеленых аргиллитов и туфосилицитов. Видимая ее мощность достигает 200 м. Аргиллиты (частично, по-видимому, туфоаргиллиты) в разрезе преобладают, образуя пачки мощностью 10–30 м. Туфиты и туфосилициты розового, лилового, реже зеленого цвета образуют массивные или грубонаслоенные пласты толщиной 1–10 м. Среди кремнистых пород часто присутствуют алевритистые или песчаные разности (примесь угловатых зерен кварца и альбита). Характерно появление обло-

мочных горизонтов, состоящих из зерен (гравийная размерность) красных аргиллитов и туфосиллицитов, сцементированных микрозернистой кремневой массой. Вверх по разрезу указанная толща, в общем имеющая красную окраску, постепенно переходит в более пеструю по составу толщу зеленовато-серых туфогенных аргиллитов, туфов, песчаников и туффитов косистекской свиты.

### Губерлинская свита ( $O_2-S_1$ )

Под таким названием на Южном Урале выделяется характерная, пестрая по составу толща туффитов, туфов альбитофиров, туфоаргиллитов, песчаников, основных и кислых лав. Губерлинская свита не охарактеризована палеонтологически. Поэтому до недавнего времени ее возраст оставался дискуссионным. Так, например, А.Д.Петровский (1965) относил губерлинскую свиту к арениг-ландейлю на основании сопоставления ее с косистекской свитой Северных Мугоджар. Возраст последней он определял по положению между курагачской ( $O_{1t} - ar_1$ ) и сакмарской ( $S_{1-2}$ ) свитами. В.С.Шарфман включает туфогенные образования губерлинской свиты в состав кураганской, рассматривая первую как верхнюю часть второй. В целом близкой точки зрения придерживается и А.А.Гаврилов (1967).

В настоящее время можно считать твердо установленным, что туффиты и туфосланцы губерлинской свиты с постепенным переходом залегают на аргиллитах кураганской свиты и перекрываются либо кремнями сакмарской ( $S_{1-2}$ ), либо вулканогенно-кремнистой толщей сутралинской ( $S_{1-2}$ ) свит. Возраст верхней границы губерлинской свиты намечается достаточно четко, так как нижние слои силурийских отложений хорошо охарактеризованы палеонтологически, возраст нижней остается несколько неопределенным из-за редких находок органических остатков в кураганских аргиллитах. Очевидно лишь, что породы губерлинской свиты в возрастном отношении соответствуют отложениям верхней части кураганской, являясь ее фациальной разновидностью. Скорее всего, губерлинская свита сопоставима с новокурской толщей кураганской свиты.

В первом приближении удастся выделить два типа разрезов рассматриваемой свиты. Один из них характеризуется почти полным отсутствием лав, преобладанием относительно тонких туфогенных пород, подстилающих кремнистую или обломочно-кремнистую толщу силура.

В качестве примера рассмотрим разрез к югу от Медногорска (район деревень Николаевка и Караколь-Михайловская, см. рис. 2, разрез 6). Свита состоит здесь из двух толщ.

Мощность, м

#### Нижняя толща

1. Туфоалевролиты и туфогенные аргиллиты грязно-зеленого, табачного цвета, иногда темно-малиновые, тонкослойные, в верхней части пачки появляются прослой ( $0,1$ м) темно-серых кремнистых туффитов . . . . .	60,0
2. Туфоалевролиты зеленые, содержат прослой ( $0,2-0,4$ м) полимиктовых мелкозернистых песчаников . . . . .	45,0
3. Туфогенные аргиллиты зеленые или лиловые, содержат тонкие линзы туффитов . . . . .	22,0
4. Туфопесчаники зеленовато-серые, чередуются с алевролитами и аргиллитами, состоят из зерен альбита, андезина, разложенных кусочков пемзы, обломков андезито-базальтов, туффитов, аргиллитов . . . . .	68,0
5,6. Туфогенные аргиллиты зеленые, содержат прослой алевролитов и редко песчаников . . . . .	40,0
Суммарная мощность нижней толщи . . . . .	235,0

#### Верхняя толща

7. Туффиты светло-серые, кремнистые, массивные . . . . .	95,0
8. Песчаники серые, реже лиловые, полимиктовые, существенно слюдястые, среднезернистые, с прослоями туфоалевролитов . . . . .	26,0

9. Туффыты голубовато-серые, массивные, кремнистые, содержат прослой (3 м) туфов кварцевых альбитофиров . . . . .	56,0
10. Туффыты лиловые, грубослонистые, содержат тонкие прослой туфоаргиллитов . . . . .	42,0
11. Туффыты голубые, массивные . . . . .	64,0
12. Туффыты зеленые, массивные, присутствуют тонкие прослой туфоаргиллитов и туфоалевролитов . . . . .	83,0
Суммарная мощность верхней толщи . . . . .	366,0

Второй тип разреза отличается присутствием покровов основных и кислых лав, обилием грубообломочных туфогенных и вулканомиктовых образований. Эти отложения подстилают вулканогенно-осадочную толщу силура.

Ниже приводятся разрезы, составленные по левобережью р.Урал.

В долине р.Колымбай (в 1,5 км севернее одноименного аула, см.рис. 2, разрез 7) снизу вверх обнажаются:

1. Гравелиты серо-зеленые, грубонаслоенные, несортированные, полимиктовые; преобладают обломки зеленокаменно измененных основных эффузивов, габбро-диабазов, амфиболитов, амфиболовых габбро; в песчаной фракции - зерна альбитизированных плагноклазов, рудных минералов . . . . .	5,0
2. Кварцевый альбитофир . . . . .	3,0
3. Туфоаргиллит зеленый, местами алевролитистый . . . . .	1,0
4. Конглобрекчия из угловатых и полуокатанных обломков (размером 1-10 см) диабазов, амфиболитов и амфиболовых габбро . . . . .	9,0
5. Песчаник местами гравийный, плохо сортированный, полимиктовый (зерна основных эффузивов, плагноклаза, актинолитовых и альбит-эпидотовых пород, кварцевых альбитофиров) . . . . .	1,2
6. Туффит кремнистый, голубовато-серый . . . . .	10,0
7. Конглобрекчия мелкообломочная, полимиктовая . . . . .	12,0
8. Спилит . . . . .	18,0
9. Туфы голубые, грубообломочные, состоят из кусочков пемзы, альбитофиров, зерен альбита и реже кварца; чередуются с тонкозернистыми пепловыми разностями, состоящими из осколков кварца, пепловых "рагулек", замешенных альбитом . . . . .	17,0
10. Кварцевый альбитофир . . . . .	13,0
11. Спилит миндалекаменный, с подушечной отдельностью . . . . .	40,0
12. Туфобрекчия массивная, несортированная; основная масса - серый пемзовый туф, переполненный угловатыми или округлыми обломками (до 40 см в поперечнике) ярко-зеленых туффитов . . . . .	150,0
13. Спилит . . . . .	20,0
14. Туф пемзовый . . . . .	5,0

Выше залегает мощная толща спилитов, содержащая прослой красных яшм и черных фтанитов. В последних собраны остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери, а также венлока.

В нескольких километрах севернее, в обрывах южного борта долины Урала (в 1,5 км к юго-востоку от аула Коктогай; см.рис. 2, разрез 8) снизу вверх обнажаются:

1. Туфы кварцевых альбитофиров, серые, кристалло- и литокластические, грубозернистые, в верхней части пачки появляются тонкие прослой голубых кремнистых туффитов . . . . .	62,0
---	------

	Мощность, м
2. Туфы кварцевых альбитофиров серые, мелкозернистые . . . . .	6,0
3. Туффиты голубовато-серые, грубослоистые . . . . .	28,0
4. Туффиты голубые, переслаиваются с зелеными туфоаргиллитами . . . . .	27,0
5. Туфоаргиллиты зеленовато-серые, алевритистые, с прослоями туфосилицитов . . . . .	31,0
6. Туфобрекчия, состоящая из угловатых обломков (до 10 см) голубых туффитов, погруженных в тонкозернистую массу из оскольчатых зерен кварца, альбита и гялокластики . . . . .	59,0
8. Туфы кварцевых альбитофиров с прослоями кварцевых алевролитов . . . . .	25,0
9. Туфосилицит светло-зеленый . . . . .	3,0

Как видно из приведенных описаний, оба типа отложений губерлинской свиты резко отличны. Первый, медногорский, характеризуется фациальной выдержанностью, преобладанием осадочных пород глинистых и кремнистых, с более или менее значительной пирокластической примесью. Второй, колымбайский, имеет более пестрый состав. Для него характерно присутствие основных и кислых вулканогенных пород, широкое развитие лавовых, экструзивных и туфогенных образований. Осадочные породы, часто грубообломочные разности, в общем преобладают.

### Косистекская свита ( $O_2-S_1ln_2$ )

Свита широко распространена в южной части Сакмарской зоны, где представлена отложениями, внешне очень похожими на губерлинские. Это туфогенные аргиллиты, туфопесчаники, туфы, покровы и экструзивные купола альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Очень характерны пласты голубых и зеленых кремнистых туффитов. Присутствуют маркирующие горизонты красных яшм с марганцевыми конкрециями. Пожалуй, основная отличительная особенность косистекской свиты — появление в разрезе мощных пачек вулканомиктовых конгломератов (в том числе и валунных), гравелистов, песчаников, чередующихся с пластинами и линзами алевролитов и туфоаргиллитов. Вся толща четко стратифицирована. Присутствие зеленых и красных обломочных пород, голубых, бурых и ярко-зеленых туффитов, красных яшм придает отложениям свиты неповторимо красочный облик.

До недавнего времени органические остатки в косистекской свите не были известны, вследствие чего различные исследователи весьма произвольно определяли ее возраст. Так, например, Н.И. Леоненко (1955) относил косистекскую свиту к кембрию. А.Д. Петровский (1962) и А.А. Гаврилов (1967) считали ее аналогом губерлинской свиты, т.е. определяли ее возраст как аренигландейский. В 1969 г. А.А. Абдулин, М.А. Касымов, К.А. Львов публикуют работу, в которой со ссылкой на материалы В.Г. Кориневского указывают, что в ряде пунктов вулканомиктовые конгломераты содержат обломки черных фтанитов. Из них были собраны многочисленные остатки граптолитов среднего ландовери. На этом основании косистекская свита была отнесена к нижнему силуру. Указанные сборы были мною повторены. Так, например, по левобережью р. Косистек в глыбах и гальках фтанитов собраны остатки граптолитов *Dimorphograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Pristiograptus concinnus* (Lapw.), *Glyptograptus* sp., *Rastrites approximatus* Perner, *Pernerograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Campograptus elegans* Koren ( $S_1ln_1 - ln_2$ )<sup>1</sup>.

В работе А.А. Абдулина с соавторами (1969) косистекская свита рассматривается как нижняя толща силура ( $S_1ln_2$ ), несогласно перекрытая фтанитами сакмарской свиты, возраст которой считается верхнеландоверийским—лудловским. По нашим данным (Руженцев, 1971а), контакт между отложениями косистек-

<sup>1</sup>Здесь и далее определения граптолитов Т.Н. Корень.

ской и сакмарской свит тектонический. Туфогенные породы косистекской свиты слагают тектоническую пластину, которая подстилается горизонтом обеленных плитчатых фтанитов, откуда автором были собраны остатки граптолитов *Climacograptus rectangularis* (McCoy), *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), *Pristiograptus cf. concinnus* (Lapw.), *Rastrites richteri* Pern. ( $S_1ln_2$ ). Отсюда же Н.И. Леоненко указывает граптолиты верхнего ландевери-венлока. Породы косистекской свиты вновь перекрываются кремнями, содержащими остатки граптолитов среднего и верхнего ландевери, а также венлока. Все это позволяет рассматривать во всяком случае какую-то часть косистекской свиты как возрастной аналог силурийских кремней. Такой вывод подтверждается тем, что в бассейне нижнего течения р. Косагач (левобережье) среди пород косистекской свиты (туффиты, туфоаргиллиты, песчаники, отдельные покровы диабазов) прослеживаются тонкие (1-5 см), тянущиеся на 10-15 м линзы фтанитов, откуда автором были собраны остатки граптолитов: *Monograptus sp.*, *Streptograptus sp.* ( $S_1ln_{2-3}$ ).

Таким образом, на основании сказанного следует, что несмотря на то, что верхняя стратиграфическая граница косистекской свиты не известна, она включает отложения среднего, а возможно, и верхнего ландевери. Нижняя ее граница также определяется весьма условно на основании залегания в бассейне р. Медес туфогенной толщи свиты на красных аргиллитах, сопоставляемых со сходными породами кураганской свиты. Все это, правда с большими оговорками, позволяет рассматривать косистекскую свиту как возрастной аналог губерлинской, а также нижней части сакмарской свит.

В качестве примера рассмотрим строение косистекской свиты в низовьях рек Косагач и Медес и далее к северу по левобережью р. Тереклы (см. рис. 2, разрез 9). Здесь свита характеризуется монотонным строением. Она образована зеленовато-серыми породами, состоящими из смеси в разных пропорциях кремнезема и измененного пепла. Туфовый материал, как правило, тонкий. В относительно грубых разностях видно, что он представлен осколками кварца и кислых плагиоклазов. Основным типом пород являются туффиты и туфосилициты, чистые кремнистые породы отсутствуют. В некоторых пачках кремнезем находится в подчиненном количестве. В этом случае возникают туфогенные аргиллиты (разложенные пепловые туфы) и алевролиты (мелкозернистые кристаллокластические туфы с примесью глинистого материала).

Свита отличается четкой неравномерной стратификацией. Пласты довольно мощные (0,5-1,5 м), однородные, обычно связанные постепенными переходами. Суммарная мощность разреза 300-350 м.

В нескольких километрах южнее, на водоразделе рек Косагач и Медес (см. рис. 2, разрез 10), разрез косистекской свиты иной. Он характеризуется появлением прослоев и линз фтанитов, покровов диабазов. Не исключено, конечно, что здесь мы имеем дело с более высокими горизонтами свиты.

Мощность, м

1. Аргиллиты зеленые с прослоями кремнистых туффитов . . .	45,0
2. Спилиты . . . . .	10,0
3. Песчаники черные, средне- и мелкозернистые, хорошо сортированные, кварцевые . . . . .	7,0
4. Алевролиты и аргиллиты черные, с прослоями кварцевых песчаников и линзами (до 1 м толщиной) шаровых спилитов . .	23,0
5. Диабазы . . . . .	30,0
6. Яшмы красные . . . . .	0,3
7. Аргиллиты красные, переслаивающиеся с голубыми туффитами	40,0
8. Песчаники тефрогенные, серые, грубозернистые, состоящие из осколков кварца и альбита, а также обломков голубых туффитов . . . . .	25,0
9. Туффиты кремнистые, зеленые, содержат прослой тефрогенных песчаников . . . . .	30,0
10. Гравелиты с рассеянной галькой (2-5 см) туффитов, туфоалевролитов, тефрогенных песчаников . . . . .	8,0

11. Туфы кварцевых альбитофиров зеленые или лиловые, средне-зернистые чередуются с туффитами . . . . .	13,0
12. Гравелиты, аналогичные рассмотренным в слое 10 . . . . .	16,0
13. Яшмы красные . . . . .	4,0
14. Гравелиты лиловые, несортированные, обломки — туффиты, туфогенные алевролиты . . . . .	15,0
15. Яшмы . . . . .	2,0

Слой здесь смяты в систему изоклинальных складок, что затрудняет составление полного разреза свиты. Однако проведенное описание дает достаточное представление об особенностях чередования пород. Отметим только, что в нижней части разреза, к которой приурочены сплиты, среди аргиллитов появляются линзы фтанитов с остатками граптолитов среднего-верхнего ландоверия.

Особенно широкопороды косистекской свиты распространены на юге зоны, на водоразделе рек Жаксы-Каргала и Косистек. Слой здесь смяты в систему лежащих складок, вследствие чего одни и те же пачки пород в разрезе многократно повторяются. Поэтому, а также из-за плохой палеонтологической охарактеризованности толщи и отсутствия четких маркирующих горизонтов составление полного разреза свиты крайне затруднено. Мы ограничимся лишь описанием разреза, характеризующим особенности чередования пород.

По правому берегу р.Косистек (см. рис. 2, разрез 11) снизу вверх обнажаются:

1. Туфы альбитофировые зеленые, грубо- и среднезернистые, массивные; состоят из обломков основной массы альбитофиров, хлоритизированной пемзы, осколков кварца и плагиоклазов; иногда обломки окатаны, в этом случае присутствуют зерна кремнистых туффитов . . . . .	13,0
2. Туфосилицит зеленый . . . . .	1,0
3. Туфы альбитофировые . . . . .	10,5
4. Туффиты кремнистые . . . . .	7,0
5. Чередование туфов альбитофиров и туфосилицитов . . . . .	23,0
6. Туф витролитокластический, состоит из кусочков пемзы, обломков туфоалевролитов и туффитов . . . . .	9,0
7. Туфоалевролиты . . . . .	3,0
8. Туф шлаковый . . . . .	3,2
9. Туффиты кремнистые . . . . .	1,5
10. Тефрогенный песчаник, состоящий из осколков и полуокатанных зерен кварца и плагиоклаза, а также обломков туффитов . . . . .	3,0
11. Тефрогенный песчаник, местами гравийный, состоит из угловатых зерен и осколков кристаллов кварца и плагиоклаза, характерна примесь окатанных частиц основных эффузивов . . . . .	12,5
12. Туф кварцевого альбитофира — смесь кристаллов кварца, альбита и кусочков пемзы . . . . .	2,0
13. Туффиты кремнистые, местами алевролитистые . . . . .	12,0
14. Туффиты кремнистые . . . . .	2,5
15. Туф кварцевого альбитофира . . . . .	24,0
16. Тефрогенный песчаник . . . . .	3,2
17. Конгломерат, состоящий из обломков (до 10 см) и отторженцев (1—2 м) кремнистых туффитов, сцементированных кварцево-плагиоклазовым тефрогенным песчаником . . . . .	10,0
18. Туффит кремнистый . . . . .	3,0

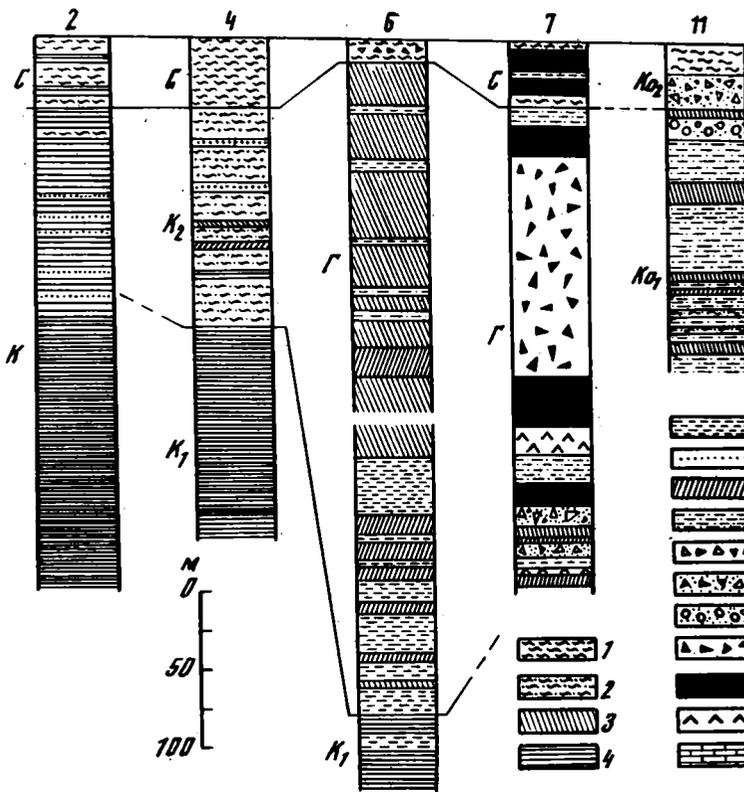


Рис. 3. Схема сопоставления типовых разрезов ордовикских отложений Сакмарской зоны

Условные обозначения к рис. 3 и 4

1 - фтаниты, яшмы; 2 - глинисто-кремнистые сланцы, туфосиллициты; 3 - кремнистые туффиты; 4 - аргиллиты, туфоаргиллиты; 5 - туфогенные аргиллиты, туфоалевролиты; 6 - кварцевые и аркозовые песчаники; 7 - вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники; 8 - туфы, тефроиды; 9 - кремнистые брекчии; 10 - полимиктовые брекчии; 11 - конгломераты; 12 - туфо- и лавобрекчии; 13 - спилиты и диабазы; 14 - кварцевые альбитофиры; 15 - известняки

Цифры над колонками - номера рассматриваемых в тексте разрезов (см. рис. 2)

Свиты: К - кураганская ( $O_{1-3}$ ),  $K_1$  и  $K_2$  - ее нижняя и верхняя (новокурская) части; Г - губерлинская ( $O_{2-3}$ );  $Ko_1$  - нижняя и  $Ko_2$  - верхняя части косистекской свиты ( $O_2 - S_1 ln_3$ ); С - сакмарская или сугралинская ( $S_1 ln - S_2$ )

Мощность, м

19. Обломочная порода несортированная (микстит), полимиктовая; обломки размером от нескольких миллиметров до 5 м, преобладают туфы кварцевых альбитофиров, кварц-плагноклазовых тефроидов, зеленых и красных туффитов, туфоаргиллитов, туфосиллицитов, диабазов, габбро-диабазов, фтанитов (редко). В несортированной массе встречаются обрывки пластов пород того же состава: связующая масса песчано-алевристая, полимиктовая . . . . . 25,0
20. Яшмы красные, чередуются с глинистыми яшмами, туфоаргиллитами и туффитами . . . . . 24,0

Выше яшм вновь залегают толща туфов кварцевых альбитофиров и кремнистых туффитов. Контакт яшм и туфов тектонический (сдвигание разреза).

В Косистекском районе разрез свиты может быть расчленен на две части. Нижняя характеризуется чередованием терригенных песчаников, кислых туфов, туффитов и туфоаргиллитов. В подчиненном количестве присутствуют грубо-обломочные разности, состоящие из продуктов перемыва этих же пород. Верхняя — более пестрая по составу. Наряду с туфогенными отложениями очень широко распространены вулканомиктовые обломочные породы, в том числе конгломераты (вплоть до валуновых), конглобрекчии и олистостромоподобные образования. Отличительная их особенность — появление более или менее обильной примеси обломков и отторженцев фтанитов, а также прослоев красных и черных яшм. Именно из фтанитов происходят отмечавшиеся выше сборы остатков нижнесилурийских граптолитов. Поэтому нижнюю туфогенную и туфогенно-кремнистую часть разреза мы сопоставляем с губерлинской, верхнюю туфогенно-кремнисто-терригенную — с сакмарской свитами.

В заключение кратко перечислим основные фациальные типы отложений среднего-верхнего ордвика:

- 1) кураганский: аргиллиты, туфоаргиллиты, алевролиты, кварцевые песчаники (рис. 3, разрез 2);
- 2) новокурский: аргиллиты, туфосилициты, кварц-плагиоклазовые песчаники (рис. 3, разрез 4);
- 3) медногорский: туфогенные аргиллиты, туфопесчаники, туффиты, реже туфы (рис. 3, разрез 6);
- 4) колымбайский: туфы кварцевых альбитофиров, вулканомиктовые и тефрогенные песчаники, гравелиты и конгломераты, диабазы и спилиты (рис. 3, разрез 7);
- 5) косистекский: туфы кварцевых альбитофиров, туффиты, туфоаргиллиты, тефроидные песчаники, в подчиненном количестве — вулканомиктовые песчаники (рис. 3, разрез 11).

## СИЛУР

Силурийские отложения пользуются наиболее широким распространением в пределах зоны. Они отличаются большой фациальной пестротой. В первом приближении намечаются пять фациальных комплексов (Руженцев, 1972а), иногда выделяемых как самостоятельные свиты. Все отмеченные комплексы находятся в сложных структурных и фациальных соотношениях (рис. 4).

### Кремнистая и карбонатно-кремнистая фацции силура (сакмарская свита — $S_1$ ln<sub>1</sub>— $S_2$ )

Указанные образования слагают более или менее мощную толщу кремней, залегающих с постепенным переходом на отложения кураганской или губерлинской свит. Подобного рода соотношения наблюдаются в долине р. Сакмары (районы Большого Абишева), в верховьях р. Киндерли и ряде других пунктов (см. рис. 4, разрез 22).

В типичном виде толща представлена черными фтанитами или темно-зелеными силицитами. Характерно переслаивание толсто- и среднеплитчатых горизонтов: толщина отдельных пластов достигает 2–2,5 м. Они разделены тонкими (1–1,5 см) прослоями, обогащенными глинистым материалом. Местами, однако, в разрезе преобладают глинисто-кремнистые сланцы, образующие пачки мощностью до 10–20 м. Однообразие толщи нарушается лишь появлением горизонтов, обогащенных линзами и стяжениями фосфатов.

Для фтанитов характерно присутствие радиолярий, то редко рассеянных в породе, то образующих пласты радиоляритов. В глинисто-кремнистых сланцах и тонкоплитчатых кремнях часто встречаются граптолиты. Иногда в большом количестве появляются акритарии.

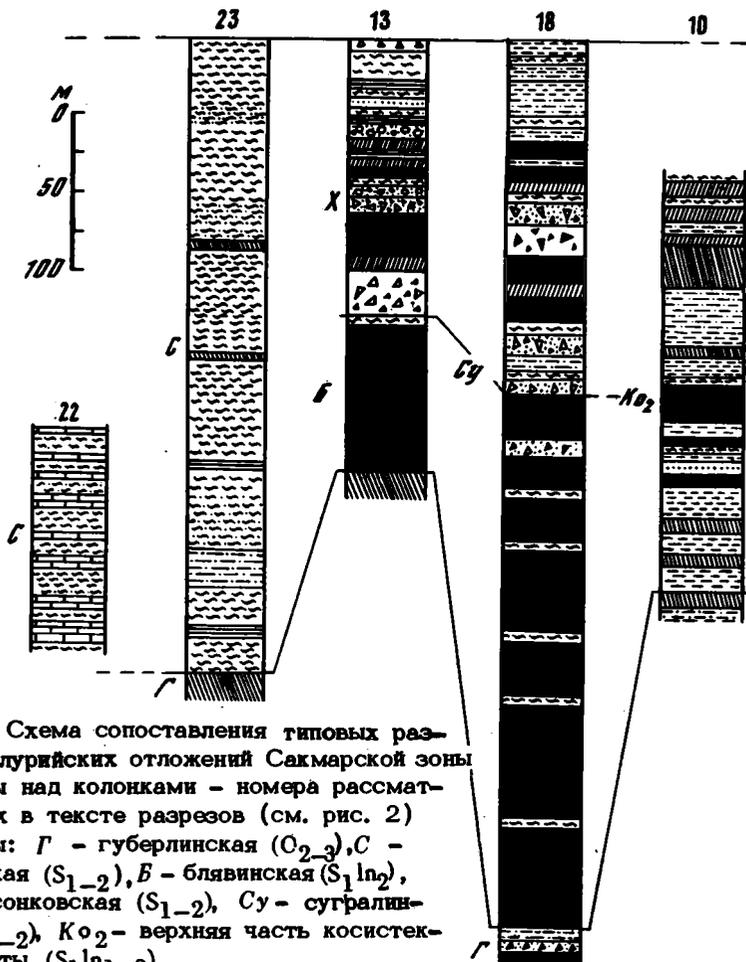


Рис. 4. Схема сопоставления типовых разрезов силурийских отложений Сакмарской зоны

Цифры над колонками - номера рассматриваемых в тексте разрезов (см. рис. 2)

Свиты: Г - губерлинская ( $O_{2-3}$ ), С - сакмарская ( $S_{1-2}$ ), Б - блявинская ( $S_{1 ln_2}$ ), Х - херсонковская ( $S_{1-2}$ ), Су - сутралинская ( $S_{1-2}$ ),  $K_{02}$  - верхняя часть косистекской свиты ( $S_{1 ln_{1-3}}$ )

Условные обозначения см. на рис. 3

Мощность толщи обычно равна 400-450 м, хотя местами не превышает 200-250 м.

Иногда строение "сакмарской свиты" усложняется в связи с появлением среди фтанитов пачек иного состава, что отражает наличие переходов к другим фаціальным комплексам силура. Так, например, в бассейне р. Жаксы-Каргалы в ряде пунктов среди кремней встречен мощный (до 100 м) горизонт тефроидов, состоящих из литокристаллокластических туфов андезитового и андезитодащитового состава. Кроме того, здесь же присутствуют более или менее окатаные обломки андезитов, дацитов и липаритов. Встречаются также прослойки песчаников, образованных окатанными зернами плагиоклазов.

Во многих местах в разрезе кремнистой толщи появляются фтаниты с примесью пирокластики. Внешне порода неотличима от глинистых фтанитов. Однако здесь же наблюдаются скопления кусков пористой эффузивной породы (правобережье р. Аtpайки). Часто в разрезе обособляются пласты темно-зеленых пород с оскольчатой и кусковатой отдельностью. Это туффиты, туфогенные аргиллиты и алевролиты, состоящие из хлоритизированной и оглиненной витрокластики, неизмененные реликты которой можно наблюдать довольно часто.

Особенно широко в различных частях Сакмарской зоны распространены разрезы, где фтаниты чередуются с кремневыми песчаниками, гравелитами и кремнистыми аргиллитами. Нередко здесь же появляются линзы кремневых брекчий. Иногда в резко подчиненном количестве присутствуют прослойки

Таблица 1.

Схема распределения остатков граптолитов в разнофациальных отложениях силура Сакмарской зоны Южного Урала

Ярусы	Подъярусы	Граптолитовые зоны, по Т.Н. Корень, А.Д. Петровскому (1967)	Косистекский район				Медесский район			Чебаклинский район			Кувандык-Медногорский район				
			1	2	3	4	1	2	4	1	2	3	1	2	3		
лудловский	верхний									+			+		+		
	нижний		+						+			+	+	+		+	
вельюжский	верхний	<i>Monograptus testis</i>											+			+	
		<i>Monograptus inoratus</i>												+		+	
	<i>Cyrtograptus radians</i>																
	<i>Monograptus flexilis</i>																
нижний	<i>Monograptus riccartonensis</i>																
	<i>Cyrtograptus murchisoni</i>	+							+	+					+		
ландоверский	верхний	<i>Oktavites spiralis</i>	+						+	+			+	+	+	+	+
		<i>Monoclimacis griestoniensis</i>		+		+							+		+	+	+
		<i>Monograptus crispus</i>	+			+			+	+	+				+		
	<i>Spirograptus terriculatus</i>																
	средний	<i>Spirograptus minor</i>	+	+					+					+	+	+	+
		<i>Monograptus sedgwicki</i>								+							
		<i>Demirastrites convolutus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+		
		<i>Pristiograptus grigarius</i>	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+
	<i>Demirastrites triangulatus</i>																
	нижний			+	+										+		

1 - сакмарская, 2 - сутралинская (байтерекская, блявинская), 3 - херсонковская, 4 - косистекская свиты.

туффитов. Такие разрезы составлены на юге зоны в бассейне рек Карабутак и Тарангул, а также на севере – в бассейне р. Сакмары.

"Сакмарская свита" характеризуется бескарбонатностью. Однако в некоторых пунктах, особенно вдоль западной границы зоны среди кремней, появляются известняки. Обычно это редкие пласты (до 1–2 м) или линзы темных или светлых детритовых пород, в которых сохраняются обломки скелетов мшанок, кораллов и криноидей. Но иногда (левый исток р. Шанды, правобережье верховьев р. Алимбет) светлые плитчатые микрозернистые известняки составляют примерно половину разреза свиты. Указанный тип разреза весьма характерен и выделяется нами под названием алимбетского (см. рис. 4, разрез 23).

Силурийская кремнистая толща прекрасно охарактеризована палеонтологически. По данным специальных исследований Т.Н. Корень и А.Д. Петровского (1967), она охватывает отложения со стратиграфическим диапазоном: верхний нижнего ландовери – верхний лудлов. Многочисленные сборы остатков граптолитов, сделанных автором настоящей работы (определения Т.Н. Корень), подтверждают этот вывод (табл. 1).

### Кремнисто-обломочная фацция силура (херсонковская свита – S<sub>1</sub>ln–S<sub>2</sub>)

Характерной ее особенностью является присутствие обломочных пород от грубых брекчий и олистостром до алевролитов. Обломки представлены либо кремнями, либо разнообразными вулканогенными образованиями. Кремнистые разности в разрезе, как правило, резко преобладают. В виде отдельных выходов рассматриваемые отложения распространены по всей территории Сакмарской зоны от р. Бакай, на юге, до среднего течения Сакмары, на севере.

В качестве примера рассмотрим разрез по р. Карабутак (см. фиг. 2, разрез 1.2). Толща залегает здесь на силурийских лавах (контакт тектонический). Снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

1. Туфосилициты светло-зеленые, состоят из микрокристаллического кварца и хлорита, реже присутствуют обломки плагиоклаза . . . . .	50,0
2. Туфосилициты зеленые и черные . . . . .	11,0
3. Фтанитоиды . . . . .	6,0
4. Чередование туфосилицитов и аргилитоподобных туффитов, состоящих из хлорита и криптокристаллического кремнезема, присутствуют обломки плагиоклаза . . . . .	13,0
5. Туфы зеленые, тонкозернистые, массивные. Состоят из хлорита (иногда имеет форму витрокластов), плагиоклазов и кварца; связующая масса хлоритово-кремнистая . . . . .	2,5
6. Чередование туфосилицитов и туффитов . . . . .	6,0
7. Песчаник бурый, грубозернистый, полимиктовый. Состоит из обломков фтанитов, аргилитов, туфосилицитов, спилитов, вариолитов, диабазов; цемент глинистый, скудный . . . . .	6,0
8. Чередование кремневых алевролитов с глинистыми фтанитами. В последних – остатки граптолитов <i>Glyptograptus ex gr. tamariscus</i> (Nich.), <i>Pernerograptus</i> sp., <i>Demirastrites cf. triangularis</i> (Harkn.) – S <sub>1</sub> ln <sub>2</sub> . . . . .	0,8
9. Олистострома, состоящая из крупных (0,5–3 м) глыб и пластовых отторженцев, беспорядочно рассеянных в песчано-гравийной массе. Глыбы представлены фтанитами, кремневыми гравелитами и туфосилицитами, редко спилитами и плагиоклазовыми тефроидами . . . . .	80,0
10. Туфосилицит зеленый . . . . .	2,5
1.1. Фтаниты черные, фосфатизированные . . . . .	3,5

12. Хлоритово-кремнистый туффит, содержащий обломки плагио- клаза и кварца . . . . .	6,0
13. Туфосилицит . . . . .	13,0
14. Фтаниты черные, тонкоплитчатые с прослоями кремневых песчаников . . . . .	4,0
15. Гравелит кремневый . . . . .	1,7
16. Брекчия, состоящая из обломков фтанитов, зеленых силици- тов, кремневых песчаников . . . . .	15,0
17. Фтаниты, содержат остатки граптолитов <i>Retiolites ex gr. gei-</i> <i>nitzianus</i> Barr., <i>Monoclimacis</i> sp. - $S_1ln_3 - w_1$ . . . . .	26,0
18. Туффиты кремнистые, темно-зеленые, аргиллитоподобные . . . . .	40,0
19. Фтаниты, чередование толсто- и тонкоплитчатых разновидностей, присутствуют прослои кремневых песчаников и гравелитов. . . . .	50-60
Мощность толщи . . . . .	около 350

Выше по разрезу развиты почти исключительно кремневые песчаники, со-  
держащие многочисленные глыбы белых известняков, в которых собраны остат-  
ки брахиопод *Ivdelina ivdelensis* (Khod.), *Atrypa ex gr. desquamata* Sow. - D<sub>2e</sub>.

В северной части Сакмарской зоны отложения херсонковского типа особенно  
широко распространены в районе Медногорска. Так, например, у дер. Усерган  
(см. рис. 2, разрез 13) снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Диабазы, вариолиты . . . . .	50-60
2. Конгломерат несортированный, состоящий из обломков спили- тов и диабазов . . . . .	1,0
3. Кремни темно-серые . . . . .	5,0
4. Диабазы . . . . .	2,5
5. Песчано-аргиллитовая пачка. Песчаники от гравийных до мелкозернистых, состоят из зерен фтанитов, реже аргилли- тов, диабазов, спилитов. Цемент очень скудный (конформное сочетание зерен). Песчаники преобладают в нижней части пачки, аргиллиты - в верхней . . . . .	22,0
6. Конгломерат валунный, состоит из крайне плохо сортирован- ных (1 см - 1 м) обломков альбитофиров, диабазов, кремней, сцементированных перетертой массой того же состава . . . . .	10,0
7. Аргиллиты черные, с линзами кремневых гравелитов. В ар- гиллитах собраны остатки граптолитов <i>Saetograptus chimera</i> Ваг. - $S_1ld_1$ . . . . .	5,5
8. Фтаниты черные . . . . .	0,5
9. Песчаник черный, массивный, кремневый, содержит прослой альбит-хлоритовых туффитов . . . . .	10,0
10. Кремни зеленовато-серые, содержат тонкие прослои зеленых аргиллитов . . . . .	15,0
11. Фтаниты серые, тонкоплитчатые, чередуются с алевролитами, состоящими из зерен плагиоклазов, кремней, хлорита, био- тита . . . . .	30,0
12. Брекчии кремневые, состоят из отторженцев фтанитовых пластов . . . . .	8-10

Рассмотренный комплекс пород весьма характерен благодаря присутствию  
брекчий. В восточной части Медногорского района он залегает на шаровых  
лавах среднего ландовери (Корень, Петровский, 1967). По-видимому, по на-  
правлению к востоку (железнодорожные выемки западнее ст. Блява) лавы  
появляются на более высоких стратиграфических уровнях. Возможно, весь раз-  
рез силура здесь существенно вулканогенный. Однако на западе (район слия-

ния Блявы и Курагана) отложения херсонковского типа залегают непосредственно на туффитах губерлинской свиты. Лавы в разрезе здесь отсутствуют. На основании сказанного можно сделать вывод о скользящем характере нижней границы кремнисто-обломочной толщи силура. Указанная толща представляет собой определенный фациальный тип отложений, располагавшихся на стыке вулканогенной (восток) и кремнистой (запад) зон седиментации.

Отличительной чертой отложений этого типа является большая фациальная пестрота, резкое изменение состава и мощности грубообломочных кремнистых и полимиктовых (с вулканогенным материалом) брекчий. Последние представляют собой типичную олистострому. Ее разрез наиболее хорошо обнажен в районе станций Рысаево и Сарбаево (см. рис. 2, разрез 14). Здесь выше спилитов и диабазов залегают:

Мощность, м

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Конглобрекчия полимиктовая, несортированная, из угловатых и несколько сглаженных обломков размером от 0,5 до 2-3 см, содержится примесь глыб размером до 0,5-1 м. Преобладают спилиты, диабазы, габбро-диабазы, габбро. В мелкообломочной фракции, кроме того, присутствуют зерна фтанитов и хлорит-кремнистой породы . . . . .   | 35-40 |
| 2. Брекчия кремневая, состоящая из мелких и крупных (0,1-20 см), плохо сортированных обломков фтанитов и зеленых силлитов. Вулканогенный материал присутствует в резко подчиненном количестве. Цемент почти отсутствует. Лишь местами наблюдается битуминозно-кремнистая вмещающая масса. Брекчия содержит отдельные отторженцы пластов (олистолиты) кремней. Их мощность колеблется от 0,5 до 1,5 м, длина достигает 10 м . . . . . | 40-50 |

Соотношение обоих типов брекчий хорошо видно несколько севернее (район дер. Псянчиво). Оба типа брекчий образуют серию линз, разделенных обычно резкими контактами. Постепенные переходы между ними не наблюдаются. Часто горизонты брекчий разделены прослоями зеленых хлорит-кварцевых туфогенных пород, кремневых песчаников и алевролитов, реже присутствуют фтаниты. Во фтанитах по правобережью р. Кураган (к югу от горы Карытау) собраны остатки граптолитов *Pseudoplegmato-graptus* sp., *Monoclimacis* sp., *Monograptus* sp. - S<sub>1</sub>ln<sub>3</sub>. Кроме того, в кремневых брекчиях выше в изобилии присутствуют остатки граптолитов лудлова.

Наряду с отмеченным типом пород, главной отличительной чертой которого является чередование в разрезе кремневых и полимиктовых брекчий, встречаются обычно менее грубообломочные образования. Они сложены почти исключительно кремнями или кремнистыми туффитами. Горизонты кремнистых гравелитов, песчаников, реже мелкообломочных брекчий переслаиваются с фтанитами, кремнистыми аргиллитами, туфосиллитами и слагают изолированные участки внутри поля сплошного распространения силурийских фтанитов. Возникновение этих пород связано с местным перемывом какой-то части фтанитовой толщи. На это указывает однообразный кремнистый состав обломков, малые мощности обломочных горизонтов и их локализация среди фтанитов.

В качестве примера приведем разрез на правобережье р. Чебаклы (балка Казымбадка, см. рис. 2, разрез 15). Здесь снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

- |  |      |
|--|------|
| 1. Аргиллиты кремнистые, темно-зеленые, присутствуют небольшие (10-20 см) прослой кремневых песчаников . . . . . | 55,0 |
| 2. Брекчия кремневая, мелкообломочная, с линзами кремнистых аргиллитов . . . . .                                 | 1,2  |
| 3. Песчаник кремневый, грубозернистый . . . . .  | 0,2  |
| 4. Брекчия кремневая . . . . .   | 2,0  |

12. Хлоритово-кремнистый туффит, содержащий обломки плагио- клаза и кварца . . . . .	6,0
13. Туфосилищит . . . . .	13,0
14. Фтаниты черные, тонкоплитчатые с прослоями кремневых песчаников . . . . .	4,0
15. Гравелит кремневый . . . . .	1,7
16. Брекчия, состоящая из обломков фтанитов, зеленых силищи- тов, кремневых песчаников . . . . .	15,0
17. Фтаниты, содержат остатки граптолитов <i>Retiolites ex gr. gei-</i> <i>nitzianus</i> Barr., <i>Monoclimacis</i> sp. - $S_1ln_3 - w_1$ . . . . .	26,0
18. Туффиты кремнистые, темно-зеленые, аргиллитоподобные . . . . .	40,0
19. Фтаниты, чередование толсто- и тонкоплитчатых разновидностей, присутствуют прослой кремневых песчаников и гравелитов. . . . .	50-60
Мощность толщи . . . . .	около 350

Выше по разрезу развиты почти исключительно кремневые песчаники, со-  
держащие многочисленные глыбы белых известняков, в которых собраны остат-  
ки брахипод *Iudelina iudelensis* (Khod.), *Atrypa ex gr. desquamata* Sow. - D<sub>2e</sub>.

В северной части Сакмарской зоны отложения херсонковского типа особенно  
широко распространены в районе Медногорска. Так, например, у дер. Усерган  
(см. рис. 2, разрез 13) снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Диабазы, вариолиты . . . . .	50-60
2. Конгломерат несортированный, состоящий из обломков спили- тов и диабазов . . . . .	1,0
3. Кремни темно-серые . . . . .	5,0
4. Диабазы . . . . .	2,5
5. Песчано-аргиллитовая пачка. Песчаники от гравийных до мелкозернистых, состоят из зерен фтанитов, реже аргилил- тов, диабазов, спилитов. Цемент очень скудный (конформное сочетание зерен). Песчаники преобладают в нижней части пачки, аргиллиты - в верхней . . . . .	22,0
6. Конгломерат валунный, состоит из крайне плохо сортирован- ных (1 см - 1 м) обломков альбитофиров, диабазов, кремней, сцементированных перетертой массой того же состава . . . . .	10,0
7. Аргиллиты черные, с линзами кремневых гравелитов. В ар- гиллитах собраны остатки граптолитов <i>Saetograptus chimera</i> Wag. - $S_1ld_1$ . . . . .	5,5
8. Фтаниты черные . . . . .	0,5
9. Песчаник черный, массивный, кремневый, содержит прослой альбит-хлоритовых туффитов . . . . .	10,0
10. Кремни зеленовато-серые, содержат тонкие прослой зеленых аргиллитов . . . . .	15,0
11. Фтаниты серые, тонкоплитчатые, чередуются с алевролитами, состоящими из зерен плагиоклазов, кремней, хлорита, био- тита . . . . .	30,0
12. Брекчии кремневые, состоят из отторженцев фтанитовых пластов . . . . .	8-10

Рассмотренный комплекс пород весьма характерен благодаря присутствию  
брекчий. В восточной части Медногорского района он залегает на шаровых  
лавах среднего ладверии (Корень, Петровский, 1967). По-видимому, по на-  
правлению к востоку (железнодорожные выемки западнее ст. Блява) лавы  
появляются на более высоких стратиграфических уровнях. Возможно, весь раз-  
рез силура здесь существенно вулканогенный. Однако на западе (район слия-

ния Блявы и Курагана) отложения херсонковского типа залегают непосредственно на туффитах губерлинской свиты. Лавы в разрезе здесь отсутствуют. На основании сказанного можно сделать вывод о скользящем характере нижней границы кремнисто-обломочной толщи силура. Указанная толща представляет собой определенный фациальный тип отложений, располагавшихся на стыке вулканогенной (восток) и кремнистой (запад) зон седиментации.

Отличительной чертой отложений этого типа является большая фациальная пестрота, резкое изменение состава и мощности грубообломочных кремнистых и полимиктовых (с вулканогенным материалом) брекчий. Последние представляют собой типичную олистострому. Ее разрез наиболее хорошо обнажен в районе станций Рысаево и Сарбаево (см. рис. 2, разрез 14). Здесь выше спилитов и диабазов залегают:

Мощность, м

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Конглобрекчия полимиктовая, несортированная, из угловатых и несколько сглаженных обломков размером от 0,5 до 2-3 см, содержится примесь глыб размером до 0,5-1 м. Преобладают спилиты, диабазы, габбро-диабазы, габбро. В мелкообломочной фракции, кроме того, присутствуют зерна фтанитов и хлорит-кремнистой породы . . . . .   | 35-40 |
| 2. Брекчия кремневая, состоящая из мелких и крупных (0,1-20 см), плохо сортированных обломков фтанитов и зеленых силлицитов. Вулканогенный материал присутствует в резко подчиненном количестве. Цемент почти отсутствует. Лишь местами наблюдается битуминозно-кремнистая вмещающая масса. Брекчия содержит отдельные оторженцы пластов (олистолисты) кремней. Их мощность колеблется от 0,5 до 1,5 м, длина достигает 10 м . . . . . | 40-50 |

Соотношение обоих типов брекчий хорошо видно несколько севернее (район дер. Псянчиво). Оба типа брекчий образуют серию линз, разделенных обычно резкими контактами. Постепенные переходы между ними не наблюдаются. Часто горизонты брекчий разделены прослоями зеленых хлорит-кварцевых туфогенных пород, кремневых песчаников и алевролитов, реже присутствуют фтаниты. Во фтанитах по правобережью р. Кураган (к югу от горы Карытау) собраны остатки граптолитов *Pseudoplegmatoograptus* sp., *Monoclimacis* sp., *Monograptus* sp. - S<sub>1</sub>ln<sub>3</sub>. Кроме того, в кремневых брекчиях выше в изобилии присутствуют остатки граптолитов лудлова.

Наряду с отмеченным типом пород, главной отличительной чертой которого является чередование в разрезе кремневых и полимиктовых брекчий, встречаются обычно менее грубообломочные образования. Они сложены почти исключительно кремнями или кремнистыми туффитами. Горизонты кремнистых гравелитов, песчаников, реже мелкообломочных брекчий переслаиваются с фтанитами, кремнистыми аргиллитами, туфосиллицидами и слагают изолированные участки внутри поля сплошного распространения силурийских фтанитов. Возникновение этих пород связано с местным перемявом какой-то части фтанитовой толщи. На это указывает однообразный кремнистый состав обломков, малые мощности обломочных горизонтов и их локализация среди фтанитов.

В качестве примера приведем разрез на правобережье р. Чебаклы (балка Казымбадка, см. рис. 2, разрез 15). Здесь снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

- |  |      |
|--|------|
| 1. Аргиллиты кремнистые, темно-зеленые, присутствуют небольшие (10-20 см) прослой кремневых песчаников . . . . . | 55,0 |
| 2. Брекчия кремневая, мелкообломочная, с линзами кремнистых аргиллитов . . . . .                                 | 1,2  |
| 3. Песчаник кремневый, грубозернистый . . . . .  | 0,2  |
| 4. Брекчия кремневая . . . . .   | 2,0  |

5. Аргиллиты зеленые, алевроитистые . . . . .	11,2
6. Аргиллиты черные, кремнистые, с прослоями (до 20 см) кремневых песчаников, состоящих из зерен фтанитов, туфосилицитов и яшм . . . . .	4,5
7. Фтаниты . . . . .	7,5
8. Алевролиты, переходящие по простиранию в мелкозернистый кремневый песчаник . . . . .	2,3
9. Гравелит из угловатых кремневых обломков, со скудной глинистой связующей массой, характерны небольшие пластобразные отторженцы аргиллитов и песчаников . . . . .	4,0
10. Аргиллиты кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы . . . . .	37,0
11. Кремни светло-серые, зеленоватые, тонкоплитчатые . . . . .	4,0
12. Фтаниты серые, черные, с поверхности осветленные, содержат остатки граптолитов . . . . .	11,0
13. Кремни голубовато-серые . . . . .	3,0
14. Глинисто-кремнистые сланцы темно-серые . . . . .	3,5
15. Фтаниты, переслаивающиеся с голубовато-серыми радиоляритами и глинисто-кремнистыми сланцами . . . . .	70,0

В целом для разрезов этого типа характерна большая фациальная изменчивость. Так, например, по правобережью Чебаклы кремнистые брекчии, песчаники, алевролиты-аргиллитовые пачки по направлению к югу замещаются монотонной фтанитовой толщей.

Обломочно-кремнистая с прослоями туфогенных пород толща силура была выделена под названием "херсонковской свиты" (Корень, Петровский, 1967). Она залегает на вулканогенно-кремнистой "блявинской свите". В восточной части Медногорского района и, в частности, в окрестностях Херсонки граница между обеими свитами проводится в основании зоны *Spirograptus terriculatus* ( $S_1ln_3$ ). Однако в западной части этого района по левобережью р. Курган (в 3 км восточнее пос. Блявтомак) кремнистые брекчии, туфосилициты, фтаниты с постепенным переходом залегают на туффитах и туфосланцах губерлинской свиты. Это, а также сборы среднеландоверийских граптолитов в аналогичных отложениях по р. Карабутак скорее говорят о скользящем характере нижней границы "херсонковской свиты".

Рассматриваемый комплекс отложений охватывает, таким образом, стратиграфический диапазон от среднего (местами верхнего) ландовери до верхнего лудлова. Однако местами (долины рек Карабутак, Медес) в верхней части комплекса кремнистые песчаники и брекчии содержат глыбы и линзы известняков ( $D_2c$ ). Следовательно, верхняя часть обломочно-кремнистой толщи "херсонковского" типа включает уже девонские отложения. Переход между силурийскими и девонскими слоями в этом случае постепенный и намечается лишь по появлению белых известняковых глыб и линз.

**Вулканогенно-осадочная фацис силура  
(блявинская, суградинская и байтерекская свиты —  $S_1ln_1-S_2$ )**

Под таким названием в различных районах Сакмарской зоны выделяется комплекс эффузивных пород, содержащих прослой фтанитов и яшм, туфосилицитов, туффитов, туфоаргиллитов и разнообразных терригенных пород. Реже присутствуют известняки. Указанные отложения слагают обширные поля на всей территории зоны и находятся в сложных структурных соотношениях с другими фациальными комплексами силура.

Вулканогенно-осадочная толща силура образована диабазами, сплититами, вариолитами, пироксеновыми порфиритами, часто миндалекаменными и подушечными. Промежутки между подушками заполнены красной или голубовато-зеленой кремнистой массой. Присутствуют аквагенные сплититовые брекчии и гиа-

локладиты. Разрезы толщи характеризуются большой фациальной изменчивостью. Иногда это монотонная толща спилитов, содержащих лишь прослой кремней, иногда же пестрая серия, в которой чередуются лавы, кремни, пирокластические и вулканомиктовые образования.

Так, например, по правому берегу р. Коктогай (в 6 км выше устья, см. рис. 2, разрез 16) снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Спилиты бурые, лиловые, миндалекаменные . . . . .	90,0
2. Яшмы красные . . . . .	8,0
3. Спилиты . . . . .	15,0
4. Песчаники темно-зеленые, грубослоистые, плохо сортированные, состоят из зерен плагиоклазов, пироксенов, плагиоклазовых порфиритов и спилитов, в подчиненном количестве присутствуют обломки яшм, известняков, органогенный детрит.	5,5
5. Конглобрекция из обломков яшм и спилитов, размером от 1 до 40 см, сцементированных туфогенной массой, состоящей из оскольчатых зерен кварца и альбита . . . . .	2,0
6. Яшмы красные . . . . .	0,5
7. Кварцевый альбитофир . . . . .	5,0
8. Спилит . . . . .	40,0
9. Туффиты кремнисто-глинистые, коричневые, тонко переслаиваются с туфоаргиллитами . . . . .	5,0

Этот разрез показывает, что излияния основных лав чередовались с отложением кислого туфогенного материала и осадочного кремнезема.

Обломочные породы часто образуют лишь отдельные горизонты. Иногда же они слагают большую часть разреза. В этих участках, как правило, преобладают более грубые разности. Так, например, по левобережью р. Урал (в бассейне руч. Салтык, см. рис. 2, разрез 17) обломочные породы образуют мощные (до 40-50 м) горизонты, разделенные пластами спилитов. Выделяются два типа конгломератов и брекчий. Первый - несортированные конглобрекции, полимиктовые, состоящие из угловатых обломков (до 10-15 см) спилитов и диабазов, а также округлых галек амфиболитов, габбро и зеленых сланцев. Изредка габбро присутствуют в виде крупных (5-10 м) глыб. Иногда они образуют мономиктовые пласты. Связующая масса - полимиктовый песчано-гравийный материал.

Второй тип отличается составом обломков. Наряду с основными эффузивами присутствуют обломки фтанитов, яшм, глинисто-кремнистых туффитов. Очень характерно появление крупных отторженцев пластов. Их протяженность достигает десятков метров, мощность 2-20 м. Отторженцы обычно состоят из фтанитов, которые могут переслаиваться с туффитами, туфоаргиллитами, полимиктовыми песчаниками и гравелитами. Глыбы часто закономерно ориентированы, "обогащают" определенный горизонт. В этом случае они могут рассматриваться как разорванный и несколько "расташенный" пласт фтанитов. В последних собраны остатки граптолитов *Petalograptus minor* Elles, *Demirastrites* sp., *Hedrograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp. ( $S_1ln_2$ ), *Monograptus* sp., *Monoclimacis* sp. ( $S_3ln_3 - w_1$ ).

По направлению к западу вулканогенно-кремнисто-обломочная, пестрая по своему строению толща замещается монотонной толщей спилитов, содержащих тонкие (0,05-1 м) прослой фтанитов и белых известняков. Во фтанитах собраны остатки граптолитов *Rastrites* sp., *Demirastrites convolutus* (Hfs.), *Camprograptus* sp., *Hedrograptus* sp. ( $S_1ln_2$ ), *Monograptus* cf. *sedgwicki* (Portl.) ( $S_1ln_3$ ), *Oktavites spiralis* (Geinitz.), *Monoclimacis* sp., *Streptograptus* sp., *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn.) ( $S_1ln_3 - w_1$ ).

Подобного рода отложения очень широко развиты на юге Сакмарской зоны в Косистекском районе, где выделяются В.Г. Кориневским под названием

"байтерекской свиты". Возраст свиты определяется им как среднеландоверийский на основании многочисленных находок в кремневых прослоях среди лав остатков граптолитов и якобы трансгрессивного перекрытия лав кремнями "сакмарской свиты" ( $S_1ln_3 - S_2$ ). По нашим данным, в этом районе контакт между эффузивно-кремнистой (внизу) и кремнистой (вверху) толщами тектонический. Отложения эффузивно-кремнистого комплекса имеют стратиграфический диапазон: верхи нижнего ландовери - венлок. Так, например, по руч. Байтерек (левобережье р. Косистек) в прослое фтанитов в верхней части разреза "байтерекской свиты" нами собраны остатки граптолитов *Streptograptus exiguus* (Nich.) ( $S_1ln_3$ ), а несколько севернее по руч. Карасай - *Monoclimacis* sp. ( $S_1ln_3 - w$ ). В то же время перекрывающие лавы кремни содержат остатки граптолитов всех зон среднего ландовери, а также верхнего ландовери, венлока и нижнего лудлова.

По левобережью р. Чанчар сравнительно широко развиты базальтовые порфириты (порфиновые выделения представлены основным плагиоклазом). Отличительной чертой отмеченных лав является их повышенная титанистость. В.Г.Коршиевский (устное сообщение) обнаружил здесь линзу известняков, содержащих остатки *Hemicosmorhoceras* sp., *Parkinoceras originale* (Barr.), *Michelinoceras* cf. *michelini* (Barr.) (определение И.С. Барскова), указывающие на лудловский возраст вмещающих пород.

Следует сказать, что местами разрез эффузивно-осадочного комплекса приобретает более сложное строение благодаря появлению кислых туфогенных и экструзивных образований. Так, например, в верховьях р. Медес (см. рис. 2, разрез 18) он состоит из трех толщ.

Нижняя - спилиты, диабазы с пластинами и линзами фтанитов (0,1-5 м), фтанитовых брекчий, кремнистых туффитов, полимиктовых туффитов, полимиктовых гравелитов и песчаников. Спилиты и диабазы преобладают. Во фтанитовых прослоях собраны граптолиты *Petalograptus minor* Elles, *Pristiograptus ex gr. gregarius* (Lapw.), *Glyptograptus* cf. *tamariscus* Nich., *Rastrites* sp., *Demirastrites* sp., *Climacograptus* sp. ( $S_1ln_2^1$ ).

Мощность толщи 250-300 м.

Средняя - спилиты, плагиоклазовые и пироксеновые порфириты. Характерны нагромождения глыб различных эффузивных пород, фтанитов, туффитов, сцементированных порфиритами. Среди обломочных пород преобладают массивные, плохо сортированные конглобрекчи, состоящие из обломков основных эффузивов, гялокластитов. Одни горизонты почти лишены обломков пород, в других много фтанитов и туффитов. Обломки неправильной формы, угловатые или несколько сглаженные. Сортировка отсутствует; размеры фрагментов колеблются от нескольких сантиметров до 3-5 м. Кроме грубообломочных пород присутствуют (главным образом в верхней части толщи) полимиктовые песчаники и гравелиты. В них иногда встречаются тонкие (10-15 см) линзы светло-серых кремнистых сланцев. Отсюда были собраны остатки граптолитов *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Streptograptus exiguus* (Nich.), *Monoclimacis linnarssoni* (Fulb.), *Monograptus priodon* (Bronn.), *Retiolites ex gr. geinitzianus* (Barr.) ( $S_1ln_3$ ).

Мощность толщи около 200-300 м.

Верхняя - серые или желтовато-серые, грубослоистые, средне- или грубозернистые туфы, микрозернистые туфоаргиллиты. Грубые разности состоят из оплавленных или осколчатых зерен кварца, раздробленных кристаллов плагиоклаза, изогнутых кусочков хлоритизированной и окварцованной пемзы. В подчиненном количестве встречаются обломки кварцевых альбитофиров. Обломочный материал неравномерно рассеян в тонкозернистой кварцево-цеолитово-хлоритовой массе. Туфоаргиллиты представляют собой агрегат, состоящий из хлорита, кварцита и альбита. В виде единичных пластов встречаются шаровые спилиты. К ним иногда приурочены тонкие прослой серых кремней, содержащих редкие остатки граптолитов *Monograptus* sp.

Мощность толщи 50-70 м.

В северной части Сакмарской зоны, в окрестностях Медногорска и Кувандыка, также широко развиты вулканогенно-осадочные толщи силура. Так, на-

пример, в пределах Блявинской мульды присутствует сложный комплекс миндалекаменных спилитов, вариолитов, альбитизированных диабазов, базальтовых порфиритов, андезитов и андезито-базальтов, их туфов, содержащих прослой черных фтанитов. По данным С.М. Кропачева (1970), во фтанитах содержатся остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери.

### Карабутакская свита (S<sub>2</sub>)

Под таким названием Н.И. Леоненко (1955) выделила лудловские отложения. В настоящее время установлено, что в большинстве случаев лудловские отложения представлены черными фтанитами, входящими в состав сакмарской свиты силура. Лишь в одном месте на юге зоны лудлов характеризуется особым, ни на что не похожим разрезом. Здесь (см. рис. 2, разрез 19) по левобережью верхнего течения р. Жаксы-Каргалы (в балке Иткул) в ядре небольшой антиклинали снизу вверх обнажаются.

	Мощность, м
1. Известняки массивные, светло-серые . . . . .	7,0
2. Кремни светло-серые . . . . .	1,5
3. Известняки массивные, белые . . . . .	5,0
4. Песчаники аркозовые, крупнозернистые зеленовато-серые. . . . .	3,5
5. Мергели плитчатые, розовые, с многочисленными остатками брахиопод, ортоцератид и трилобитов . . . . .	7,0
6. Песчаники аркозовые серые . . . . .	4,0
7. Мергели розовые, с остатками ортоцератид и брахиопод. . . . .	4,5
8. Песчаники аркозовые, крупнозернистые, иногда гравийные . . . . .	11,0
9. Известняк афанитовый, белый . . . . .	3,5
10. Гравелиты аркозовые, розовые, состоящие из обломков кварцитов, фтанитов, зерен плагиоклазов и кварца . . . . .	7,0
11. Кремни зеленые . . . . .	3,0

Возраст свиты на основании сборов ортоцератид определен как лудловский. Отмеченный комплекс пород залегает на розовых гранитах, продукты перемыва которых (полевые шпаты, кварц) слагают основную массу терригенных прослоев разреза.

Отложения лудлова с тектоническим контактом в основании перекрыты фтанитами сакмарской свиты, содержащими граптолиты ландоверийского возраста.

\* \* \*

В заключение перечислим основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны (см. рис. 4):

- 1) алимбетский (известняки и фтаниты);
- 2) сакмарский (фтаниты, реже туфосилициты, яшмы, кремневые песчаники и гравелиты);
- 3) херсонковский (кремневые и полимиктовые обломочные породы, вплоть до конглобрекций и олистостром, фтаниты, туфосилициты, туффиты);
- 4) байтерекский (спилиты, диабазы, фтаниты);
- 5) сугралинский (спилиты, диабазы, базальтовые порфириты, андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, фтаниты, полимиктовые обломочные породы, туфы альбитофиров, кремнистые туффиты, туфогенные аргиллиты);
- 6) косистекский (туфы альбитофиров, туффиты, туфоаргиллиты, альбитофиры и кварцевые альбитофиры, вулканомиктовые обломочные породы, олистостромы, диабазы, яшмы, редко фтаниты).

Несколько обособленно в этом ряду стоит разрез карабутакской свиты. Первоначальное его положение не ясно.

Шандинская свита (D<sub>1-2</sub>)

Наиболее широко породы свиты распространены на юге зоны. Однако из-за сложной покровной ее структуры полные разрезы встречаются достаточно редко. Основной фон шандинской свиты составляют полимиктовые песчаники, содержащие многочисленные глыбы белых известняков. Размеры последних иногда достигают десятков и первых сотен метров, вследствие чего вся толща приобретает вид типичной олистостромы. Разрез шандинской свиты весьма пестрый. Наряду с глыбовыми горизонтами присутствуют пласты и линзы известняков, фтанитов, яшм, покровы основных и средних лав, экструзии кварцевых альбитофиров, характерны кислые туфогенно-осадочные породы.

Возраст свиты определяется на основании обильных сборов в известняках остатков брахиопод и тентакулитов.

Отложения шандинской свиты связаны постепенным переходом с лавами и кремнями силура и несогласно перекрыты верхнеэфельскими базальтовыми.

Для шандинской свиты выделяется два фациальных комплекса. Ниже приводится разрез одного из них, составленный по правобережью р. Жаксы-Каргалы, в 15 км к югу от долины р. Карабутах (см. рис. 2, разрез 20). Здесь в ядре небольшого овального купола обнажаются спилиты, вариолиты, прорванные телами габбро-диоритов. Спилиты условно отнесены к силуру. Выше согласно залегают:

	Мощность, м
1. Яшма красная, массивная . . . . .	5,0
2. Спилит красный, миндалекаменный . . . . .	4,0
3. Туфосилицит голубовато-серый . . . . .	0,8
4. Туф зеленый, кремнистый . . . . .	7,0
5. Обломочный горизонт, состоящий из галек органогенно-обломочных известняков; кроме того, присутствует примесь обломков основных эффузивов, кремней, туффитов. В известняках собраны остатки брахиопод: <i>Laeviconchidiella vagranica</i> (Khod.), <i>Nymphorhynchia</i> sp., <i>Karpinskia fedorovi</i> Tschern., <i>Atrypa sergaensis</i> Khod . . . . .	30,0
6. Конгломерат красный, состоит из сплюснутых галек яшм . .	0,8
7. Яшмы зеленые, грубослоистые . . . . .	10,0

Отмеченный тип разреза, который мы будем называть каргалинским, характеризуется преобладанием кремнистых или туфогенно-кремнистых пород, присутствуют также туфы альбитофиров и игнембритоподобные породы. Полимиктовые песчаники и известняки встречаются в подчиненном количестве. Отложения этого типа пользуются сравнительно нешироким распространением, обнажаясь в ядрах нескольких антиклиналей по правобережью среднего течения р. Жаксы-Каргалы.

Гораздо шире развита олистострома (шандинский тип разреза). Глыбовые образования нижнего-среднего девона слагают обширные поля по левобережью Жаксы-Каргалы, на междуречье Косистек-Чанчар, а также в верхнем течении р. Медес. Глыбы представлены известняками, фтанитами, туфосилицитами и яшмами, разнообразными эффузивами. Их размеры колеблются от нескольких десятков сантиметров до 300 м. Связующая масса — песчано-гравийно-галечная, состоящая из обломков кислых и основных эффузивов, халцедоновых и хлоритовых зерен, серпентинитов, туфоаргиллитов, плагиоклаза, кварца и др. Местами (например, восточнее русла р. Чанчар) в песчаниках появляются тонкие (10–80 см), тянущиеся на сотни метров пласты белых песчаных известняков. В них были собраны остатки тентакулитов: *Turkistanella* cf. *conoi-*

*dales* Klisch., *T. aff. microannulata* Klisch., *Alaina* sp., *Styliolina fissurella* (Hall.). (D<sub>1-2</sub>)<sup>1</sup>.

В качестве примера олистостромы рассмотрим разрез шандинской свиты по правобережью р. Медес (см. рис. 2, разрез 21).

Выше силурийских пироксеновых порфиритов здесь залегают:

Мощность, м

1. Конгломерат несортированный, состоит из гальки известняков, туфосилицитов и фтанитов, сравнительно хорошо окатанных, присутствуют глыбы и отторженцы длиной до 8 м белых афанитовых или детритовых известняков . . . . .	5-7
2. Туфы зеленовато-серые, кристаллокластические (кварц, плагиоклаз), с глыбами туффитов . . . . .	3,0
3. Конгломерат, состоит из валунов (до 0,5 м) известняков, туффитов, туфов, сцементированных рыхлой глинистой массой	1,5
4. Туффит серый, местами песчанистый . . . . .	1,5
5. Аргиллиты черные кремнистые, содержат линзы кремнистых песчаников . . . . .	2,0
6. Тефрогенные грубозернистые песчаники, состоящие из разложенных плагиоклазов и оскольчатых зерен кварца . . . . .	2,0
7. Порфирит пироксен-плагиоклазовый . . . . .	4,0
8. Тефрогенный песчаник . . . . .	5,5
9. Выше слоя 8 залегают олистолит светло-розовых массивных известняков, по простиранию прослеживается на расстоянии 30-35 м . . . . .	7
10. Указанный олистолит залегают в подошве валунного конгломерата, состоящего из обломков известняков и фтанитов . . . . .	13,0
11. Тефрогенный песчаник . . . . .	3,0
12. Сплит . . . . .	4,0
13. Туффит кремнистый . . . . .	1,5
14. Аргиллиты красные, с прослоями яшм . . . . .	2,5
15. Конглобрекция несортированная, состоящая из мелких и крупных (до 2 м) окатанных и угловатых обломков известняков, тефроидов, туффитов и яшм . . . . .	6,0
16. Известняковый олистолит . . . . .	2,5
17. Конглобрекция . . . . .	10,0
18. Известняковый олистолит, по простиранию замещается полемиктовой конглобрекцией . . . . .	5,0
19. Тефроидный кварц-плагиоклазовый песчаник с примесью зерен известняков, кремнистых туффитов и кремней . . . . .	3,0
20. Олистострома, состоящая из глыб и отторженцев (до 3-15 м) известняков, туффитов и яшм, "плавающих" в полимиктовой песчано-гравийной массе . . . . .	50-60

Как уже говорилось, возраст олистостромы на основании сборов органических остатков в известняковых прослоях определяется как нижне-среднедевонский. Возрастной диапазон олистолитов достаточно велик: ордовик - средний девон.

В Кувандык-Медногорском районе с шандинской свитой возможно сопоставима толща туфов, андезитов, андезито-базальтов и липаритов, липаритовых порфиров, андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, выделяемых обычно в верхнеутигуловскую подсвиту, возраст которой определяется как средне-верхнедевонский (Б.Ф. Хромых, В.Н. Колесников). Указанные породы залегают на диабазах, сплитах и варнолитах нижнеутигуловской подсвиты. Ее

<sup>1</sup> Здесь и далее определения тентакулитов сделаны В. Клишевичем.

возраст также считается средне-верхнедевонским. Нами, однако, в прослоях кремней в диабазх восточнее дер. Верхнее Утягулово собраны остатки граптолитов *Diplograptus* sp., *Demirastrites* sp., *Monograptus* sp. Это указывает на силурийский возраст нижнеутягуловской подсвиты, сопоставляемой нами с блявинской свитой. Возраст средних и кислых лав верхней части вулканического комплекса мы условно считаем ниже-среднедевонским.

Ниже-среднедевонские отложения как в Кувандык-Медногорском, так в Медесском и Косистекском районах прорваны многочисленными телами альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Чаше это дайки, однако местами (окрестности Медногорска, правобережье верховьев Алимбета) они образуют обширные горизонтальные экструзивные тела, залегающие на силурийских и ниже-среднедевонских отложениях. На этом основании возраст альбитофиров считается нами среднедевонским.

### Чанчарская свита ( $D_2e_2$ )

Представлена комплексом щелочных базальтоидов, слагающих отдельные поля в южной части Сакмарской зоны. Наиболее крупные из них расположены на водоразделе рек Дамбар и Чанчар, в среднем течении р. Тарангул, а также по левобережью р. Айтпайки. По данным В.Г. Кориневского (1971), породы свиты залегают с угловым несогласием на силурийских и нижедевонских отложениях. В основании разреза местами находится горизонт (мощность несколько метров) переслаивающихся песчаников и алевролитов с остатками флоры позднеэфельского – раннеживетского облика. Базальный горизонт перекрывается толщей вулканомиктовых брекчий и трахибазальтов. Среди брекчий присутствуют прослойки песчаников и известняков. В последних В.Г. Кориневский собрал остатки строматопородей верхнеэфельского облика.

Выделяются два комплекса пород: нижний – порфировых калий-натриевых трахибазальтов, верхний – афировых калиевых базальтов.

### Верхний девон и нижний карбон ( $D_3-C_1t$ )

Верхнедевонские отложения окаймляют поле распространения более древних эвгеосинклинальных серий. На севере они слагают обширные территории, заполняя Зилаирский синклиниорий, на юге образуют узкие полосы по периферии Сакмарской зоны. Существуют представления, что верхнедевонские отложения являются автохтонными по отношению к ордовикским, силурийским, ниже-среднедевонским породам. Последние в этом случае рассматриваются как аллохтонные (Камалетдинов и др., 1970; Кропачев, 1970). Однако доказано (Леоненок, 1955; Водорезов, 1960), что внутри Сакмарской зоны существует несколько участков (бассейн рек Егинды и Айтпайки, правобережье Чанчара), где верхнедевонские породы трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, залегают на более древних образованиях. Наши данные подтверждают эту точку зрения.

Таким образом, существуют участки, где верхнедевонские отложения перекрывают породы "сакмарской" и "байтерекской" свит силура, а также вулканогенно-осадочные комплексы шандинской и чанчарской свит. В то же время буровыми работами доказано, что часто в краевых частях Сакмарской зоны ордовикские, силурийские, ниже- и среднедевонские слои надвинуты на верхнедевонские и нижнекаменноугольные (Кропачев, 1970).

Стратиграфия, литология и условия образования рассматриваемых отложений детально изучены (Келлер, 1949; Леоненок, 1955; Водорезов, 1960). Обычно здесь выделяются две свиты: егиндинская ( $D_3fr$ ) и зилаирская ( $D_3fm - C_1t$ ).

Егиндинская свита представлена в основании разреза конгломератами, состоящими из галек силурийских кремней, разнообразных эффузивов, изредка присутствуют глыбы живетских известняков. Мощность базального горизонта (выделяемого иногда под названием айтпайской свиты) колеблется от 0 до 200 м.

Выше с постепенным переходом залегают толща светло-серых, белых плитчатых кремней. В последних местах (правобережье р. Айтпайки) содержатся линзы конкреционных карбонатных пород. Отсюда были выделены богатые остатки франских радиолярий: *Haplentactina archinia* For., *Entactina herculea* For., *E. cf. comets* For., *E. crustescens* For., *R. spongites* For., *Entactionosphaera echi-nata* (Hinde), *E. palimbola* For., *E. cancellicula* For., *E. variacantina* For., *Polyentactina aff. craviculata* For., *Tetrentcetinia veles* For., *Ceratoikiscum planistelleriae* For., *Paleoscenidium quadriramosum* For. (определение Б.Б. Назарова).

С постепенным переходом егиндинские кремни перекрыты граувакками зилаирской свиты. Это мощная толща ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев. Местами здесь присутствуют пласти кремней и редкие линзы известняков. В одной из таких линз к юго-востоку от дер. Кидрясово нами были собраны обильные остатки брахиопод: *Dzieduszychia bashkirica* (Tschern.). Согласно заключению определявшей их Х.С. Розман, указанная форма характерна для пролобитового горизонта фаменского яруса девона.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА САКМАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Тектоническая структура Сакмарской зоны Южного Урала характеризуется крайней неоднородностью. Развитие здесь нарушения морфологически разнообразны: на незначительных расстояниях происходит резкий переход от напряженных линейных складок к обширным куполовидным дислокациям. Морфологические особенности последних, их форма в плане и размеры также различны. Вместе с тем все же удается наметить несколько районов, каждый из которых характеризуется преобладанием тех или иных типов разрывно-складчатых нарушений.

В первом приближении с юга на север выделяются следующие районы (см. рис. 2).

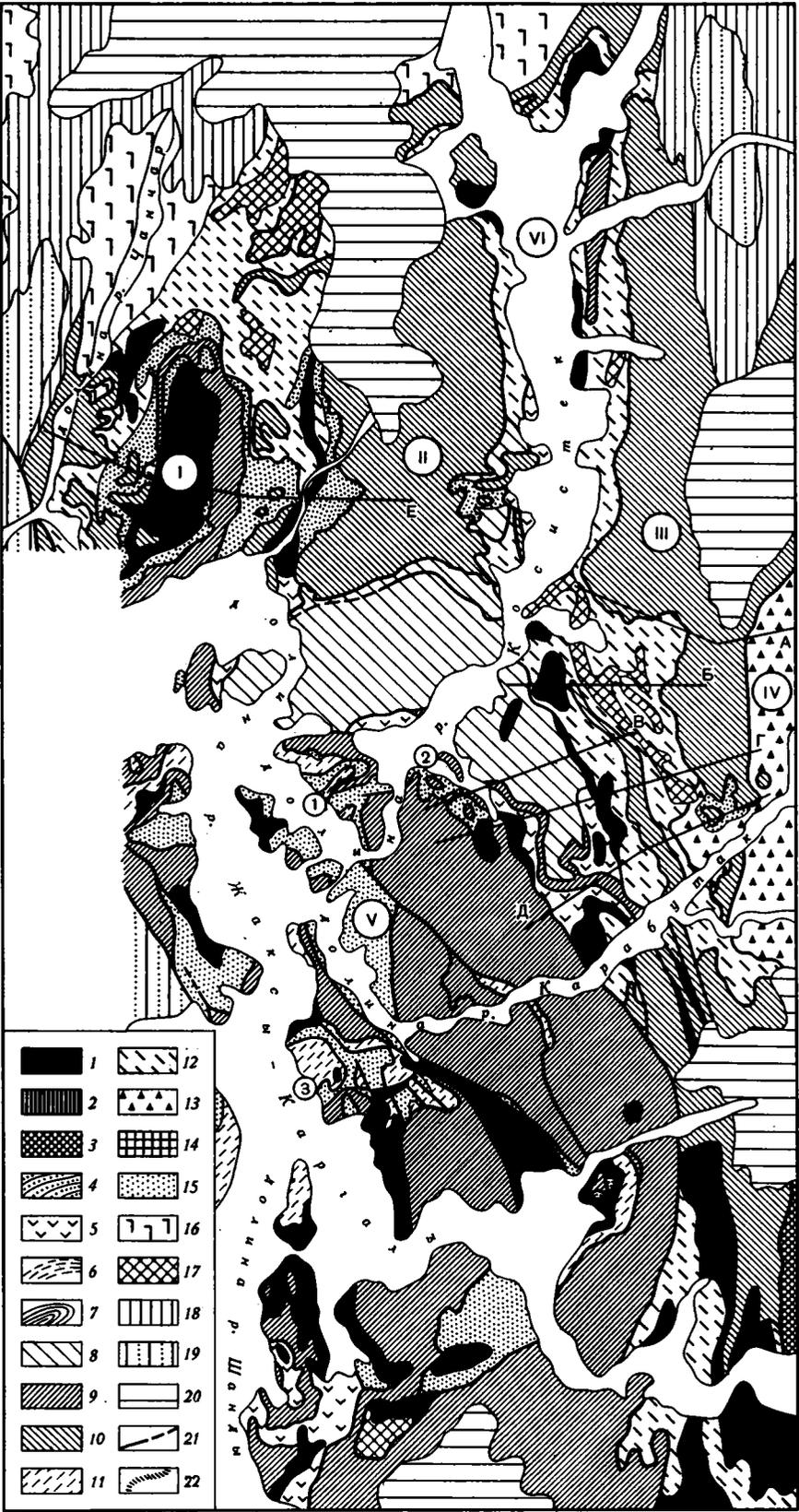
- 1) Косистекский (бассейн среднего течения р. Жаксы-Каргала).
- 2) Медесский (левобережье широтного течения р. Урал).
- 3) Чебаклинский (правобережье широтного течения р. Урал).
- 4) Кувандык-Медногорский (бассейн рек Сакмары, Курагана и Блявы в районе городов Кувандык и Медногорск).
- 5) Абишевский (бассейн р. Сакмары в районе впадения в нее рек Вазям и Зилаир).

В дальнейшем мы будем последовательно рассматривать тектоническую структуру каждого из этих районов.

#### КОСИСТЕКСКИЙ РАЙОН

Расположен в северо-восточной части Актюбинской области, в бассейне среднего течения р. Жаксы-Каргалы и ее притоков рек Шанды, Карабутах, Косистек и Чанчар. В этом районе Сакмарская зона представляет собой узкую (до 20 км) полосу вулканогенно-осадочных отложений ордовика, силура и девона. На западе она ограничена Каргалинским (Шандинским) разломом, по которому слагающие ее образования надвинуты на песчаники и аргиллиты ( $D_3fm - C_1t$ ) (Яншин, 1932; Леоненко, 1955; Руженцев, 1971а). На востоке Сакмарская зона ограничена Акайским разломом, по которому метаморфизованные отложения, условно относимые к кембрию Уралтауского (Центрально-Уральского) антиклинория, взброшены на породы силура и девона (Леоненко, 1955; Руженцев, 1971а).

В структурном отношении район представляет собой систему брахиформных, эллипсоидных в плане, с резкой ундуляцией шарниров, более или менее меридионально вытянутых складок, осложненных многочисленными, различно ориен-



тированными разломами. Размеры складок разнообразны: встречаются нарушения, достигающие в поперечнике 10–20 км. Однако особенно широко развиты куполовидные дислокации, диаметр которых равен всего лишь 1–3 км. Среди последних преобладают изометричные, неправильной формы структуры, наклоны слоев на крыльях которых часто и резко меняются. Реже попадаются купола идеально овальной или круглой формы, построенные проще. Распределение их на площади не поддается какой-либо систематизации. Мелкие нарушения этого типа осложняют крупные, являясь структурами более высоких генераций. Они располагаются как в ядрах, так и на крыльях крупных складок, местами настолько видоизменяя их первоначальную форму, что восстановить ее бывает очень трудно. Часто в ядрах куполов вскрыты серпентиниты или серпентинитовый меланж (Руженцев, 1971б). Они либо согласно вписываются в структуру купола, либо в виде сложных, дискордантно расположенных тел прорывают перекрывающую вулканогенно-осадочную серию, появляясь не только в ядрах складок, но и на их крыльях. Иногда в этом случае серпентиниты образуют межпластовые тела, представляющие собой более или менее вытянутые линзы.

Таким образом, структура Косистекского района Сакмарской зоны определяется развитием разнообразных куполовидных складок, разделенных относительно узкими, просто построенными синклиналими. Было установлено (Руженцев, 1971а,б), что указанные нарушения являются соответственно анти- и синформными структурами, т.е. структурами, которые, обладая антиклинальной и синклиальной формами, характеризуются аномальным чередованием стратиграфических горизонтов. Последние слагают систему тектонических пластин, внутреннее строение которых крайне неоднородно. По существу отмеченные антиформные нарушения представляют собой брахиформные складки, в которые был смят пакет тектонических покровов, образованных различными отложениями ордовика, силура и девона.

Общая схема расположения основных антиформных и синформных структур района показана на рис. 5.

Каргалинская антиклиналь. Это крупнейшее нарушение (антиформа) района. Её длина равна 30 км, ширина – 15 км. Указанная структура занимает большую юго-западную часть района и представляет собой овальное в плане, куполовидное нарушение. Восточнее ее следуют Айтпайская синклиналь, Карабутакская антиклиналь и Бутакская синклиналь. Это также анти- и синформные складки, в которые смяты система пластин, образованных ордовикскими, силурийскими и девонскими породами. В отличие от Каргалинской это линейные,

Рис. 5. Геологическая схема Косистекского района

Условные обозначения к рис. 5 и 10

1 – серпентинитовый меланж; 2 – габбро, габбро-амфиболиты, зеленые сланцы ( $P\epsilon - Pz_1$ ); 3 – рассланцованные песчаники и эффузивные породы ( $Pz_1?$ ); 4 – кидрясовская свита ( $Cm_3 - O_1 ar_1$ ); 5 – куагачская свита ( $O_1 t - ar_2$ ); 6 – кураганская свита ( $O_1 ar_2 - O_2$ ); 7 – губерлинская свита ( $O_2 - S_1 ln_1$ ); 8 – косистекская свита ( $O_2 - S_1 ln_3$ ); 9 – сакмарская свита ( $S_1 ln_1 - S_2$  – нижние пластины); 10 – то же (верхние пластины); 11 – сугралинская свита ( $S_1 ln_1 - S_2$  – нижние пластины); 12 – то же (верхние пластины); 13 – херсонковская свита ( $S_1 - D$ ); 14 – габбро-диабазы (S); 15 – шандинская свита ( $D_{1-2} e_2$ ); 16 – чанчарская свита ( $D_2 e_2 - gv$ ); 17 – альбитофирры (натриевые липариты –  $D_2$ ); 18 – егиндянская свита ( $D_3 fr$ ); 19 – зилаирская свита ( $D_3 fm - C_1$ ); 20 – мезо-кайнозойские отложения; 21 – разломы; 22 – границы фацialsных переходов

Цифры на схеме: I – Чанчарская, IV – Бутакская, V – Каргалинская и VI – Косистекская антиклинали (антиформы); II – Тарангульская и III – Айтпайская синклинали (синформы); 1–3 – номера куполов, рассматриваемых в тексте

A–E – линии геологических профилей (см. рис. 8 и 9)

тянущиеся на десятки километров, часто сжатые, вплоть до опрокинутых к западу, структуры.

В пределах ядра Каргалинской антиклинали вскрыты наиболее глубинные структурные элементы (пластины) района. К северу, отвяляясь от нее, расположены две антиформные складки: западная Чанчарская и восточная Косистекская антиклинали, разделенные Тарангульской синклиналью. Указанные нарушения являются как бы осложняющими по отношению к Каргалинской антиклинали. Они образованы породами, слагающими верхние структурные элементы (пластины) Каргалинской антиклинали. В морфологическом отношении Чанчарская антиклиналь представляет собой типичный купол, Косистекская — более вытянутую, однако резко погружающуюся к северу складку.

В качестве примера антиформных структур рассмотрим Каргалинскую и Чанчарскую антиклинали.

Каргалинская антиклиналь (антиформа) — сложно построенное куполовидное нарушение с четко выраженным восточным крылом, южной и северной периклиналями. Западное ее крыло прорвано многочисленными телами серпентинитов, вследствие чего структура здесь более запутанная. Его обрывы сохранились лишь по левобережью р. Жаксы-Каргалы. В других местах оно срезано Шандинским надвигом.

Ядро Каргалинской антиклинали построено наиболее сложно. По существу здесь нет единой структуры. Мы наблюдаем серию изометричных, часто причудливых в плане нарушений, образованных хотя и пестрым комплексом пород, но построенных в целом однотипно. Всего выделяется пять куполов, разделенных более или менее сжатыми синклиналиями. Очертания последних приспособляются к форме первых. Рассмотрим некоторые примеры.

Купол 1 (рис. 6) расположен в северной части антиклинали, в излучине р. Косистек. Здесь вскрыт следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Диабазы, вариолиты, спилиты ( $S_{1-2}?$ ) . . . . .	15-20
2. Песчаники полимиктовые, серые, переслаиваются с зелеными и лиловыми диабазами, содержащими глыбы и линзы белых и розовых известняков ( $D_{1-2}$ — остатки брахиопод: <i>Eospirifer subviator</i> Khod., <i>Varandella</i> sp., <i>Nymphorhynchia</i> sp., <i>Uncinulus</i> sp., <i>Catazyga perpola</i> Khod.) . . . . .	40-50
3. Диабазы, альбитофиры, кремни ( $S_{1-2}?$ ). Контакт с горизонтом 2 тектонический . . . . .	150
4. Известняк белый ( $D_{1-2}$ — остатки тентакулитов: <i>Turkestanella crenulata</i> Klisch., <i>T. porshnjakovi</i> G.L., <i>Alaina shishcatika</i> Klisch., <i>Digitella</i> sp., <i>Styliolina</i> ex gr. <i>nucleata</i> Karp.) . . . . .	0,5-1,5
5. Фтаниты черные, плитчатые с прослоями красных аргиллитов ( $S_{1ln}$ — сакмарская свита — остатки граптолитов: <i>Raphydograptus</i> sp., <i>Spyrograptus</i> sp.). Контакт со слоем 4 тектонический . . . . .	300

Рассматриваемый купол состоит из двух частей северо-западной (а) и юго-восточной (б), разделенных субширотным взбросом. Северо-западная часть представляет собой ориентированную в северо-восточном направлении пологую антиклиналь с наклоном слоев на крыльях  $20-30^{\circ}$  (слои 1 и 2). Альбитофиры (слой 3) в пределах северо-западного крыла падают под углом  $20-45^{\circ}$ . На периклинали они срезают слой 2, залегая практически горизонтально непосредственно на диабазах (слой 1). На юго-восточном крыле они наклонены под углом  $10-20^{\circ}$ . Кремни (слой 5) вскрыты только по северо-западному крылу складки, где залегают в виде полого ( $5-30^{\circ}$ ) погружающейся к северу пластины. Она также срезает породы слоев 4 и частично 3.

Юго-восточное крыло антиклинали (а) осложнено взбросом, по которому на него надвинута северо-западная часть купола (б). Здесь наблюдается сходная последовательность слоев. Отличие заключается лишь в том, что силурийские

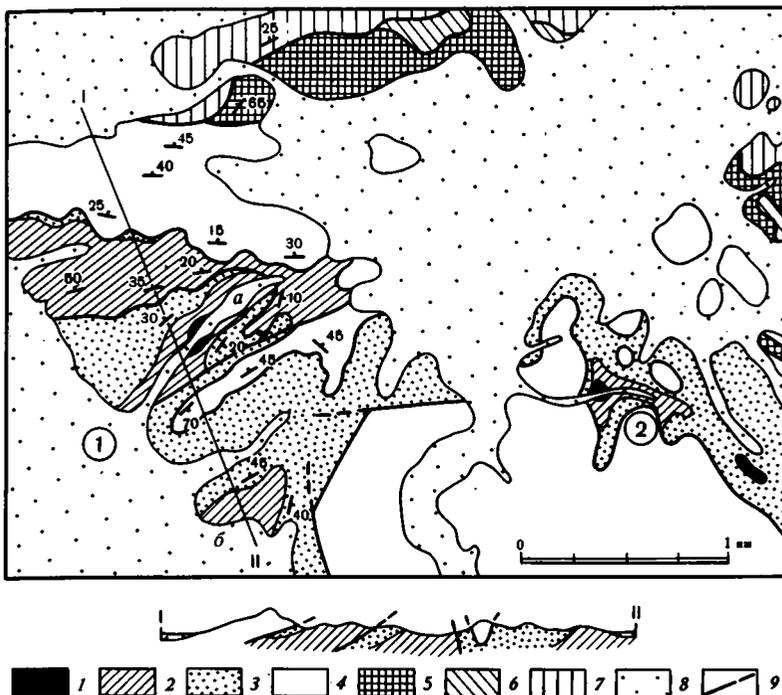


Рис. 6. Геологическая карта куполов 1 и 2

1 - серпентиниты; 2 - диабазы сугралинской свиты ( $S_1^?$ ); 3 - песчаники, известняки и диабазы ( $D_{1-2}$ ); 4 - фтаниты сакмарской свиты ( $S_{1-2}^{1n}$  - нижняя пластина); 5 - песчаники, базальты и известняки куагачской свиты ( $O_{1t-ar_2}$ ); 6 - фтаниты сакмарской свиты ( $S_{1-2}$  - верхняя пластина); 7 - туфогенные породы косистекской свиты ( $O_2-S_1^{1n_3}$ ); 8 - четвертичные отложения, 9 - разломы

Обозначения на карте: 1 и 2 - номера куполов,  $a$  и  $b$  - рассматриваемые в тексте части купола 1

кремни (слой 5) залегают непосредственно на песчаниках и известняках девона (слой 2). В структурном отношении это также относительно просто построенная антиклиналь с четко выраженной северо-восточной периклиной, в пределах которой слои падают под углом  $35-40^\circ$ . Однако на северо-западном крыле слои переходят в сжатую, близкую к изоклиальной синклинали, четко фиксируемую по положению в ее ядре кремней силура. По-видимому, отмеченная синклинали представляет собой структуру, разделяющую антиклиналь  $a$  и  $b$ .

Купол 2, расположенный в 2-3 км восточнее, имеет аналогичное строение.

Купол 3 (рис. 7) находится в центральной части Каргалинской антиклинали, на водоразделе Жаксы-Каргалы и нижнего течения Карабутака. Снизу вверх здесь установлен следующий разрез:

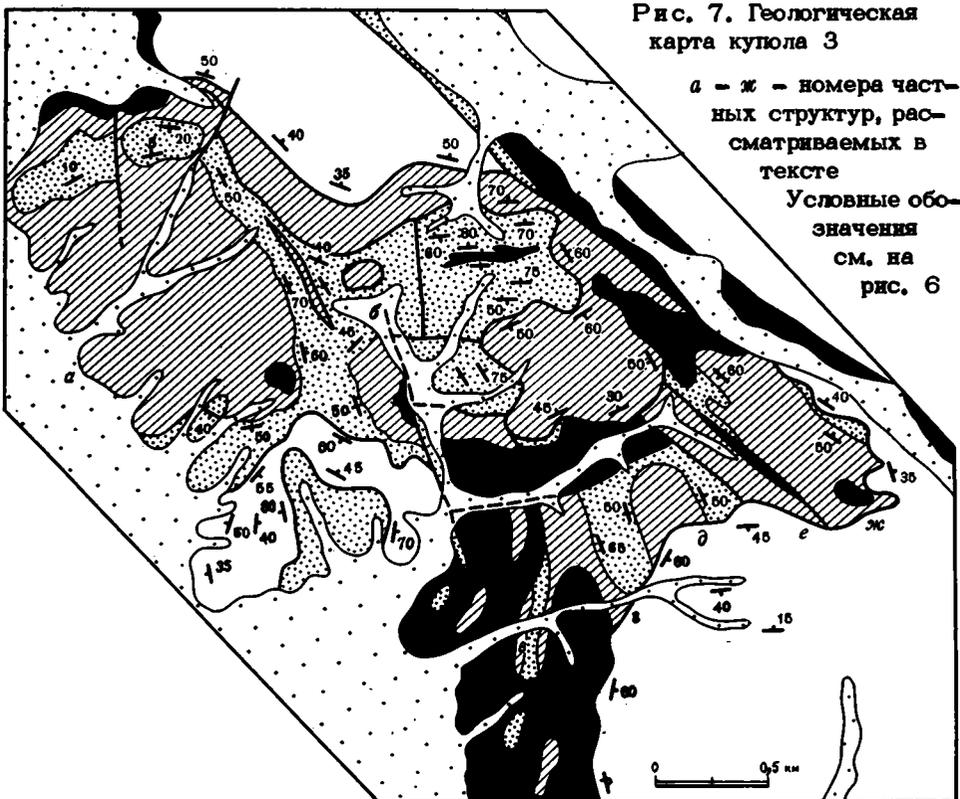
Мощность, м

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Диабазы и спилиты серые ( $S_{1-2}^?$ ) . . . . .   | 200-300 |
| 2. Яшмы красные или зеленовато-серые, туффиты красные или голубоватые, порфириты, зеленые полимиктовые песчаники, содержащие тонкие (0,2-1 м) линзы белых известняков и известняковых гравелитов, а также многочисленные известняковые глыбы [ $D_{1-2}$ - <i>Laeviconchidiella vagranica</i> (Khod.), <i>Nymphorhynchia</i> sp., <i>Karpinskia fedorovi</i> Tschern., <i>Theodossia superba</i> (Eichw.), <i>Atrypa sergaensis</i> Khod.] . . . . . | 35-50   |

3. Диабазы черные, альбитофиры зеленовато-серые, зеленые кремни ( $S_{1-2}?$  – неопределимые остатки граптолитов). Контакт со слоем 2 тектонический . . . . . 150–200
4. Фтаниты черные, с поверхности часто обеленные ( $S_{1-2}$  – остатки граптолитов: *Glyptograptus* sp., *Rhaphidograptus* sp., *Campograptus elegans* Koren, *Climacograptus* sp., *Petalograptus ovato-elongatus* Kurck. –  $S_{1ln_2}$ ; *Pristiograptus* sp., *Monoclimacis* sp., *Spirograptus turriculatus* Barr. –  $S_{1ln_3}$ ; *Monograptus nilssoni* Barr., *M. bohemicus* Barr. –  $S_{2ld}$ ). Контакт со слоем 3 тектонический . . . . . 200

В структурном отношении купол 3 представляет собой очень сложно построенную структуру. Его западная часть погребена под четвертичными отложениями долины р. Жаксы-Каргалы. Восточное крыло осложнено мощной зоной взбросов. Ядро купола – это целая группа разнообразных в морфологическом отношении складок, которые образованы преимущественно породами девона, обнажающимися из-под мощных, сравнительно просто дислоцированных пластин силурийских отложений. Всего в ядре выделяется семь антиклиналей. Две северные (а и б) представляют собой куполовидные, вытянутые к северо-западу складки. При длине 2–2,5 км их ширина равна 1–1,5 км.

Антиклиналь а построена проще. Это правильное, овальной формы нарушение. На ее южном крыле слои падают к югу под углом  $40-60^\circ$ . В северной части наклон слоев положе ( $30-40^\circ$ ). Восточное крыло более крутое: слои падают под углом  $60-80^\circ$ , а часто стоят на голове. Пологий свод антиклинали хорошо намечается вследствие того, что в его провесах выше массивных диабазов ( $S_{1-2}?$ ) сохранились плоские останцы девонских пород, образующих серию мелких синк-



линалей. Слои здесь никогда не наклонены круче  $20^\circ$ . Антиклиналь *a* и *b* разделены чрезвычайно сжатой (длина около 1 км, ширина 10–20 м, иногда меньше), прямой синклиналью, выполненной кремнями силура (слой 3).

Антиклиналь *b* построена сложнее. Она рассечена системой субмеридиональных и субширотных разломов, к которым приурочены тонкие тела серпентинитов. Ее западная часть еще имеет куполовидную форму, восточная же по существу система мелких блоков, на территории каждого из которых наблюдается своя ориентировка дислокаций. Преобладают изоклинальные, крутые, очень мелкие, широтные или меридиональные складки.

Пять сложных складок (см. рис. 7, *в–ж*): представляют собой линейные, однако со значительной ундуляцией шарнира, узкие (50–200 м) нарушения. С куполовидными структурами на севере они имеют торцовое сочленение. Характерно, что к их ядрам, сложенным диабазами (слой 1), приурочены в северной части небольшие, самой разнообразной формы тела серпентинитов. По направлению к югу (для складок *в* и *г*) эти тела сливаются, образуя сплошное поле серпентинитового меланжа. Тонко перетертая, рассланцованная масса серпентинитов, переполненная хаотически перемешанными глыбами разнообразных пород, образует узкое (200–250 м), вытянутое на 3–4 км тело. Повидимому, серпентиниты и ассоциирующие с ними пространственно амфиболовые габбро первоначально подстигали диабазы (слой 1). Местами в условиях прогрессирующего сжатия они выжимались кверху, полностью перерабатывая не только развитые здесь складчатые нарушения нижней пластины (слои 1 и 2), но и прорывая, дробя, часто запрокидывая породы верхних пластин (слои 3 и 4).

На различных элементах рассмотренных выше структур залегают альбитофиры и кремни (слой 3). Наиболее широко они распространены вдоль восточного крыла антиклиналь *b*, где перекрывают девонские отложения. Силурийские кремни (слой 4) развиты шире. Они залегают на всех нижних горизонтах. Особенно четко структурные соотношения кремней с подстилающими их нарушениями видны вдоль южного крыла купола 4, где кремни резко срезают линейные складки, образованные вулканогенно-осадочными отложениями силура и девона (слои 1 и 2).

Следует сказать, что сходное строение имеют и остальные структуры ядра Каргалинской антиклинали. В различных, значительно отстоящих одна от другой складках вскрыт в общем сходный разрез. Серпентиниты образуют нижний элемент, выделяемый как пластина 1. Она представляла собой пластичную постель, по которой смешались вулканогенно-осадочные и осадочные массы палеозоя. Последнее перераспределение серпентинитов приводило к локальному нагнетанию избыточных масс и в конечном счете к образованию куполов. Если процесс не достигал большого развития, возникали правильно построенные купола, в пределах которых особенно четко наблюдаются структурные взаимоотношения отдельных покровов. В случае же, когда нагнетание серпентинитов было интенсивным, они не только приподнимали, но и протыкали оболочку лежащих выше пластин.

Диабазы, спилиты ( $S_{1-2}$ ) и согласно, иногда с постепенным переходом перекрывающие их кремни, туффиты, песчаники и известняки ( $D_{1-2}$ ) слагают пластину 2. Выше них залегают диабазы, альбитофиры, кремни ( $S_{1-2}$ ), песчаники и известняки ( $D_{1-2}$ ). Это пластина 3. Она присутствует только в северо-западной части ядра Каргалинской антиклинали. На юге эта пластина срезана. Кремни ( $S_{1-2}$ ) образуют пластину 4. Она сохранилась либо в виде полого лежащих останцов на сводах куполов, либо в ядрах разделяющих их сплюснутых синклиналей. Лишь иногда кремни выполняют здесь крупные мульды.

Уже говорилось, что в пределах Каргалинской антиклинали наиболее хорошо выражены северная ее периклиналь и восточное крыло. Здесь так же, как и в ядре, установлена (Руженцев, 1971а) серия тектонических пластин, образующих внешнюю оболочку антиклинали. Наиболее четкая их последовательность видна в среднем течении рек Карабутака и Косистека.

Нижним элементом являются кремни ( $S_{1-2}$ , пластина 4). Крупные их массивы находятся на водоразделе Карабутака и Косистека. Мощность пластины

достигает нескольких сот метров, внутренняя структура исключительно сложна. Ее изучение затруднено из-за монотонности толщи, которая сложена однообразными черными кремнями и глинисто-кремнистыми сланцами, совершенно лишены маркирующих горизонтов. Вместе с тем в ряде участков определенно установлено присутствие крупных лежачих складок, видимая амплитуда которых 1,5–2 км. Это изоклиналильные нарушения, осложненные пологими, иногда близкими к горизонтальным надвигами. Указанные структуры хорошо видны в обрывах правого борта Карабутака.

Наряду с лежачими широко развиты крутые, обычно опрокинутые к западу или юго-западу нарушения. Местами это относительно широкие, открытые складки продольного изгиба. У них плавные замки. Широко развито проскальзывание слоев одного относительно другого. Тонкоплитчатые глинисто-кремнистые породы, в случае когда они зажаты между более мощными и жесткими кремнями, раздавливаются, превращаясь в кварцево-серпичитовый сланец. Очень характерны явления будинача, нагнетание избыточных масс в замки складок. Вместе с тем часто встречаются узкие, килевидные, близкие к изоклиналильным дислокации, осложненные продольными взбросами. Иногда сжатие достигает таких размеров, что складки расчленяются на серию клиньев.

Все отмеченные типы структур имеют зональное расположение. Иногда удается наблюдать, как осевые поверхности лежачих складок сминаются в крутые нарушения. По-видимому, последние являются наложенными деформациями.

Повсеместно выше силурийских кремней (пластина 4) залегают диабазы, песчаники, кремни и известняки тремадока (пластина 5). Их мощность лишь в среднем течении Карабутака достигает 300 м. Обычно же она не превышает 20–30 м. Вместе с тем пластина отличается удивительной выдержанностью, протягиваясь в виде почти непрерывной полосы на десятки километров. Отложения ордовика повсеместно падают под вышележащие толщи под углом от 5–10 до 45–60°. Внутренняя структура пластины разнообразна. По правобережью Карабутака слои смяты в систему сжатых, прямых или опрокинутых к юго-западу складок. На водоразделе Карабутак-Косистек слои дислоцированы слабо, залегая приблизительно параллельно плоскостям ограничивающих пластину надвигов.

Выше пород ордовика расположены фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы ( $S_{1-2}$ ), слагающие пластину 6. Их мощность редко превышает 60–70 м. В виде узкой непрерывной полосы они прослеживаются на водоразделе Карабутак-Косистек, падая под углом 10–25° под отложения косистекской свиты. Контакт притертый, слои залегают настолько параллельно, что создается впечатление непрерывности разреза. Лишь на водоразделе Косистек-Каргала тектоническая природа границы косистекской и сакмарской свит видна хорошо. Сильно перемятые, брекчированные фтаниты залегают здесь под яшмами и туффитами. Плоскость разрыва падает к северу под углом 35–50°.

Структурно выше располагаются отложения косистекской свиты ( $O_2 - S_1$ ). Это тектоническая пластина 7. Внутренняя ее структура своеобразна. До последнего времени считалось, что слои слагают пологую моноклинал, деформированную в целом согласно с северной периклиналью Каргалинской антиклинали и осложненную лишь мелкими простыми складками и незначительными сбросами (Гаврилов, 1967). Однако при ближайшем рассмотрении оказалось, что здесь развита система вторично дислоцированных, изоклиналильных, лежачих складок. Именно их изоклиналильность объясняет то, что одни и те же слои в пределах разных крыльев единой структуры рассматривались как разные горизонты, залегающие в нормальной последовательности. Следует учитывать, что размеры складок, а наиболее крупная из них достигает видимой амплитуды в 12 км, усугубляли такое впечатление. Только тщательное прослеживание маркирующих пачек особенно в замках складок позволило понять истинное строение пластины. Замок основной складки прекрасно обнажен в обрывах левого склона долины р. Косистек. Это лежачая антиклиналь с горизонтально расположенной осевой поверхностью, с четко выраженными висячим и лежачим крыльями и хорошо сохранившимся плавным изгибом слоев в замке. Протяженность обна-

жения (около 1 км) позволяет видеть все детали структуры. Это подобная складка продольного изгиба. Во внутренней части ядра жесткие прослойки кремнистых туффов часто раздроблены на отдельные блоки, которые, однако, весьма незначительно смещены один относительно другого. Залегающие между туффитами аргиллиты интенсивно кливажированы (возникает очень характерная "костыльчатая" отдельность), часто наблюдается увеличение их мощности в замке.

Внешняя часть ядра построена иначе. Слои в ее пределах сорваны и местами дисгармонично дислоцированы относительно внутренней части. Они образуют килевидный, резко удлиненный замок, причем висячие и лежачие крылья пригнаны одно к другому. Огромная амплитуда антиклинали собственно и достигается за счет срыва и независимой деформации внешней ее оболочки. Детали строения этой части складки лучше видны по правому борту долины Косистека.

В принципе аналогичное строение имеют все складки, развитые в отложениях косистекской свиты не водоразделе Косистек-Карагала. Во внутренних частях ядер структур изгиб в замках хорошо виден на местности, что и позволяет их картировать. Сплюснутые килевидные замки внешних оболочек непосредственно в поле установить труднее. Однако они прекрасно видны на аэрофотоснимках. Таким образом, рассмотренные складки являются "хвостовыми" нарушениями с различно дислоцированными внутренними ядрами и сорванными внешними оболочками. Иногда вдоль осевых плоскостей появляются пологие разрывы, по которым висячие крылья несколько смещаются относительно лежачих. В этом случае могут возникнуть отдельные пластины. Наиболее крупная из них расположена в кровле пакета лежачих складок.

Юго-восточнее (водораздел Косистек - Карабулак) структура несколько меняется. Лежачие складки здесь смяты в серию сжатых, прямых или опрокинутых на юго-запад нарушений.

Формирование структуры пластины, образованной породами косистекской свиты, сводится к следующему. Сначала возникли лежачие складки. В дальнейшем местами они сминались в прямые или опрокинутые к юго-западу нарушения (деформация осевых поверхностей лежачих складок). И, наконец, в связи с возникновением Караглинской антиклинали произошел куполовидный изгиб самой пластины. В результате такого изгиба наклон пластины в пределах восточного крыла Караглинской антиклинали оказался равным  $30-60^{\circ}$ , а на ее северной периклинали -  $15-45^{\circ}$ .

Приблизительно такой же наклон получили осевые плоскости лежачих складок.

Выше отложений косистекской свиты ( $O_2 - S_1$ ) залегают мощная толща вулканогенно-осадочных пород сугралинской свиты ( $S_{1-2}$ ). Это пластина 8. Плоскость сместителя отмечена на местности полосой серпентинитов и серпентинитового меланжа. Диабазы, спилиты и кремни свиты протягиваются непрерывной полосой от долины Карабутака в бассейн Косистека, образуя относительно узкую, вытянутую в субмеридиональном направлении зону. Внутренняя структура полосы их распространения из-за широкого развития массивных эффузивных разностей расширяется с трудом. Судя по наклону горизонтов кремней, слои падают к востоку под углом  $40-80^{\circ}$ . Создается впечатление присутствия несколько дислоцированной моноклинали. Однако дело, по-видимому, обстоит сложнее. Так, например, в ряде мест установлено перевернутое залегание слоев. Вероятнее всего, толща вулканогенно-кремнистых пород здесь смята в систему опрокинутых к юго-западу линейных складок. Такие складки удается иногда проследить, протягивая кремниевые горизонты.

Линейность структур нарушается лишь в одном месте: в бассейне р. Байтерек (левый приток Косистека) расположен купол, в пределах которого происходит переработка линейных структур.

В верховьях Карабутака выше вулканогенно-кремнистой толщи силура залегает пестрый комплекс отложений, состоящий из туффов, туфоалевролитов, кремнистых гравелитов и конгломератов, кремней, туфов альбитофиров, кварцевых альбитофиров, прорванных многочисленными пластовыми телами альбитофиров и штоками габбро-диабазов. В кремнях нижней части разреза собраны

остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери, а также венлока. В верхней части разреза присутствуют многочисленные линзы и глыбы белых известняков [ $D_{1-2}$  – *Iudelina iudelensis* (Khod.), *Atrypa desquamata* Sow.]. Указанный комплекс отложений выделяется как пластина 9.

Ее структурные соотношения с подстилающей толщей наиболее хорошо видны по правобережью р. Карабутах в 3 км ниже пос. Кызылфлот. Здесь в обрывах реки обнажаются черные фтаниты, содержащие линзы белых известняков. В последних были собраны многочисленные остатки цефалопод (*Orthoceras alticola* Barr., *O. currens* Barr.) нижнего лудлова (Леоненко, 1955). Кремни стоят на голове или слегка запрокинуты к западу. Выше них залегают туффиты, конгломераты и кремни, содержащие остатки граптолитов *Climacograptus* sp., *Monograptus* sp. ( $S_{1ln}$ ).

Верхний тектонический контакт пластины четко виден по налеганию кремней сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ), содержащих остатки граптолитов *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Pernerograptus* sp., *Rastrites* sp. ( $S_{1ln2}$ ), на известняки девона.

Внутренняя структура рассматриваемой пластины изучена достаточно хорошо. Она отличается большой неоднородностью. Наряду с относительно простыми, широкими, линейно вытянутыми в северо-западном направлении складками присутствуют сжатые, близкие к изоклинальным, опрокинутые к юго-западу нарушения. Такая структура пластин подчеркивается присутствием в ядрах синклиналей черных кремней сакмарской свиты. Иногда они образуют корытообразные, иногда же сжатые, вплоть до изоклинальных складки.

Таким образом, в пределах рассмотренных структур выделяются следующие тектонические пластины (снизу вверх):

- 1) серпентиниты и серпентинитовый меланж;
- 2) диабазы ( $S_{1-2}?$ ), стратиграфически перекрытые диабазами, туффитами, кремнями, песчаниками и известняками ( $D_{1-2}$ );
- 3) диабазы, альбитофиры, кремни ( $S_{1-2}?$ ), стратиграфически перекрытые известняками ( $D_{1-2}$ ); эта пластина пользуется локальным распространением и, по-видимому, может рассматриваться как обособившаяся часть пластины 2, перемещавшаяся в подошве верхних структурных элементов;
- 4) кремни ( $S_{1-2}$ );
- 5) диабазы, кремни, песчаники и известняки ( $O_{1t-ar2}$ );
- 6) кремни ( $S_{1-2}$ );
- 7) туффиты, туфогенные аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, яшмы, альбитофиры и их туфы ( $O_1-S_{1ln}$ );
- 8) диабазы, спилиты, кремни ( $S_{1-2}$ );
- 9) туффиты, туфогенные аргиллиты, гравелиты, конгломераты, кремни ( $S_{1-2}$ ), в верхней части линзы известняков ( $D_{1-2}$ );
- 10) кремни ( $S_{1-2}$ ).

В морфологическом отношении Карагалинская антиклиналь – купол с исключительно сложно построенным ядром. К востоку от него в пределах восточного крыла слагающие купол пластины сминаются в линейные, меридионально или субмеридионально ориентированные складки. Такие складки отсутствуют в центральной и западной частях Карагалинской антиклинали. Последовательность формирования структур, по-видимому, следующая. Смятые в систему линейных складок, в том числе и лежащих, разнофациальных толщ ордовика, силура и девона шарьировались, образуя пакет пластин. В дальнейшем в своей восточной части такой пакет сминался в серию крутых, линейных, морфологически разнообразных складок, затухавших по направлению к западу. Далее в условиях послыного перераспределения серпентинитов возникли куполовидные структуры разных генераций. Основная масса серпентинитов нагнеталась в центральную часть пакета пластин, где и возникло ядро Карагалинской антиклинали (рис. 8). На восточном ее крыле куполовидные нарушения присутствуют реже. Когда же они появляются, происходит переработка линейных складок.

Чанчарская антиклиналь (см. рис. 5). Она является наиболее характерным примером антиформной структуры Сакмарской зоны. Это четко выраженный купол, с хорошо сохранившимся западным и восточным крыльями и северной периклиналию. В плане он представляет собой правильную овальную складку, несколько вытянутую с юга на север. Ее длина 12 км, ширина 8 км.

Чанчарская антиклиналь расположена на водоразделе рек Чанчар и Жаксы-Каргала.

Здесь лучше, чем где-либо, видны соотношения и последовательность в разрезе различных тектонических пластин (рис. 9). Снизу вверх здесь обнажаются:

1. Серпентиниты, содержат многочисленные глыбы габбро-амфиболитов, амфиболитов и зеленых сланцев, а также диабазов, кремней и известняков. По контакту серпентинитов и вышележащих толщ иногда наблюдаются вытянутые клинья и чешуи кремней. Серпентиниты слагают ядро антиклинали. Лишь местами они прорываются на ее крылья, нарушая общую простую форму этой структуры.

2. Песчаники, туфы, диабазы, спилиты, кремни с прослоями и глыбами известняков. В прослоях известняков собраны остатки тентакулитов: *Turkestanella cf. conoidalis* Klish., *T. aff. microannulata* Klish., *Alaina* sp., *Styliolina fissurella* (Hall.), указывающие на нижнедевонский возраст вмещающих слоев. Эти отложения в виде линз мощностью максимум до 100 м протягиваются вдоль восточного крыла антиклинали, где падают к востоку под углом  $45-50^{\circ}$ , а также на периклинали - наклон к северу -  $45^{\circ}$  и на западном крыле - наклон к западу  $65-70^{\circ}$ . Они соответствуют пластинам 2 и 3 разреза Каргалинской антиклинали.

3. Кремни черные, с поверхности часто обеленные - остатки граптолитов *Retiolites* sp., *Oktavites spiralis* (Geintz) -  $S_1ln_3$  - соответствуют пластине 4 разреза Каргалинской антиклинали. Кремни образуют характерный гребень, подчеркивающий форму антиклинали. На восточном крыле слои падают сначала к юго-востоку под углом  $40-45^{\circ}$ , несколько севернее - к востоку под углом  $45-60^{\circ}$ . В пределах северной периклинали они наклонены под углом  $45^{\circ}$ , в северной части западного крыла - к западу под углом сначала  $50-65^{\circ}$  затем  $70-80^{\circ}$ . Здесь в южном направлении кремни выклиниваются. Характерно, что повсеместно падение слоистости в целом совпадает с наклоном плоскостей сместителей, ограничивающих пластину. Внутренняя структура последней достаточно проста: лишь местами кремни смяты в относительно сжатые, опрокинутые к западу мелкие дисгармоничные складки.

4. Мощная толща сложно дислоцированных пород. В основании разреза расположены спилиты, диабазы, вариолиты, содержащие многочисленные прослои кремней [остатки граптолитов: *Glyptograptus tamariscus* (Nich), *Pernerograptus* sp., *Demirastrites cf. triangulatus* (Harkn.) -  $S_1ln_2$ ]. Вулканогенно-кремнистая толща силура слагает ядра небольших брахиформных складок. На восточном крыле антиклинали выше них, возможно, местами с трансгрессивным, чаще же тектоническим контактом залегают полимиктовые песчаники, переполненные глыбами известняков ( $D_{1-2}$ ). На западном крыле и в пределах северной периклинали девонская толща имеет более упорядоченное строение. Здесь развиты песчаники, содержащие многочисленные прослои и линзы кремней, диабазов, туфов и известняков [ $D_{1-2}$  - остатки брахиопод: *Gypidula totaensis* Khod., *Nymphorhynchia pseudolivonica* (Barr.), *Karpinskia fedorovi* Tschern.].

В пределах восточного крыла песчаники девона залегают на кремнях слоя 3, падая к востоку под углом  $50-70^{\circ}$ . На северной периклинали они наклонены к северу под углом  $45-60^{\circ}$ .

Вдоль западного крыла соотношения более сложные. Плоскость разрыва, отделяющая силурийские вулканогенно-осадочные и девонские терригенно-карбонатные серии, здесь иногда падает к западу, иногда к востоку под углом  $70-80^{\circ}$ . Чаще же она вертикальна. Слои смяты в меридиональные крутые узкие напряженные складки.

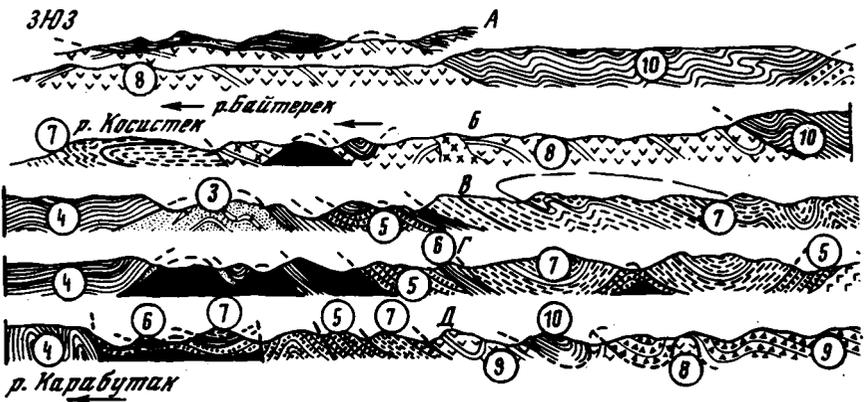


Рис. 8. Геологические профили через Каргалинскую антиклиналь (антиформу)

1 - сланцы ( $Pz_1?$ ); 2 - куагачская свита ( $O_1t-ag_2$ ); 3 - косистекская свита ( $O_2-S_1ln_3$ ); 4 - сакмарская свита ( $S_{1-2}$ ); 5 - байтерекская свита ( $S_1ln_1-w$ ); 6 - херсонковская свита ( $S_1ln-w$ ); 7 - шандинская свита ( $D_{1-2}$ ); 8 - серпен-

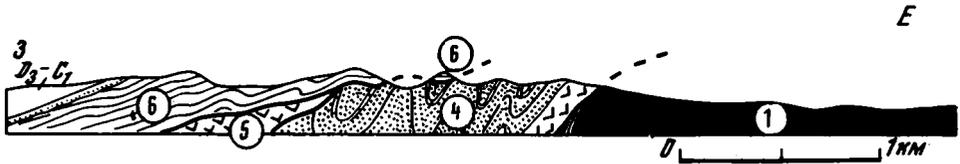


Рис. 9. Геологический профиль через Чанчарскую антиклиналь (антиформу)

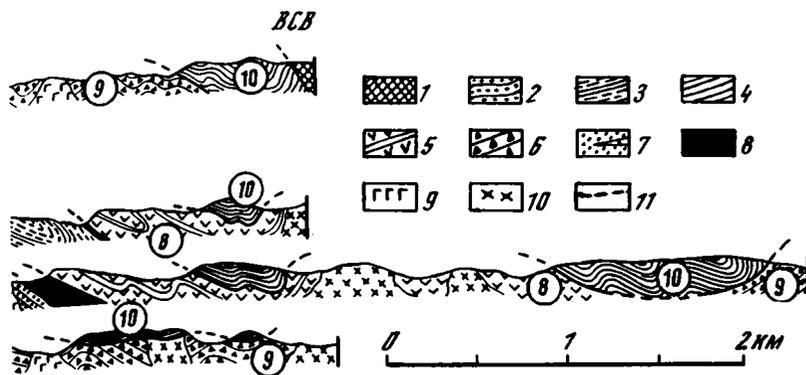
Цифры на профиле - номера пластин

5. Спилиты, диабазы с многочисленными прослоями кремней ( $S_{1-2}$  - остатки граптолитов нижнего, среднего и верхнего ландовера, а также отмечавшихся выше лудловских наутилоидей). Вдоль восточного крыла Чанчарской антиклинали выше них появляются песчаники с глыбами известняков ( $D_{1-2}$ ). В пределах северной периклинали и западного крыла вулканогенно-кремнистая серия ( $S_{1-2}$ ) трансгрессивно перекрыта щелочными базальтоидами чанчарской свиты ( $D_2e_2 - gv_1$ ). Толстины 4 и 5 соответствуют пластине 8 разреза Каргалинской антиклинали. Пластины 5, 6 и 7 здесь срезаны.

6. Кремни черные, с поверхности обеленные ( $S_{1-2}$  - остатки граптолитов всех ярусов силура). Эта наиболее мощная толща, смятая в многочисленные, морфологически часто сложные, однако мелкие, дисгармоничные складки. Она соответствует пластине 10 Каргалинского разреза. Пластина 9 в пределах Чанчарской антиклинали отсутствует.

Структурные соотношения сакмарских кремней с подстилающими отложениями видны очень отчетливо во многих местах. Особенно они наглядны на территории восточного крыла и свода антиклинали (см. рис. 9). Так, например, по левобережью р. Чанчар (западное крыло антиклинали) кремни образуют серию эрозионных останцов, слагающих вершины холмов и полого под углом  $20-40^\circ$  падающих к западу. Кремни содержат многочисленные остатки граптолитов [ $S_1ln_2 - Campograptus$  sp.,  $Climacograptus$  sp.,  $Coronograptus$  ex gr.  $gregarius$  (Lapw.),  $Glyptograptus$  sp.,  $Hedrograptus rectangularis$  (Mc Coy),  $Pernerograptus$  ex gr.  $revolutus$  (Kurck.),  $Pseudoclimacograptus$  sp.] и залегают на щелочных базальтоидах чанчарской свиты ( $D_2e_2 - gv$ ).

В сводовой части кремни сакмарской свиты [ $S_1ln_2 - Glyptograptus$  ex gr.  $tamariscus$  (Nich.),  $Campograptus elegans$  Koren,  $Pristiograptus$  cf.  $concinus$  Lapw.] образуют три останца. Один из них залегают на серпентинитах ядра. Два других - на отложениях шандинской свиты ( $D_{1-2}$ ). Характерно, что девонские слои образуют систему напряженных крутых меридиональных складок, силу-



тинитовый меланж; 9 - габбро-диабазы; 10 - альбитофиры; 11 - разломы  
 Цифры на профилях - номера пластин  
 Положение профилей см. на рис. 5



Положение профиля см. на рис. 5  
 Условные обозначения см. на рис. 8

рийские же образуют пологие мульдообразные нашенки, в пределах которых слои наклонены под углами  $5-30^{\circ}$ .

Характеризуя геологическое строение Косистекского района в целом, отметим, что преобладание брахиформных дислокаций, в пределах которых обнажен пакет тектонических пластин, определяет современную структуру Сакмарской зоны. Однако необходимо помнить, что формирование куполовидных складок лишь завершило сложное и долгое тектоническое развитие Сакмарской зоны. Для того чтобы правильно понять истинную первичную структуру, необходимо снять эффект наложенной складчатости. Однотипность строения брахиформных нарушений, присутствие выдержанных по площади, так сказать, "маркирующих" пластин позволяют это сделать. В этом смысле ядра куполов можно рассматривать как своеобразные тектонические окна, а разделяющие их синклинали как останцы покровов.

Наличие сложной системы покровных пластин предполагает, что периоду формирования куполов, обусловленных вертикальными движениями, предшествовал период горизонтальных перемещений масс горных пород. Специфика не только внутреннего строения Сакмарской зоны, но и само ее положение в структуре Урала в первую очередь обусловлены такими перемещениями. Они отражают процессы тангенциального сжатия, зародившегося в раннем девоне (возможно, в позднем силуре) и периодически, со все нарастающей силой, проявляющегося в течение всего позднего палеозоя.

В морфологическом отношении шарьяжи, развитые в южной части Сакмарской зоны, относятся к типу покровных пластин. По-видимому, вся аллохтонная масса, сорванная со своего основания, распалась на серию чешуй, надвинутых одна на другую. Еще до их возникновения толща пород была смята в изоклинальные лежачие складки, условия и время формирования которых в настоящее время не ясны. В дальнейшем, в процессе прогрессирующего поперечного сжатия, пакет пластин деформировался дополнительно. Появились меридиональные

полосы крутых нарушений. Последние приурочены к восточной части Сакмарской зоны. В центральной и западной ее частях пластины залегали почти горизонтально. Лишь позднее в связи с послойным перераспределением серпентинитов в основании пакета тектонических пластин возникли рассмотренные антиформные купола.

#### МЕДЕССКИЙ РАЙОН

Расположен также в пределах Актюбинской области непосредственно севернее Косистекского района (см. рис. 2). Включает сравнительно сильно расчлененную территорию бассейна левых притоков Урала – рек Алимбет, Коктогай, Суграла, Терекла–Медес–Кольымбай.

В Медесском районе, так же, как и в Косистекском, развиты вулканогенно-осадочные отложения ордовика, силура и девона, прорванные разнообразными телами серпентинитов, метасоматических габброидов, габбро-диабазов и альбитофинов. Однако в структурном отношении эти районы построены по-разному. В Медесском установлено меньшее количество пластин. В то же время форма осложняющих их разрывных и складчатых нарушений более разнообразна. В целом можно говорить о большей хаотичности присутствующих здесь структур. Прежде чем описывать их морфологию, остановимся на обосновании покровного строения Медесского района.

Здесь снизу вверх выделяются четыре тектонические пластины (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Ильинская и др., 1972): 1) ультрабазиты, обычно сильно серпентинизированные, габбро-амфиболиты, зеленые сланцы, диабазы; породы сильно брекчированы, часто превращены в меланж; 2) песчаники ( $S_3 - O_1t$ ) и тектонически их перекрывающие кремни сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ); в бассейне Коктогая выше кремней залегают известняки ( $D_{1-2}$ ); 3) туффиты губерлинской ( $O_2 - S_1$ ), лавы и туфы сугралаинской ( $S_{1-2}$ ), туффиты, конгломераты шандинской ( $D_{1-2}$ ) свит; по направлению к востоку отложения губерлинской и сугралаинской свит замещаются туфогонной толщей косистекской свиты; 4) кремни сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ). Отмеченные покровы местами конформно смяты в относительно крупные складки, вследствие чего возникли антиформные и синформные структуры (рис. 10). Наличие таких нарушений собственно и позволяет в условиях уральской обнаженности доказать существование тектонических покровов. Поэтому, прежде чем рассматривать региональную структуру района, мы остановимся на описании некоторых характерных примеров.

Коктогайская антиклиналь расположена в среднем течении р. Коктогай. Это крупная структура (протяженность 6 км при ширине 2–2,5 км) серповидной в плане формы, имеет четко выраженные периклинали и крылья. Ее ядро образовано кремнями сакмарской свиты и известняками девона (пластина 2), крылья – лавами сугралаинской свиты (пластина 3). В структурном отношении наибольший интерес представляет северо-западное окончание складки. Антиклиналь здесь имеет несколько сплюснутую форму и опрокинута к юго-западу; однако периклиналь на местности видна хорошо. В пределах юго-западного крыла слои падают к северо-востоку под углом 75–80°, северо-восточного – в том же направлении под углом 30–45° (рис. 11). В ядре обнажаются кремни, содержащие остатки граптолитов *Neodiversograptus nilssoni* (Larv.), *Pristiograptus* sp., *Saetograptus* sp. ( $S_2ld_1$ ). Выше без видимого несогласия залегают органогенно-обломочные известняки, содержащие, по данным Х.С. Розман, остатки *Favosites saginatus* Lec., *Thamnopora* ex gr., *irregularis* Lec., *Amphypora ramosa* Phill ( $D_2$ ). Еще выше (контакт тектонический, иногда маркируется узкой полосой серпентинитов) появляются кремни, в которых собраны редкие остатки граптолитов *Monoclimacis* sp, *Monograptus* sp. ( $S_{1ln3}$ ). В пределах северо-восточного крыла складки эти кремни наклонены к северо-востоку под углом 45–60°, вдоль юго-западного крыла – опять к северо-востоку под углом 75–80°. Выше залегают диабазы и спилиты, переслоенные

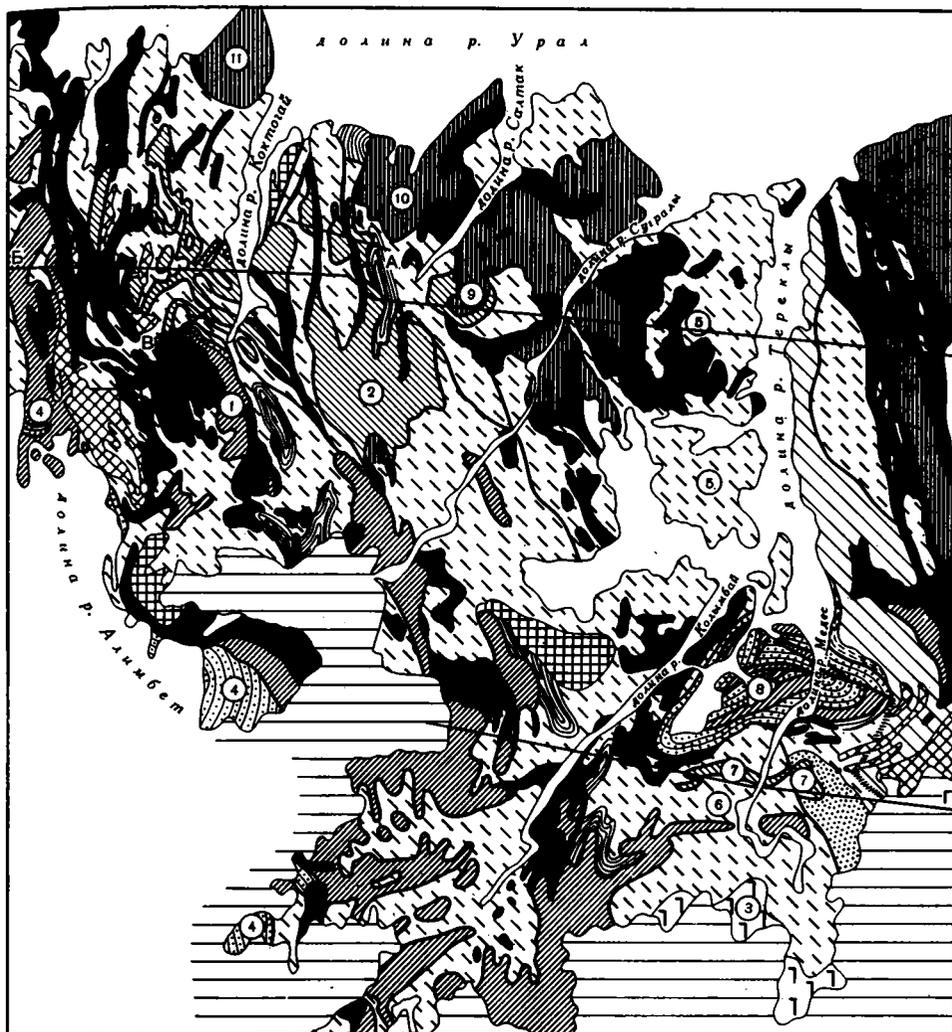


Рис. 10. Геологическая схема Медведевского района

Цифры на схеме. Антиформы: 1 - Коктогайская, 4 - Алимбетовская, 5 - Териклинская, 6 - Верхнемедведеская, 8 - Нижнемедведеская, 9 - Сугралинская, 10 - Салтакская и 11 - Коктогайская; синформы: 2 - Сугралинская, 3 - Богенская, 7 - Среднемедведеская.

Условные обозначения см. на рис. 5

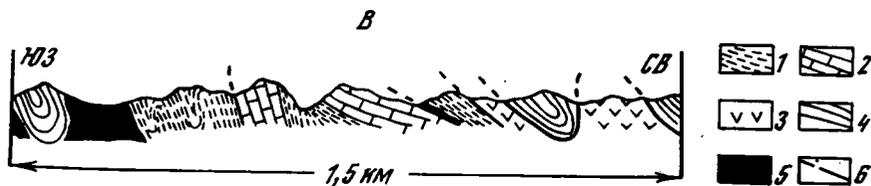


Рис. 11. Геологический профиль через Коктогайскую антиклиналь (антиформу), см. линию В на рис. 10

1 - фтаниты ( $S_1ld_1$ , пластина 2); 2 - известняки ( $D_{2e}$ , пластина 2); 3 - диабазы, спилиты, фтаниты ( $S_1ln_2-w$ , пластина 3); 4 - фтаниты ( $S_1ln_2-ld$ , пластина 4); 5 - серпентинитовый меланж; 6 - разломы

тонкими черными кремнями (остатки граптолитов среднего ландовери *Demirastrites* sp., *Rastrites* sp.). Это пластина 3.

Следует сказать, что в северной части района (бассейн рек Коктогай и Суграла) кремни второго покрова пользуются сравнительно нешироким развитием, обнажаясь в ядрах отдельных антиклиналей. Однако на юге (бассейн рек Медес, Кольмбай и Алимбет) они распространены гораздо шире. Соотношения здесь сходные. Сакмарские кремни образуют ядра многочисленных крупных брахиформных антиклиналей, крылья которых сложены либо туфогенными породами ( $O_2-S_1$ ), либо лавами и кремнями ( $S_1-2$ ). Наиболее четко такие взаимоотношения видны в верховьях р. Кольмбай, где расположена серия брахиформных, иногда вытянутых, иногда близких к изометричным складок. Антиклинали сложены кремнями, содержащими остатки граптолитов: *Rastrites* sp., *Hedrograptus* sp., *Campograptus* sp. ( $S_1 ln_2$ ), *Retiolites geinitzianus* (Barr.), *Monograptus* ex gr. *pridon* Bronn., *Streptograptus exiguus* (Nich.), *Spirograptus* sp. ( $S_1 ln_3$ ), а также *Pristiograptus* sp., *Saetograptus* sp. ( $S_2 ld$ ). Выше кремней залегает толща диабазов, спилитов, туфов альбитофиров, песчаников и кремней (остатки граптолитов - *Glyptograptus* sp., *Rhaphydograptus* cf. *maslovi* Obut et Sobol., *Monograptus gregarius* Lapw. -  $S_1 ln_2$ ).

Соотношение пластин 3 и 4 наиболее отчетливо видно на водоразделе рек Коктогай и Суграла (рис. 12). В основании долин здесь обнажаются диабазы, спилиты, содержащие тонкие прослойки кремней с граптолитами *Monograptus* sp., *Monoclimacis* sp. ( $S_1 ln_3 - W$ ). Непосредственно восточнее Н.И. Леоненко, а позднее нами в аналогичной толще были собраны остатки граптолитов среднего, верхнего ландовери, а также венлока. Выше эффузивно-осадочной толщи ( $S_1-2$ ) в виде плоских эрозионных останцов или в виде более или менее сжатых синклиналей залегают кремни и глинисто-кремнистые сланцы сакмарской свиты (пластина 4). Отсюда нами собраны остатки граптолитов *Glyptograptus* sp., *Paraclimacograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Demirastrites* sp., *Rastrites* sp., *Pernerograptus* sp. ( $S_1 ln_2$ ). Здесь же известны граптолиты верхнего ландовери, венлока и лудлова (устное сообщение Л.Д. Чегодаева и Б.И. Хворова).

Перечисленные примеры дают представление о структурных соотношениях выделяемых здесь покровов. Смятые в систему разнообразных по форме и величине складок, прорванные многочисленными протрузиями серпентинитов и серпентинитового меланжа, они создают удивительно пеструю структуру. В этом смысле рассматриваемый район построен, пожалуй, наиболее сложно в Сакмарской зоне.

В региональном плане здесь выделяются два участка: западный, характеризующийся структурой с многочисленными небольшими телами серпентинитового меланжа, и восточный - район Хабарнинского ультрабазитового массива.

В структурном отношении западный участок - система изометричных мульд, выполненных либо кремнями (пластина 4), либо вулканогенно-осадочным комплексом (пластина 3). Мульды окаймлены антиклиналями, внутренняя структура которых исключительно сложна. Удивительное разнообразие развитых здесь структурных форм, их частое и хаотическое чередование по площади обусловлены рядом причин и в первую очередь широким распространением серпентинитового меланжа. Кроме того, подобного рода структура явилась следствием разновозрастных, накладывавшихся одна на другую деформаций.

В первом приближении Медесский район представляет собой систему двух мульд: Сугральной, на севере, и Богенской, на юге (см. рис. 10). С запада они ограничены Алимбетской, с востока - Тереклинской антиклиналями, протягивающимися в северо-северо-западном, близком к меридиональному направлению. Между собой мульды разделены широтной Кольмбайской антиклинальной зоной (Ильинская и др., 1972).

В качестве примера рассмотрим строение Сугральной мульды и окаймляющих ее структур.

Алимбетская антиклиналь. Ее ядро сложено песчаниками тремадока и кремнями силура [ $S_1ln_2$  – *Campograptus* ex gr. *communis* (Lapw.), *Climacograptus* sp., *Demirastrites* sp., *Glyptograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Pristiograptus concinnus* (Lapw.), *Rastrites* sp.;  $S_1ln_3$  – *Spirograptus turriculatus* (Barr.);  $S_1w$  – *Cyrtograptus* sp., *Monoclimacis* sp., *Retiolites* sp.]. Выше залегают диабазы, спилиты, с прослоями известняков, туфов, конгломератов и кремней [ $S_1ln_2$  – *Monograptus sedgwicki* (Port.);  $S_1ln_{2-3}$  – *Spirograptus minor* Bouc]. Тремадокские песчаники и силурийские кремни относятся к пластине 2, вулканогенно-осадочная толща – к пластине 3. Обычно к их контакту приурочен пласт серпентинитового меланжа. Серпентиниты обнажаются и в пределах поля вулканогенных пород, где образуют относительно широкие меридиональные тела.

В структурном отношении Алимбетская антиклиналь представляет собой простую наклоненную, реже опрокинутую к западу, с плоским широким сводом складку. Лишь к востоку при переходе к Сугралинской мульде структура резко усложняется. Здесь появляется серия напряженных, часто изоклиальных, опрокинутых в разных направлениях складок (рис. 13). Указанные нарушения возникли в результате смятия эффузивно-осадочной толщи (пластина 3) и сакмарских кремней (пластина 4). Последние выполняют ядра узких (20–150 м) изоклиальных синклиналей, имеющих на местности вид “кремневых пластов” в лавах. Именно так они и рассматривались. Однако отбор остатков граптолитов в кремнях по их контакту с вулканитами показал, что по простиранию возраст кремней меняется от среднеландоверийского до лудловского. В северной части (район высоты 396 м) кремни содержат остатки граптолитов *Rohegraptus bohemicus* (Barr.), *Pristiograptus* sp. ( $S_2ld_1$ ). В 200–300 м южной по простиранию “пласта” собраны *Retiolites geinitzianus* Barr., *Monoclimacis asiatica* (Obut), *Oktavites* sp. ( $S_1ln_3-w$ ), еще в 1,5–2 км южнее – *Coronograptus* ex gr. *gregarius* (Lapw.), *Hedrograptus scalaris* (His.), *Glyptograptus* sp., *Campograptus* sp., *Rastrites* sp. ( $S_1ln_2$ ). Кремни с остатками граптолитов верхнего ландовери и лудлова граничат со спилитами, содержащими тонкие (10–50 см) прослой известняков и кремней, откуда были собраны *Monograptus sedgwicki* (Portl.), *Demirastrites* sp., *Rastrites* sp. ( $S_1ln_2$ ). На юге сакмарские кремни ( $S_1ln_2$ ) граничат со спилитами и кремнями ( $S_1ln_3$  – зона *Oktavites spiralis*). Указанные соотношения, а также наблюдаемые в поле резкие притыкания кремней сакмарской свиты к вулканитам и кремням сугралинской свиты позволяют рассматривать оба горизонта как различные структурные элементы, включающие отложения одного и того же возраста.

Рассматриваемые синклинали, ядра которых выполнены кремнями сакмарской свиты, обладают причудливой конфигурацией в плане. Часто они ветвятся, резко меняют направление, приспособляясь к более крупным структурам. Местами узкие “кремневые пласты” несколько расширяются. В этом случае кремни образуют систему сжатых складок. Иногда, особенно на севере района, можно видеть центриклинальные замыкания таких синклиналей.

Условия формирования рассматриваемых нарушений не ясны. С одной стороны, присутствие изоклиальных складок, с другой – резкие изменения их простираний, иногда близкие к изометричным, вплоть до кольцевых форм в плане. Очевидно, что такие структуры не могли образоваться в результате единого, определенным образом ориентированного поля напряжений. Более вероятно, что они обусловлены локальными полями напряжений, возникавшими в связи с формированием серпентинитовых куполов. По мере роста куполов разделявшие их синклинали раздавливались, постепенно превращаясь в узкие изоклиальные складки. В дальнейшем в связи с общим, широтно ориентированным сжатием система этих нарушений принимала форму субмеридиональных, более или менее вытянутых структур. Это подтверждается и положением тел серпентинитового меланжа. В пределах осевой части Алимбетской антиклинали развиты относительно широкие, меридионально вытянутые, одинаково ориентированные поля серпентинитов, в целом согласно вписывающиеся в структуру антиклинали. Восточнее серпентинитовые тела гораздо более многочисленные, но узкие, менее выдержанные и различно ориентированные.

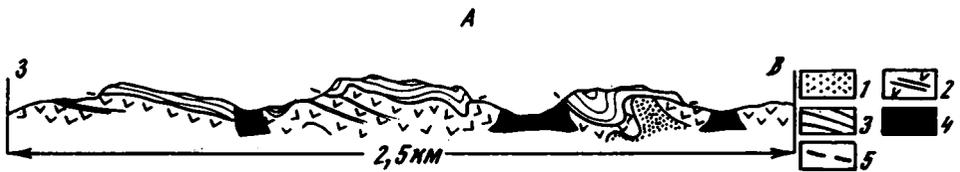


Рис. 12. Геологический профиль через водораздел Салтака и нижнего правого притока Коктогай, см. линию А на рис. 10

1 - туфогенные породы ( $O_2-S_1$ , пластина 3); 2 - диабазы, спилиты, фтани-ты ( $S_1ln_2-w$ , пластина 3); 3 - фтани-ты ( $S_1ln_2-ld$ , пластина 4); 4 - серпентиниты; 5 - разломы

Иногда они гнутся параллельно изоклиналим синклиналим, иногда же становятся резко секущими. Часто они соединяются в крупные дискордантные тела. В этом случае отдельные "обрывки" складок прослеживаются в них в виде изолированных гряд. В конечном счете складки могут совершенно "рассосаться" в серпентинитовой массе, образовав хаотическое нагромождение различных глыб. Прекрасным примером подобного рода нарушений является серпентинитовое тело, расположенное в долине левой составляющей р. Коктогай.

Тереклинская антиклиналь. Она ограничивает Сугралинскую мульду с востока. Это широкая (5-8 км) валообразная складка, расчлененная серией широтных седловин на отдельные куполовидные структуры. В ядрах таких куполов часто (особенно на севере) из-под вулканогенно-осадочной серии силура обнажаются либо амфиболовое габбро (пластина 1), в той или иной степени разбитое грещинами, по которым в него внедряются серпентиниты, либо серпентинитовый меланж. В первом случае складки имеют более правильную куполовидную форму: широкие плоские своды, пологие наклоны слоев на крыльях. Во втором - структура более хаотична.

При переходе к Сугралинской мульде в пределах западного крыла антиклинали появляются сначала относительно простые, прямые или наклонные к западу, потом все более напряженные, узкие, опрокинутые, осложненные крутыми взбросами складки. Зеркало складчатости погружается к западу.

Сугралинская мульда. Это овальная, субмеридионально вытянутая структура, ядро которой выполнено силурийскими кремнями (пластина 4), а крылья сложены вулканогенно-осадочным комплексом губерлинской ( $O_2-S_1$ ) и сугралинской ( $S_{1-2}$ ) свит (пластина 3). Силурийские кремни ядра смяты в субмеридионально наклоненные или опрокинутые к западу, открытые, шириной 0,2-1 км складки. В связи с воздыманием их шарниров к северу и югу в поле кремней в ядрах отдельных антиклиналей вскрыты вулканогенно-осадочные отложения (пластина 3), а местами и кремни (пластина 2). Породы всех трех пластин смяты в целом конформно. Иногда складки осложнены преры-

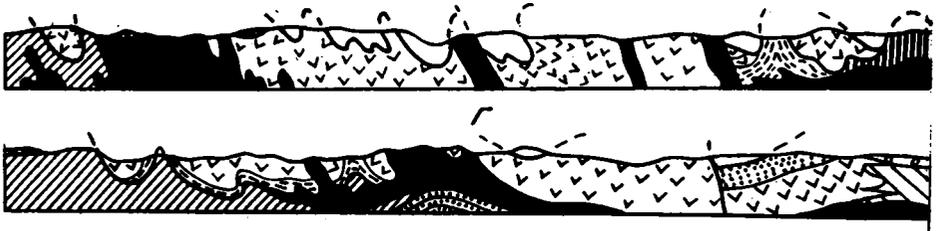


Рис. 13. Геологические профили через Медесский район

1 - серпентиниты, серпентинитовый меланж; 2 - габбро-амфиболиты; 3 - кидрясовская свита ( $Сm_3-O_1t$ ); 4 - губерлинская свита ( $O_2-S_1$ ); 5 - сугралинская свита ( $S_{1-2}$ ); 6 - сакмарская свита ( $S_{1-2}$ , нижняя пластина); 7 - сак-

вистыми сколами, вдоль которых внедряются серпентиниты. Поэтому последние встречаются здесь редко и почти исключительно в виде узких полос.

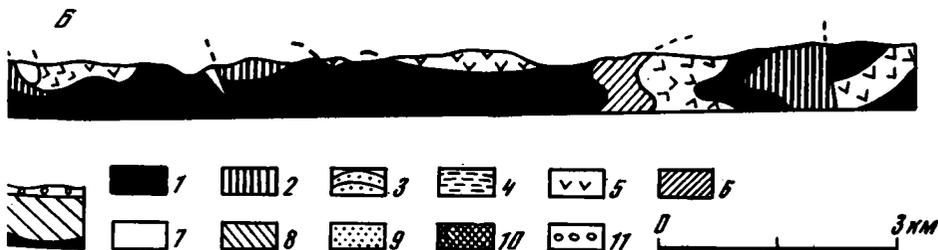
В заключение отметим, что Алимбетская и Тереклинская антиклинали, с одной стороны, и Сугралинская мульда, с другой – представляют собой крупные, соответственно антиформные и синформную структуры, образовавшиеся в результате изгиба системы покровных пластин. Наиболее сложно построены зоны сочленения антиформ и синформ. Здесь наблюдается интенсивная складчатость, сосредоточена основная масса осложняющих разломов и тел серпентинитового мелажа.

**Кольмбайская антиклинальная зона.** В отличие от других структур она имеет широтное простирание. Она представляет собой систему морфологически разнообразных складок, являющихся отчетливо секущими по отношению к меридиональным нарушениям. Особенно четко такие соотношения видны в западной части зоны (бассейн р. Кольмбай). Здесь расположена серия широтных складок. Ядра антиклиналей сложены силурийскими кремнями [ $S_1ln_2$  – *Hedrograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Demirastrites* cf. *convolutus* (His.), *Globosograptus* sp., *Rastrites* sp.;  $S_1ln_3$  – *Monoclimacis linnarsonni* (Tullb.), *Retiolites* ex gr. *geinitzianus* Barr.;  $S_2ld_1$  – *Pristiodraptus* sp., *Saetograptus* sp.]. Это пластина 2. Крылья антиклиналей образованы вулканогенно-осадочной толщей ордовика и силура [ $S_1ln_2$  – *Coronograptus gregarius* (Lapw.), *Glyptograptus* sp., *Hedrograptus* sp.]. Это пластина 3. Преобладают широтные, крупные, симметричные, прямые, коробчатые или открытые с плавными сводами и узкими крутыми крыльями складки. Для них характерны частые и резкие ундуляции шарниров. Периклинали выражены отчетливо. Часто от широтных складок отходят более узкие и сжатые, опрокинутые или наклоненные к западу нарушения, относящиеся к системе дислокаций восточного крыла Алимбетской антиклинали. Они ориентированы примерно перпендикулярно к широтным складкам, вследствие чего структуры приобретают крестовидную или коленообразную форму.

Восточнее (бассейн р. Медес) комплекс нарушений зоны гораздо более пестрый. Здесь наряду с коробчатыми появляются изометричные брахиформные или изоклиналильные складки, последние по простиранию иногда переходят в систему тектонических нарушений. Здесь откартированы три структуры (с юга на север): Верхнемедесская антиклиналь, Среднемедесская синклинали и Нижнемедесская антиклиналь.

**Верхнемедесская антиклиналь.** Ее ядро сложено силурийскими кремнями (остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери, венлока и нижнего лудлова), крылья – диабазами, спилитами с прослоями туфов и кремней (остатки граптолитов среднего ландовери). На западе (левобережье Медеса) это узкая (200–300 м, вплоть до 10–20 м), опрокинутая к северу складка, на востоке (правобережье Медеса) – изометричный (750 × 900 м<sup>2</sup>) купол.

**Среднемедесская синклинали.** Ее крылья сложены спилитами, диабазами, туфами и кремнями силура (в основании разреза – остатки граптолитов



марская свита ( $S_{1-2}$ , верхняя пластина); 8 – косистекская свита ( $C_2-S_1ln_3$ ); 9 – шандинская свита ( $D_{1-2e}$ ); 10 – чанчарская свита ( $D_2e_2-gv$ ); 11 – мезокайнозойские отложения

Положение профилей см. на рис. 10

$S_1ln_{2-3}$ ), которые по правобережью Медеса согласно перекрыты конгломератами, гравелитами, песчаниками с линзами и глыбами известняков девона (остатки брахиопод  $D_{1-2}$ ). Ядро выполнено силурийскими кремнями (остатки граптолитов  $S_1ln_{2-3}$  и  $S_2ld_1$ ). В морфологическом отношении на западе синклиналь — узкое, опрокинутое к северу нарушение. Оно осложнено серией мелких складок, разбито поперечными разломами. Восточнее (правобережье Медеса) структура расширяется, превращаясь в плоскую мульдугу.

Нижнемедеская антиклиналь. Она имеет в плане правильную треугольную форму с широким южным крылом. Ее ядро образовано песчаниками ( $Ст_3-O_1t$ ) и кремнями ( $S_{1-2}$ ). Это пластина 2. В пределах антиклинали она разбита на серию тектонических чешуй, вследствие чего ордовикские и силурийские породы чередуются в разрезе. Простираение чешуй приспособливается к общей форме антиклинали.

Крылья рассматриваемой структуры образованы туфами, туфитами и туфоаргиллитами косистекской свиты ( $O_2-S_1ln_3$ ) или диабазами, спилитами, кремнями сугралийской свиты ( $S_{1-2}$ ). Это пластина 3.

Нижнемедеская антиклиналь характеризуется двумя отличительными особенностями.

Первая заключается в том, что чешуи южного и северо-восточного крыльев параллельны простираниям складок, в которые смяты породы третьей пластины. Наоборот, чешуи северо-западного крыла резко дискордантны по отношению к складкам в вышележащих толщах. Действительно, чешуи здесь ориентированы с юго-запада на северо-восток, а складки — либо с юго-востока на северо-запад, либо субмеридионально.

Вторая особенность заключается в том, что в западной части антиклинали к границе ядра (пластина 2) и перекрывающей его толщи (пластина 3) приурочена полоса серпентинитов и серпентинитового меланжа, выклинивающегося по направлению к востоку, особенно в пределах северо-восточной части антиклинали.

Все это в значительной мере и определило специфические черты структуры Нижнемедеской антиклинали. Ее треугольная форма обусловлена существованием широтных и северо-восточных нарушений. При куполовидном изгибе пакета пластины форма купола приспособлялась к уже существующим тектоническим простираниям. По-видимому, наличие местами мощной серпентинитовой прокладки между пластинами 2 и 3 определяло дисгармонию их структур. Действительно, в западной части антиклинали (левобережье Медеса), где такая прокладка существует, расположены описанные выше сжатые, опрокинутые, часто морфологически напряженные складки. Восточнее, где серпентиниты выклиниваются, напряженные дислокации переходят в куполовидные или мульдообразные нарушения.

В заключение отметим, что гетерогенная структура Кольмбайской широтной антиклинальной зоны формировалась весьма сложно. Появление ее привело к переработке меридиональных или северо-западных линейных складок. Наличие пластичной серпентинитовой подкладки обусловило разнообразие структурных форм. Наряду с крупными брахиформными нарушениями (восточная часть Среднемедеской синклинали и Нижнемедеская антиклиналь) здесь присутствуют сжатые, вплоть до изоклинальных складки, экранируемые снизу пластом серпентинитов. Формирование таких складок связано с меридионально ориентированным сжатием, проявившимся крайне неравномерно (переход по простиранию напряженных линейных складок в изометричные купола). Появление локальных полей напряжений, по-видимому, связано с образованием куполовидных структур, рост которых приводил к раздавливанию межкупольных структур.

Говоря об основных особенностях структуры Медесского района, отметим, что в отличие от Косистекского района здесь шире развиты напряженные линейные складки субмеридионального или северо-западного простираний. В морфологическом отношении они иногда сходны с нарушениями восточного крыла Каргалинской антиклинали. Однако в Медесском районе дислокации обычно более узкие и сжатые.

Как уже говорилось, в Косистекском районе основным типом деформаций является серия куполовидных нарушений. Они относятся к нескольким генерациям и возникли в связи с нагнетанием серпентинитов в их ядра, т.е. процессы послыстного перераспределения пластичной серпентинитовой массы в значительной степени определили стиль структуры района. В Медесском районе серпентиниты также играют существенную роль в формировании структур. Однако здесь преимущественным развитием пользуются не купола, а крупные мульды, занимающие обширные территории. Антиклинали, построенные очень сложно, чаще представляют собой линейные, более или менее сжатые нарушения, окаймляющие мульды.

Такое различие в строении Косистекского и Медесского районов обусловлено структурным положением серпентинитов. В первом случае они чаще приурочены к ядрам куполов. Дискордантные, морфологически сложные тела, прорывающие оболочку тектонических пластин, встречаются здесь реже, да и размеры их не велики. Таким образом, послыстное перераспределение серпентинитов обычно приводило к появлению участков, где нагнетаемые серпентиниты лишь приподнимали пакет пластин, образуя отмеченные купола.

Во втором случае основная масса серпентинитов, слагавших первоначально нижнюю тектоническую пластину, образует очень сложные, часто причудливой формы тела. Структурное их положение различно. Местами они образуют мелкие прогрузионные тела. Используя разрывы, они прорываются на поверхность, встречаясь как в антиклиналях, так и в пределах мульд. Гораздо чаще серпентиниты или серпентинитовый меланж образуют крупные неправильной формы массивы или в пределах осевых частей антиклинальных зон, или по границе с мульдами. Морфология таких массивов бывает следующей. Иногда это крупные пластообразные или линзовидные тела, приуроченные к контакту пластин. Их подошва более или менее ровная, параллельная кровле подстилающей пластины. Верхняя часть построена сложнее. Ее контакт с перекрывающей пластиной волнистый. Появляются многочисленные неровности, которые в конечном счете дают начало трубообразным телам, внедряющимся в перекрывающие толщи. В плане обычно это изометричные не очень крупные поля. Примером подобного рода пластовых масс могут служить серпентиниты, приуроченные к контакту второй и третьей пластин в пределах Нижнемедеской антиклинали.

Иногда серпентиниты образуют широкие (до 1 км), тянущиеся на многие километры параллельные складчатым нарушениям тела. Они часто разветвляются на более мелкие, приобретая сложную конфигурацию в плане. Местами такие тела настолько насыщают структуру, что вулканогенно-осадочные отложения по существу образуют лишь определенным образом ориентированные клинья, "плавающие" в серпентинитовой массе. Серпентиниты этого типа, по-видимому, аналогичны рассмотренным выше. Они являются апикальными частями находящегося глубже серпентинитового "пласта". Линейность их формы обусловлена приспособлением к продольным разрывам, сопровождающим линейные складки. Однако и здесь не так уже редки рвущие дискордантные соотношения серпентинитов и вулканогенно-осадочных серий. Иными словами, согласные линейные тела переходят в изометричные дискордантные. Примером могут служить серпентиниты, приуроченные к зоне сочленения северной части Алимбетской антиклинали и Сугралинской мульды.

Часто серпентиниты образуют изометричные или несколько удлиненные, крупные, причудливой формы в плане, рвущие тела. Многочисленные блоки вмещающих пород, а также габбро-амфиболитов здесь хаотически перемешаны. Какая-либо их ориентировка изредка наблюдается лишь в периферических частях массивов. Это типичный меланж — интенсивно тектонизированная серпентинитовая брекчия. Такие тела широко развиты в Тереклинской антиклинали, а также по границе южной части Алимбетовской антиклинали и Сугралинской мульды.

Формирование структуры Медесского района, по-видимому, связано с оттоком серпентинитов из участков современных мульд. Однако в отличие

от Косистекского района серпентинитовая масса сравнительно легко проникла вверх, прорывая систему тектонических пластин. Именно поэтому здесь относительно редко встречаются крупные куполовидные структуры.

Кратко остановимся на сопоставлении тектонических пластин Медесского и Косистекского районов. При таком сопоставлении возникают трудности, так как оба района разделены водоразделом Жаксы-Каргалы и Урала, представляющим собой мезо-кайнозойский пенеплен, в пределах которого палеозойские отложения не обнажаются. Поэтому не удастся непосредственно проследить пластины Косистекского района в Медесский. Вместе с тем необходимо учитывать, что именно здесь наблюдается наиболее существенная перестройка структуры Сакмарской зоны. В связи с этим предполагаемая схема сопоставления в известной степени условна. Очевидно лишь, что верхняя (четвертая) пластина сакмарских кремней соответствует аналогичным отложениям Косистекского района (пластинам 6 Чанчарской и 10 Каргалинской антиклиналей). Пластина 3 Медесского района (вулканогенно-осадочная серия губерлинской, сугралинской и шандинской свит) сопоставима, по-видимому, с аналогичными отложениями, слагающими пластины 5 Чанчарской и 8 Каргалинской антиклиналей. Уже говорилось, что сугралинская толща в Медесском районе к востоку фациально замещается косистекской. В Косистекском районе аналогичные отложения залегают ниже. Следует отметить, что положение пластин 5, 6 и 7 (Каргалинский разрез) не совсем понятно. Во всяком случае мы не находим их аналогов ни в одном из других районов Сакмарской зоны. Особенно это касается пластины 5, образованной вулканогенно-осадочными отложениями нижнего ордовика.

Пластина 2 Медесского района соответствует пластинам 3 Чанчарского и 4 Каргалинского разрезов. Нижние пластины, сложенные вулканогенно-осадочными толщами сугралинской и чанчарской свит, в Медесском районе отсутствуют. Здесь сакмарские кремни (пластина 2) залегают непосредственно на серпентинитах (пластина 1).

Позднее мы попытаемся дать общую картину развития покровной структуры Сакмарской зоны. Сейчас же отметим, что это процесс длительный, сопровождавшийся сдвиганием уже образовавшихся тектонических покровов (Руженцев, 1971а). Именно с этим, по-видимому, связано такое крайне неоднородное строение пакета пластин в различных районах Сакмарской зоны.

#### ЧЕБАКЛИНСКИЙ РАЙОН

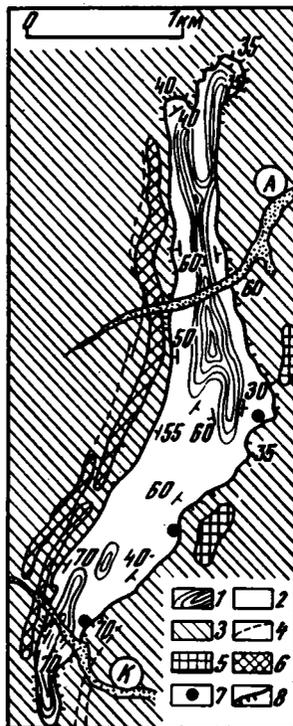
Расположен в Оренбургской области, севернее долины р. Урал. Охватывает территорию бассейна его правых притоков: Губерли, Чебаклы, Казачьей Вязовки и Киндерли.

Здесь выделяются следующие покровы (снизу вверх).

1. Гипербазиты, амфиболитизированные габбро, зеленые сланцы. На западе района эти породы образуют серпентинитовый меланж. На востоке габбро-гипербазитовый комплекс слагает Хабаровский массив - "целик", обладающий четкой стратификацией. Было показано (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Ильинская и др., 1972), что он представляет собой гигантскую лежащую антиклиналь с почти полностью размытым верхним крылом, хорошо сохранившимся нижним крылом и обращенным к западу замком. В пределах нижнего крыла наблюдается перевернутый разрез комплекса. Снизу вверх здесь обнажаются: зеленые сланцы, амфиболиты, пироксен-плагноклазовые роговики, габбро, гылаиты и клинопироксениты, дунит-пироксенитовый полосчатый комплекс, дуниты, серпентинизированные гарцбургиты. Все это подтверждено картировочными работами, а также материалами бурения (данные Б.И.Хворова и А.В. Колотилова).

Рис. 14. Геологическая карта Шариповской антиклинали

1 - туффиты, туфоаргиллиты (губерлинская свита -  $O_2 - S_1$ ); 2 - фтаниты (сакмарская свита -  $S_{1-2}$ ); 3 - диабазы, спилиты (сугралинская свита -  $S_{1ln}$ ); 4 - маркирующие горизонты фтанитов в лавах; 5 - габбро-диабазы; 6 - кварцевые альбитофиры; 7 - места сборов остатков граптолитов; 8 - разломы (бергштрихи показывают наблюдаемые падения плоскостей сместителей); А - балка Алченбай; К - балка Казымбадка



2. Песчаники и глинистые сланцы ( $O_{1t}$  - кидрясовская свита).

3. Туффиты, туфы, туфоаргиллиты ( $O_2 - S_1$  - губерлинская свита) и фтаниты ( $S_{1-2}$  - сакмарская свита).

4. Диабазы, спилиты, кремни ( $S$  - сугралинская свита).

5. Рассланцованные фтаниты, кремневые гравелиты и песчаники, туфогенные породы ( $S$  - херсонковская свита?).

6. Туффиты, туфы, туфоаргиллиты ( $O_2 - S_1$  - губерлинская свита) и фтаниты ( $S_{1-2}$  - сакмарская свита).

7. Диабазы, туффиты, туфы, туфоаргиллиты ( $O_2 - S_1$  - губерлинская свита), диабазы, спилиты, кремни ( $S$  - сугралинская свита?).

8. Рассланцованные фтаниты, кремневые гравелиты, песчаники, туфогенные породы ( $S$  - херсонковская свита?).

Указанный разрез схож с разрезами Медесского района. Отличие заключается лишь в том, что верхние пластины (3 и 4) Медесского района здесь сдвоены. Кроме того, появляется пластина пород, по составу соответствующих отложениям херсонковской свиты ( $S_{1-2}$ ). Отличительной особенностью этой пластины является интенсивное рассланцевание слагающих ее пород. Даже обломки кремневых гравелитов и конгломератов расплюснуты, приобретают дисковидную форму. При этом отложения сохраняют первоначальный состав и окраску, вследствие чего исходный материал узнается без труда. Характерно, что рассланцевание строго параллельно слоистости.

Ниже мы кратко остановимся на обосновании структурных соотношений отдельных покровов. Наиболее важным в этом смысле является соотношение покровов 3 и 4.

В качестве примера рассмотрим строение правобережья среднего течения р. Чебаклы (в 2 км к западу от дер. Мухамет-Шарипово). В структурном отношении участок представляет собой меридионально вытянутую, сжатую антиклиналь (рис. 14). Ее длина равна 4 км, ширина - 0,5 км. В ядре складки обнажаются туфогенные породы губерлинской свиты ( $O_2 - S_1$ ), постепенно переходящие вверх по разрезу в кремневые гравелиты и песчаники, а также фтаниты сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ). Вдоль западного крыла антиклинали во фтанитах в трех пунктах собраны остатки граптолитов - *Saetograptus aff. roeteri* (Barr.), *Monograptus* sp., *Pristiograptus* sp. ( $S_{2ld1}$ ).

Местами на губерлинских туффитах, однако чаще на силурийских фтанитах, залегают бурые миндалекаменные диабазы, содержащие тонкие (0,1-2 м) прослойки фтанитов. В 1,5 км к югу и в 0,5 км к востоку от рассматриваемого района в таких прослоях были собраны остатки граптолитов *Pristiograptus* sp., *Neodiversograptus* sp. ( $S_{2ld}$ ) и *Orthograptus* sp. ( $S_{1ln}$ ).

Налегание диабазов ( $S_{1ln}-S_{2ld}$ ) на фаниты ( $S_{2ld_1}$ ) четко видно по ряду правых притоков р. Чебаклы. Плоскость сместителя здесь хорошо обнажена и представлена зоной (до 1–2 м) перетертых "обожженных" пород. В обрывах балки Кызымбадки видно, что на восточном крыле антиклинали эта плоскость падает к востоку под углом  $60-70^\circ$ , аналогично она наклонена на западном крыле (падение западное). По направлению к северу (руч. Алченбай) наклон плоскости сместителя выволаживается, достигая  $25-30^\circ$ .

Соотношение верхних покровов показано на рис. 15 и 16. В обширной, просто построенной синформной структуре (Масеевская мульда), расположенной на водоразделе нижнего течения рек Чебаклы и Урала, на диабазах (пластина 4) залегают покровные элементы (пластины 5–8).

В структурном отношении Чебаклинский район построен несколько проще, нежели Медесский. Здесь не так широко распространен серпентинитовый меланж. Дислокации крупнее и выдержаннее по простиранию. Преобладают нарушения меридиональной ориентировки. Резкие изгибы простираний в целом не характерны. Однако стиль структур остался прежним: широкие, относительно плоские синформы (мульдообразные или более вытянутые) разделены более узкими напряженными антиформами. Куполовидные, изометричные нарушения встречаются реже.

С запада на восток в пределах Чебаклинского района установлены следующие структурные элементы: 1) полоса отложений зилаирской серии; 2) Коноплянкинская антиклинальная зона; 3) Ижбаулганская синклинали; 4) Сухореченская антиклинальная зона; 5) Масеевская мульда; 6) Чебаклинская антиклинальная зона; 7) Губерлинская синклинали; 8) Хабарнинская антиклиналь. Первые семь структур представляют собой анти- и синформные нарушения, образовавшиеся в результате смятия перечисленных покровных пластин. Хабарнинская антиклиналь – гигантская лежащая складка, осевая плоскость которой была вторично деформирована, вследствие чего габбро-гипербазитовый массив оказался в ядре обширной мульды.

Полоса отложений зилаирской серии протягивается в северо-западном направлении, ограничивая с запада Сакмарскую зону. В структурном отношении это система наклоненных или опрокинутых к юго-западу, сжатых, расположенных кулисообразно складок. Преобладают узкие (0,5–1 км), тянущиеся на 20–30 км нарушения с резко ундулирующими шарнирами. Ядра антиклиналей сложены кремнями ( $D_{3fr}$ ), крылья – песчаниками, сланцами и конгломератами ( $D_{3fm}-C_1$ ). Иногда здесь же появляются узкие, тянущиеся на многие километры клинья песчаников ( $O_1t$ ). К контакту таких клиньев часто приурочены серпентиниты.

Коноплянкинская антиклинальная зона. Это северное продолжение Алимбетовской антиклинали. Она образована преимущественно силурийскими фанитами (пластина 3), залегающими на породах зилаирской серии ( $D_{3fm}-C_1$ ). Плоскость сместителя круто ( $50-70^\circ$ ) падает к востоку или северо-востоку.

Фаниты образуют погружающуюся к востоку, интенсивно дислоцированную моноклинали. Слои смяты в напряженные, опрокинутые к юго-западу, часто изоклиналильные складки. В ядрах синклиналей местами сохраняются эффузивы (пластина 4). Преобладают очень узкие, рассеченные продольными взбросами нарушения, вследствие чего местами структура приобретает чешуйчатое строение.

Ижбаулганская синклинали. Она выполнена однообразной толщей силурийских диабазов, спилитов (пластина 4). Лишь в ее южной части выше диабазов залегают андезитовые порфириты и дацитовые порфиры, условно относимые к нижнему девону.

В структурном отношении это узкая (до 5 км) плоская синклинали. В ее пределах слои смяты в простые брахиформные дислокации небольшой амплитуды или мелкие, сжатые, ориентированные в разных направлениях складки. Лишь в верховьях Ижбаулгана в центральной части синклинали расположен сравнительно небольшой ( $5 \times 3$  км) купол, в пределах которого обнажается серпентинитовый меланж.

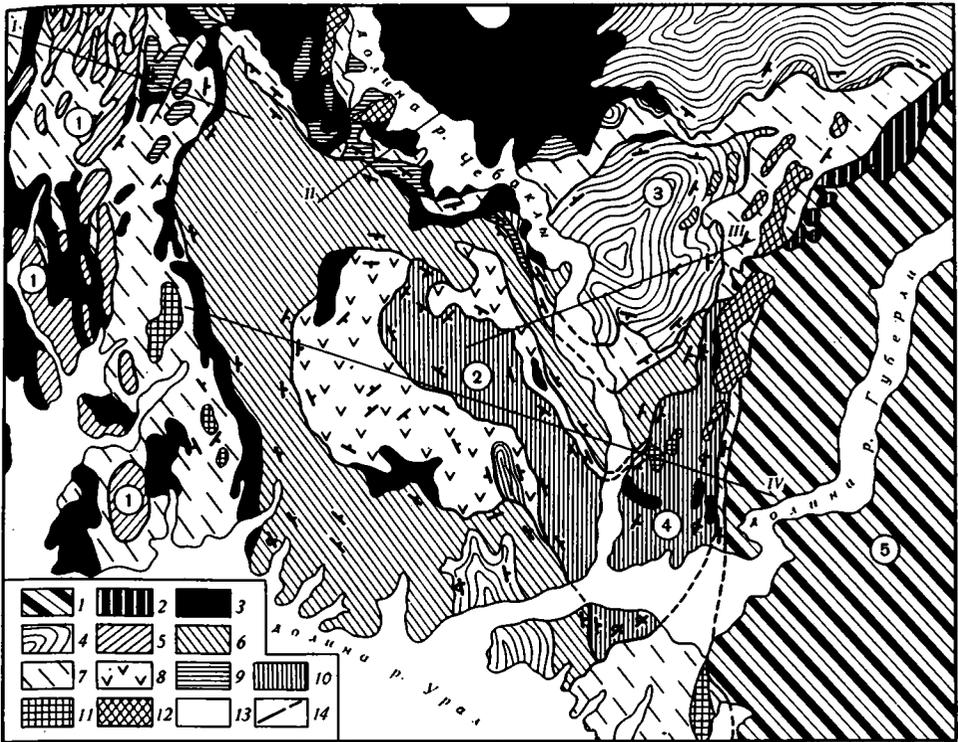


Рис. 15. Геологическая схема бассейна р. Чебаклы

1 - серпентинизированные гарьбургиты; 2 - амфиболиты; 3 - серпентинитовый меланж; 4 - губерлинская свита ( $O_2-S_1$ ); 5 - сакмарская свита ( $S_{1-2}$ , пластина 3); 6 - то же (пластина 6); 7 - сугралинская свита ( $S_{1-2}$ , пластина 4); 8 - то же (пластина 7); 9 - херсонковская свита (S, пластина 5); 10 - то же (пластина 8); 11 - габбро-диабазы; 12 - альбитофиры; 13 - четвертичные отложения; 14 - разломы

Цифры на схеме: 1 - Суходореченская антиклинальная зона, 2 - Масеевская мульда, 3 - Чебаклинская антиклинальная зона, 4 - Губерлинская синклиналь, 5 - Хабарнинская антиклиналь

I-IV - линии геологических профилей (см. рис. 16)

**Суходореченская антиклинальная зона.** Эта узкая (1-2 км) структура протягивается с севера на юг на 30-35 км. Зона намечается по выходам фланитов сакмарской свиты (пластина 3), обнажающихся из-под диабазов (пластина 4). Широко распространены здесь разнообразные тела серпентинитов и серпентинитового меланжа.

Особенностью Суходореченской антиклинальной зоны является то, что она представляет собой узкую структуру, в пределах которой расположены десятки в морфологическом отношении разнообразных, вытянутых в целом согласно с общим простиранием зоны антиклиналей. На юге это, как правило, небольшие (длиной до 1-1,5 км, шириной 0,5-1 км) брахиформные нарушения, опрокинутые к западу или юго-западу. Характерна резкая и частая ундуляция шарнира, вследствие чего антиклинали образуют отдельные цепочки. Реже они расположены кулисообразно.

Своеобразно строение таких структур. В центральной части антиклиналей слой висячего и лежащего крыльев залегают приблизительно изоклиinally, падая к северо-востоку под углом 45-70°. Однако при приближении к периклиналям складки приобретают прямую или наклонную форму. Наличие таких периклиналей собственно и позволяет устанавливать отмеченные нарушения.

К северу форма антиклиналей меняется. На месте небольших куполов появляются вытянутые (длина до 10 км) узкие, прямые или опрокинутые к западу складки. Одна из них показана на рис. 14. Часто, особенно в случае опрокинутых нарушений, они имеют форму фтанитового пласта или вытянутой линзы среди диабазов, настолько притертыми бывают лежащие и висячие их крылья. Фтаниты слагают скальные гряды среди эффузивов. Иногда здесь удается найти перегиб слоев в замке складки.

На территории Сухореченской антиклинальной зоны серпентиниты образуют два гита тел. Чаще в виде нешироких (до 50 м) полос они приурочены к контакту фтанитов (пластина 3) и диабазов (пластина 4). Кроме того, серпентиниты слагают крупные, дискордантные по отношению к зоне, изометричные в плане тела. В морфологическом отношении это купола полимиктового меланжа. Один из таких куполов расположен на водоразделе Сухой Речки и балки Макарова (рис. 17). В плане он имеет овальную форму. При длине 4,5 км его ширина равна 3 км. Рассланцованные серпентиниты включают многочисленные глыбы массивных серпентинитов и особенно амфиболитизированных габбро. Последние иногда образуют крупные поля, прорванные небольшими телами серпентинитов. Кроме того, присутствуют глыбы диабазов. Следует сказать, что переход от серпентинитового меланжа центральной части к диабазам пластины 4 на его крыльях постепенный. Серпентиниты, слагающие в ядре почти сплошное поле, по направлению к крыльям образуют отдельные, часто причудливой в плане формы тела, постепенно уменьшающиеся в размере и, наконец, совсем исчезают. Следовательно, в рассматриваемом случае серпентиниты представляют собой протрузионную массу, прорывающую покровы из диабазов.

Иначе обстоит дело с кремнями пластины 3. Попадая в поле серпентинитового меланжа, "кремневые антиклинали" не меняют ни формы, ни размеров, ни ориентировки. Отдельные антиклинали, не меняясь, переходят из поля диабазов в серпентиниты. Контакты серпентинитов и диабазов в плане неровные, часто секущие. Наоборот, контакты кремней и серпентинитов всегда очень ровные. Сланцеватость в серпентинитах почти всегда совпадает со слоистостью в кремнях.

Все это позволяет предположить, что серпентиниты представляли собой пластичную массу, залегающую между пластинами 3 и 4. В процессе смятия

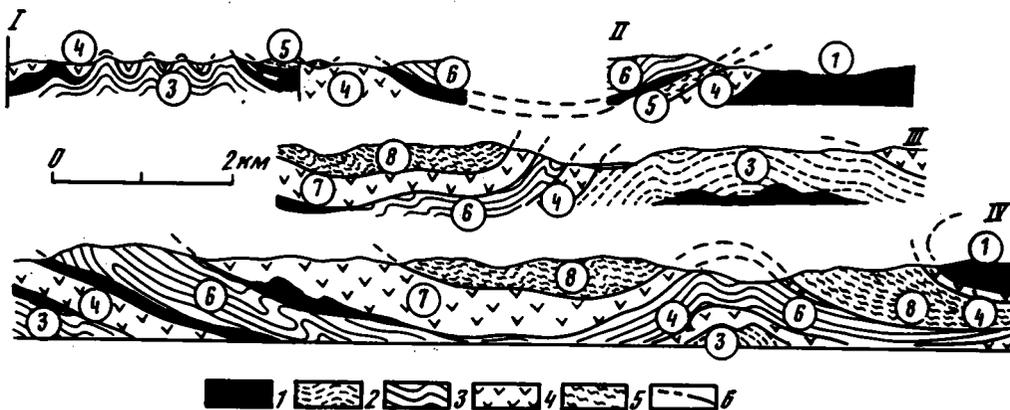


Рис. 16. Геологические профили через Чебаклинский район

1 - гипербазиты, серпентинитовый меланж; 2 - туффиты, туфоаргиллиты (губерлинская свита -  $O_2 - S_1$ ); 3 - фтаниты (акмарская свита -  $S_{1-2}$ ); 4 - диабазы (сугралинская свита -  $S_{1-2}$ ); 5 - рассланцованные туфогенные породы, кремни, кремневые обломочные породы (херсонковская свита -  $S?$ ); 6 - разломы

Цифры на профилях - номера пластин

Положение профилей см. на рис. 15

Рис. 17. Геологическая карта бассейна Сухой Речки

1 - серпентинитовый меланж; 2 - габбро-амфиболиты; 3 - фтаниты ( $S_2$ ); 4 - диабазы, спилиты ( $S_{1-2}$ ); 5 - маркирующие горизонты кремней в диабазах; 6 - рассланцованные породы херсонковской свиты ( $S?$ ); 7 - габбро-диабазы; 8 - четвертичные отложения



серпентиниты деформировались вместе с указанными пластинами. При этом пластичные серпентиниты перераспределялись послойно. На юге, где они, по-видимому, были мощнее, образовался протрузионный купол с очень неровной как бы размазанной на многочисленные мелкие тела апикальной частью и резкой, приуроченной к единому структурному уровню (кровля кремней) подошвой. На севере, где серпентинитовый пласт более менее мощный (или вовсе выклинивался), серпентиниты образуют лишь узкие полосы. Меланж здесь отсутствует.

Возможно, что с таким неравномерным межпорожковым распределением серпентинитов связано различие в форме складок на юге и на севере Сухореченской антиклинальной зоны.

На юге Сухореченская антиклиналь ограничивает Масеевскую мульду, на севере смыкается с обширной и крайне сложно построенной Чебаклинской антиклинальной зоной. Последняя ограничивает Масеевскую мульду с востока. Таким образом, Сухореченская и Чебаклинская антиклинальные зоны разделены на юге района Масеевской мульдой. На севере они смыкаются, сохраняя, впрочем, свою структурную индивидуальность. Лишь в верховьях Чебаклы обе антиклинали как бы "рассасываются", превращаясь в мощную полосу серпентинитового меланжа.

Масеевская мульда (см. рис. 15). Это сложно построенная, ориентированная в северо-западном направлении синформная структура. Ее ширина 7,5-8 км, длина 14-15 км. Разрез снизу вверх следующий: 1) диабазы, спилиты, кремни ( $S$ , пластина 4), 2) рассланцованные кремневые гравелиты, кремни и туффиты ( $S$ , пластина 5), 3) туффиты, туфоаргиллиты ( $O_2-S_1$ ), кремни ( $S_{1-2}$ , пластина 6), 4) диабазы, туфоаргиллиты, туффиты ( $O_2-S_1$ ), диабазы, кремни ( $S$ , пластина 7), 5) рассланцованные кремневые гравелиты, кремни и туффиты ( $S_{1-2}?$ , пластина 8).

Мульда представляет собой несколько асимметричную складку с относительно широким юго-западным и более узким северо-восточным крыльями. В пределах юго-западного крыла пластины наклонены приблизительно под углом  $30-60^\circ$ , северо-восточного - под углом  $50-70^\circ$ .

Внутренняя структура пластин разнообразна. Так, например, вулканогенно-осадочные отложения (пластины 4 и 7) дислоцированы относительно слабо, залегая субпараллельно плоскостям сместителей, их ограничивающих. Рассланцованные породы херсонковской свиты (пластины 5 и 8) также часто залегают параллельно сместителям. Однако местами они смяты в мелкие, опрокинутые к юго-западу складки, дисгармоничные по отношению к подошве пластин.

Наиболее сложно смяты фганыты (пластина 6), образующие систему крупных, опрокинутых к западу, вторично деформированных пологих складок. Условия обнаженности позволяют наблюдать эти складки в районе Старой Объездной балки (правый приток нижнего течения р. Губерля). Здесь, в 1,5 км западнее дер. Казачья Губерля, в скальных обрывах обнажаются отложения губерлинской свиты ( $O_2-S_1$ ), которые слагают ядро крутой, опрокинутой к западу антиклинали. Вдоль восточного крыла переход от туфогенных пород губерлинской свиты к силурийским кремням постепенный. Вдоль западного он повсеместно сорван. Кремни дисгармонично дислоцированы по отношению к туфам, образуя серию сжатых ошладок. Вдоль восточного борта балки Старая Объездная их осевые поверхности залегают почти горизонтально (наклон к востоку или северо-востоку под углом  $5-15^\circ$ ). По направлению к западу падение осевых поверхностей становится круче, достигая  $50-70^\circ$ . Характерно, что аналогично меняется наклон плоскости сместителя, разделяющего кремни (пластина 6) и диабазы (пластина 7). Следовательно, можно предположить, что первоначально складки в силурийских кремнях были приблизительно горизонтальны и лишь позднее в результате смятия пакета пластин были вторично деформированы.

Серпентиниты в пределах Масеевской мульды распространены сравнительно нешироко. Они приурочены почти исключительно к контактам различных покровов, где образуют либо узкие (до 300 м) вытянутые полосы, либо отдельные линзы. Пластовая межпокровная форма этих тел не вызывает сомнений. Наиболее четко такой пласт прослеживается по контакту пластин 4 и 5, а также - 5 и 6. Вдоль северной центриклинали мульды указанные полосы смыкаются с крупными телами полимиктового серпентинитового меланжа, располагающимися уже в пределах Чебаклинской антиклинальной зоны.

Чебаклинская антиклинальная зона. Она представляет собой серию куполовидных структур, в пределах которых обнажаются преимущественно туфогенные породы губерлинской свиты ( $O_2 - S_1$ ), кое-где перекрытые сакмарскими кремнями ( $S_{1-2}$ ). Это пластина 3. Диабазы пластины 4 выполняют узкие синклинали, разделяющие такие купола. В структурном отношении купола - изометричные складки, иногда несколько вытянутые, различно ориентированные, с наклоном слоев на крыльях, равным  $30-60^\circ$ . В пределах широких плоских сводов слои залегают очень полого.

Отмеченная система нарушений может рассматриваться в составе юго-западного крыла Уралтауского антиклинория. Отложения пластины 3 по направлению к северо-востоку сменяются песчаниками кидрясовской свиты ( $O_{1t}$ ), от которых отделены полосой серпентинитового меланжа. Нижнеордовикские отложения образуют пластину 2. Они облекают по периферии выходы докембрийских образований Уралтау.

Серпентинитовый меланж пользуется очень широким распространением в пределах Чебаклинской антиклинальной зоны, образуя крупные неправильной формы тела. По нашему мнению, указанный меланж (Чебаклинский) возник за счет дробления и протрузионного выжимания серпентинитов пластины 1, располагавшейся в подошве покровного пакета.

Породы пластин 1-3 облекают в рассматриваемом районе периклинальное окончание Уралтауского антиклинория, на территории которого обнажаются автохтонные серии. На южном продолжении антиклинория расположена вторая крупная антиклинальная структура (Эбетинская), где также вскрыт автохтон. Они разделены структурной седловиной, выполненной аллохтонными массами сакмарского типа. Наиболее широко здесь распространены породы габбро-гипербазитового комплекса (Хабарнинский массив). Именно в пределах отмеченной седловины наблюдается непрерывный переход аллохтона Сакмарской зоны (на западе) и толщ Сакмаро-Вознесенской зоны (на востоке). Последняя, по видимому, может рассматриваться как корневая.

В структурном отношении отмеченная седловина представляет собой систему лежащих, обращенных к западу складок, в которые смят покровный пакет.

**Губерлинская синклираль.** Она расположена восточнее долины р. Чебаклы. В пределах нижнего крыла обнажаются диабазы (S, пластина 4), кремни (S<sub>1-2</sub>, пластина 6), диабазы (S, пластина 7), верхнего — только диабазы (пластина 4). Пластины 6 и 7 здесь срезаны. Ядро синклинали выполнено рассланцеванными отложениями херсонковской свиты (S<sub>1-2</sub>?, пластина 8). Синклираль ограничивает южное окончание Чебаклинской антиклинальной зоны (см. рис. 15). Возможно, что пластины, вскрытые в пределах Масеевской мульды, являются частью деформированного лежачего крыла Губерлинской синклинали, обособившегося в результате роста Чебаклинских куполов (смятие осевой поверхности лежачей складки).

Детали строения синклинали лучше всего видны по левобережью Губерли (непосредственно к югу от дер. Казачья Губерля). Здесь расположен замок складки. Слои в пределах всячего крыла падают к востоку под углом 30–40°, лежачего — также к востоку или юго-востоку под углом 40–45°. Характерно, что наклон осевой поверхности синклинали и пластин вдоль восточного крыла Чебаклинской антиклинали совпадает. Это указывает на то, что относительно крутое (40–45°) падение осевой поверхности синклинали связано с ее вторичным изгибом.

**Хабарнинская антиклиналь.** Структурно она залегает выше Губерлинской синклинали. В плане это меридионально вытянутое, каплевидное тело, обращенное своей суженной частью к югу. При длине в 30 км его максимальная ширина равна 15 км.

Уже говорилось, что наиболее хорошо сохранилось лежачее крыло антиклинали, характеризующееся перевернутым разрезом габбро-гипербазитового комплекса (см. рис. 16). В Чебаклинском районе лежачее крыло антиклинали выполняет широкую мульдообразную складку. Повсеместно отложения ордовика и силура (пластины 3 и 4) падают под амфиболиты, габбро и гипербазиты, обнажаясь в восточной части массива в ядре куполовидной складки.

Шарнир Хабарнинской антиклинали погружается к югу, вследствие чего здесь местами наблюдается ее всячее крыло и замок (Ильинская и др., 1972).

Характеризуя структуру Чебаклинского района в целом, отметим, что она представляет собой систему разнообразных анти- и синформных нарушений, возникших в результате смятия пакета покровных пластин. В западной части преобладают сравнительно напряженные, линейно вытянутые складки. Это Киндерлинская и Сухореченская антиклинальные зоны и разделяющая их Ижбаулганская синклираль. В структурном отношении они соответствуют Алимбетовской антиклинали Медесского района. Восточнее расположены брахиформные дислокации Масеевской мульды и серия Чебаклинских куполов. Эти структуры соответствуют Сугралинской мульде и Тереклинской антиклинали Медесского района. Еще восточнее появляются крупные лежачие складки: Губерлинская синклираль и Хабарнинская антиклиналь.

Отличительной особенностью всех перечисленных нарушений является конформное смятие покровных пластин. Это указывает на то, что смятие покровов произошло после того, как сформировался весь пакет пластин.

#### КУВАНДЫК-МЕДНОГОРСКИЙ РАЙОН

Район охватывает территорию бассейна рек Сакмары, Курагана и Блявы в районе городов Медногорск и Кувандык.

Здесь выделяются следующие покровы (снизу вверх):

1. Аргиллиты (часто с примесью туфогенного материала), песчаники (O<sub>1</sub> ar<sub>2</sub> — S<sub>1</sub> ln<sub>1</sub> — кураганская свита) и фтаниты (S<sub>1-2</sub> — сакмарская свита).
2. Аргиллиты, песчаники (O<sub>1</sub> ar<sub>2</sub> — O<sub>2</sub> — кураганская свита), туффиты, туфы, туфоаргиллиты (O<sub>2</sub> — S<sub>1</sub> ln<sub>1</sub> — губерлинская свита), фтаниты (S<sub>1-2</sub> — сакмарская свита) или фтаниты, кремневые гравелиты, песчаники, туфоаргиллиты, туффиты

( $S_{1-2}$  - херсонковская свита). По направлению к востоку нижние горизонты херсонковской свиты замешаются вулканогенной толщей ( $S_1ln_2$  - блявинская свита).

3. Диабазы, спилиты, фтаниты ( $S_1ln_{2-3}$  - блявинская свита), туфы и лавы андезитов, андезито-базальтов и липаритов ( $D_{1-2}$  - верхнеутягуловская свита).

Неоавтохтонными образованиями в рассматриваемом районе являются экструживные тела кварцевых альбитофиров, возраст которых определяется как среднедевонский, скорее всего живетский.

Рассмотренный покровный пакет (Медногорский) залегает на различных структурных элементах. На севере он перекрывает отложения зилаирской свиты ( $D_3fm-C_{1t}$ ), являющиеся субавтохтонными по отношению к Сакмарской зоне, на юге - разные покровы Чебаклинского района. По своему строению пластина 1 не имеет аналогов ни в Медеском, ни в Чебаклинском районах, пластина 2 - соответствует пластинам 6 и 8, пластина 3 - пластине 7 Чебаклинского района. Как будет показано позднее, структурное обособление Медногорского пакета пластин произошло в результате дополнительного смещения к западу верхних покровных элементов Чебаклинского района.

Структурные соотношения пластин Кувандык-Медногорского и Чебаклинского районов наиболее четко видны в верховьях р. Киндерли. Первые образуют здесь наклоненную к северу моноклинали, осложненную относительно небольшими куполами. Наоборот, вторые смяты в крутые, сжатые, субмеридиональные линейные складки, погружающиеся под отмеченную моноклинали. Слагающие их породы обнажаются в ядрах куполов, которые, таким образом, могут рассматриваться как тектонические окна.

Один из таких куполов расположен в районе дер. Беркут (рис. 18). В его ядре вскрыты песчаники ( $Сп_3-O_{1t}$ , пластина 2), диабазы, спилиты, фтаниты ( $S_{1-2}$ , пластина 4), входящие в систему Чебаклинских покровов. Во фтанитах пластины 4 собраны остатки граптолитов: *Monograptus* sp. ( $S_1$ ).

Выше, слагаая крылья купола, залегают аргиллиты, песчаники ( $O_{1-3}$ ), постепенно переходящие в однообразную толщу фтанитов, содержащих остатки граптолитов: *Climacograptus* sp., *Rastrites* sp., *Monograptus* sp. ( $S_1ln$ ). Это пластина 1 Медногорского пакета покровов.

Соотношение пластин 1 и 2 (Медногорский пакет) видно также в верховьях Киндерли, в пределах указанной моноклинали. Слои здесь полого ( $20-45^\circ$ ) падают на север, вследствие чего в обрывах реки можно наблюдать, как выше силурийских кремней (пластина 1) залегают красные аргиллиты и песчаники ( $O_{1-2}$ ), постепенно переходящие вверх по разрезу в туфо-песчаники и туфоаргиллиты ( $O_{2-3}$ ) (см. рис. 18). Последние сменяются кремнистыми туффитами ( $O_3 - S_1$ ), которые в более северных участках перекрываются фтанитами, содержащими обильные остатки граптолитов ( $S_1ln_2-S_2$ ).

Кроме того, вдоль западной окраины района расположена серия небольших куполовидных антиклиналей, в ядрах которых обнажаются аргиллиты ( $O_{1-3}$ ) и фтаниты ( $S_{1-2}$ ), на крыльях - туффиты, туфоаргиллиты ( $O_2 - S_1$ ) и фтаниты ( $S_{1-2}$ ). Первые относятся к нижней, вторые - к средней пластинам Медногорского покровного пакета. Одна из таких антиклиналей (Новокурская) расположена по правобережью Сакмары к северу от Кувандыка (рис. 19). Другая (Молдуканская) в нескольких километрах южнее, у слияния Сакмары и Курагана.

Фтаниты нижней пластины содержат остатки граптолитов - *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Monograptus becki* Lapw., *M. ex gr. priodon* (Bronn.), *Monoclimacis* sp., *Cyrtograptus* sp. ( $S_1ln_3 - W_1$ ), верхней - многочисленные остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери (Кропачев, 1970). Таким образом, покровное соотношение пластин 1 и 2 определяется налеганием на фтаниты верхнего ландовери - венлока ордовикских отложений, постепенно переходящих вверх по разрезу во фтаниты среднего ландовери.

Покровная природа пластины 3 наиболее четко устанавливается в бассейне рек Блявы и Херсонки (рис. 20, Б). Диабазы, спилиты и фтаниты блявинской

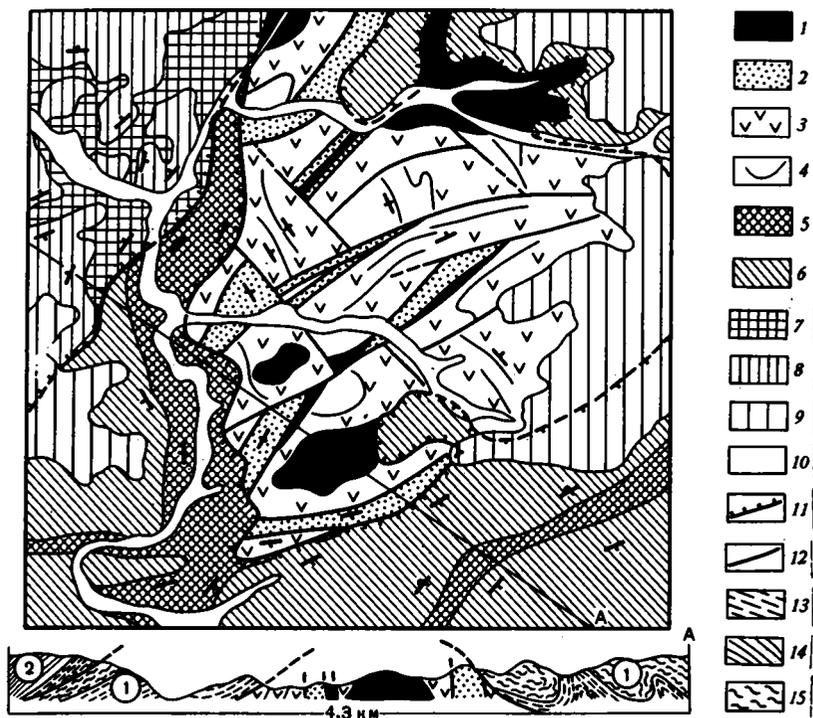


Рис. 18. Геологическая карта Беркутовского купола (антиформы)

Обозначения на карте. Чебаклинская система пластов: 1 - серпентиниты; 2 - песчаники кидрясовской свиты ( $O_1t$ ); 3 - диабазы, спилиты сугралинской свиты ( $S_1$ ); 4 - маркирующие горизонты фтанитов в лавах. Медногорская система пластов: 5 - песчаники, аргиллиты кураганской свиты ( $O_1-S_1$ ); 6 - фтаниты, сакмарская свита ( $S_{1-2}$ , нижняя пластина); 7 - песчаники, аргиллиты кураганской свиты ( $O_{2-3}$ ); 8 - туфогенные породы губерлинской свиты ( $O_2-S_1$ , средняя пластина); 9 - мезо-кайнозойские и 10 - четвертичные отложения; 11 - надвиги; 12 - сбросы

Остальные обозначения на профле. 13 - песчаники, аргиллиты кураганской свиты ( $O_{1-3}$ ); 14 - туфогенные породы губерлинской свиты ( $O_2-S_1$ ); 15 - фтаниты сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ )

Цифры на профиле - номера пластов

свиты, содержащие остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери, залегают здесь на кремневых гравелитах и брекчиях, переслаивающихся с туфитами и фтанитами. И во фтанитах, и в обломках брекчий собраны остатки граптолитов *Pseudoplegmograptus* sp., *Monograptus* sp. ( $S_1ln_3$ ); *Saetograptus* ex gr. *chimera* (Barr.), *Pristiograptus* sp., *Monograptus* sp. ( $S_2ld$ ).

В структурном отношении Кувандык-Медногорский район представляет собой обширную синклинали (синформу), для которой предлагается название Кураганской. Она возникла в результате изгиба рассмотренного пакета пластов и отличается относительно простым строением, нарушаемым лишь в участках развития серпентинитового меланжа. Кураганская синклинали в плане обладает овальной, вытянутой в меридиональном направлении формой. При длине 40 км ее ширина достигает 25 км. Четко выражены южная центриклинали, западное и восточное крылья. На севере синклинали ограничена Акталской системой поперечных крутых разломов (Кропачев, 1970). По этим разломам аллохтонные массы Кувандык-Медногорского района сброшены относительно сходных образований Абишевского района.

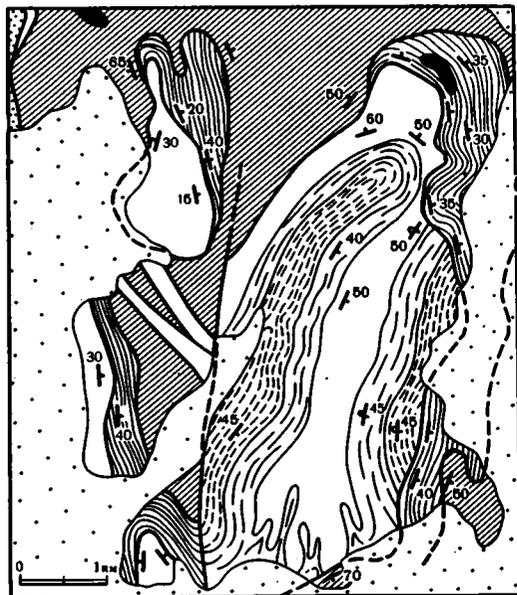
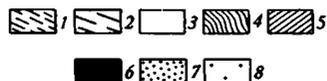


Рис. 19. Геологическая карта Новокурсского купола (антиформы)

1-3 - пластина 1: 1 - аргиллиты, песчаники нижней подсвиты кураганской свиты ( $O_{1-2}$ ); 2 - туфосилиты верхней подсвиты кураганской свиты ( $O_2-S_1$ ), 3 - фтаниты сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ); 4 - пластина 2 (туфоаргиллиты, туффиты и туфы губерлинской свиты -  $O_2-S_1$ ); 5 - пластина 3 (диабазы, спилиты, фтаниты блявинской свиты -  $S_1ln_2$ ); 6 - серпентиниты; 7 - граувакки зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1$ ); 8 - четвертичные отложения



Наиболее просто построена южная центриклиналь. Как уже отмечалось, в ее пределах пластины полого погружаются к северу. Лишь на крайнем юге по контакту с Чебаклинскими покровами пластина 1 смята в широтные дисгармоничные складки. Резко преобладают нарушения, опрокинутые или наклоненные к северу, хотя местами наблюдается и обратное падение осевых плоскостей. Сжатые структуры шире представлены в восточной части центриклинали. По направлению к западу морфология широтных складок упрощается. Они переходят в крупные плоские симметричные нарушения, и, наконец, исчезают вовсе. Обращает на себя внимание, что широтные складки строго повторяют очертания центриклинали, опрокидываясь к северу, т.е. в сторону ядра синформы. В то же время местами видно, что в пределах этих структур происходит переработка более древних дислокаций. Так, например, на водоразделе Киндерли и Елшанки расположена лежачая, обращенная к западу, меридиональная антиклиналь, ядро которой образовано песчаниками и сланцами ( $O_{1-3}$ ), крылья - фтанитами ( $S_{1-2}$ ). Складка близка к изоклиальной, ее видимая амплитуда равна 1,5 км. Лежачее и висячее крылья притиснуты. Однако прекрасно сохранился замок. Осевая плоскость под углом  $40-50^\circ$  падает к северу, согласно с общим наклоном пластины. Висячее крыло смято в серию широтных, небольшой амплитуды, опрокинутых к северу складок. Приведенный пример свидетельствует о том, что широтные нарушения возникли одновременно с формированием Кураганской синклинали. Возможно, что их появление обусловлено гравитационным оползанием масс в процессе проседания ядра синклинали. Характерно, что они развиты только в пределах верхней части центриклинали, быстро исчезая по направлению к ядру.

Восточное и западное крылья Кураганской синклинали построены сложнее. Здесь установлены морфологически разнообразные дислокации, ориентированные в северо-западном направлении. Вслед за С.М. Кропачевым (1970) структуры западного крыла рассматриваются нами под названием Сакмаро-Кидрясовской, восточного - Чураевской антиклинальных зон.

Сакмаро-Кидрясовская антиклинальная зона. В верховьях р. Письмянки шаг за шагом можно проследить, как падающие в пределах южной центриклинали к северу пластины меняют широтное простирание на северо-западное или субмеридиональное. На водоразделе Киндерли и Курагана пластины 1 и 2 наклонены уже к востоку под углом  $40-50^\circ$ . Характерно, что падение слоистости толщ, слагающих пластины, совпадает с наклоном плоскостей сместителей. Покровы

образуют простую, погружающуюся к востоку моноклираль, в пределах которой лишь местами появляются широкие, очень плоские, осложняющие складки.

Такое строение западное крыло Кураганской синклинали имеет вплоть до широты коленообразного изгиба русла Курагана. Далее к северу структура резко меняется. Моноклираль по простиранию замещается серией напряженных складок. Зеркало складчатости погружается к востоку, в сторону ядра синклинали. Преобладают асимметричные, опрокинутые к западу или юго-западу нарушения, осложненные продольными и поперечными разрывами. Вся зона насыщена телами серпентинитового меланжа, габбро-диабазов и плагиигранитов. Выделяются две антиклинальные структуры. Западная представляет собой цепочку рассмотренных выше куполов (Новокурский, Молдуканский и др.). В их ядрах вскрыты отложения пластины 1, на крыльях – пластины 2. Отмеченные купола вытянуты согласно с общим простиранием зоны. Они, как правило, наклонены к западу или юго-западу. Падения пластин на крыльях достигают  $40-70^\circ$ . Однако периклинали построены просто, а наклоны слоев здесь не превышают  $25-35^\circ$ .

Вулканические породы пластины 3 появляются в двух местах. На севере, в окрестностях деревень Бескужа и Новосакмарский, они слагают северную периклираль и западное крыло Новокурского купола, где срезают отложения пластины 2 (см. рис. 19). На юге диабазы и спилиты образуют горный массив в излучине Курагана (западнее дер. Псянчино). На характеристике строения этого массива мы остановимся подробнее, так как он имеет ключевое значение для понимания региональной структуры Сакмарской зоны.

В своей северной части массив имеет стандартное строение (рис. 21А). Здесь расположен Молдуканский купол. Его ядро сложено фтанитами ( $S_{1-2}$ ) пластины 1, северное крыло и западная периклираль – туфогенными породами ( $O_2-S_1$ ), пластины 2, восточная периклираль и южное крыло – диабазами ( $S_1$ ) пластины 3. Структурно выше лав залегает толща характерных кремневых и полимиктовых брекчий, переслаивающихся с туфоаргиллитами, туффитами и фтанитами. В последних, а также в обломках кремней брекчий нами собраны остатки

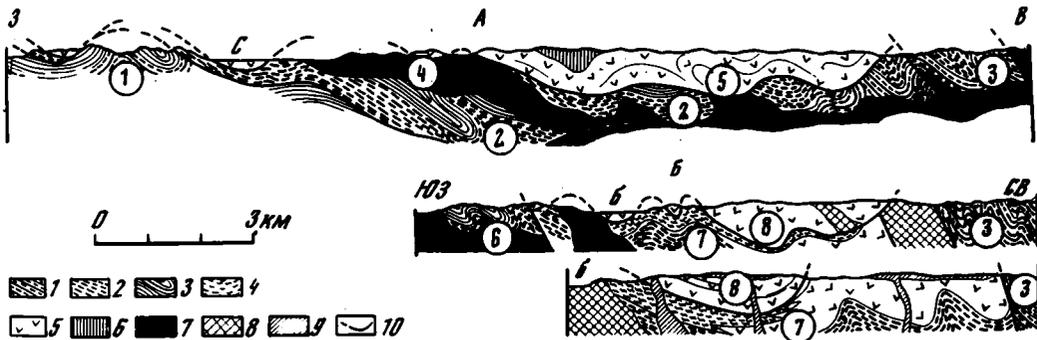


Рис. 20. Геологические профили через Утягуловскую (А) и Блявинскую (Б) мульды (синформы)

1 – песчаники, аргиллиты кураганской свиты ( $O_{1-2}$ ); 2 – туфогенные породы губерлинской свиты ( $O_2-S_1$ ); 3 – фтаниты сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ); 4 – кремневые брекчий, туффиты и фтаниты херсонковской свиты ( $S_{1-2}$ ; возможно, включает отложения D); 5 – диабазы блявинской свиты ( $S_{1ln}$ ); 6 – андезиты и дациты ( $D_{1-2}$ ); 7 – серпентинитовый меланж; 8 – габбро-диабазы; 9 – кварцевые альбитофиры; 10 – разломы

Цифры на профилях: 1 – выходы пластины 1 в ядре Новокурского купола, 2 – пластина 2 в пределах Утягуловской мульды, 3 – то же, в Чураевской антиклинальной зоне, 4 – Кувандыкский меланж, 5 – пластина 3 в Утягуловской мульде, 6 – Медногорская антиклиналь, 7 – пластина 2 в Блявинской мульде, 8 – пластина 3 в Блявинской мульде

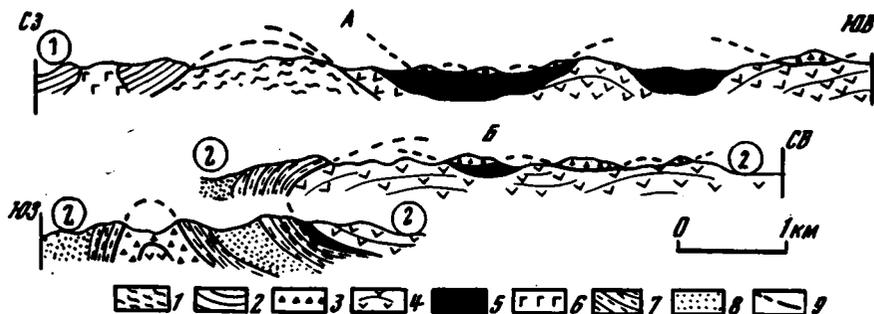


Рис. 21. Геологические профили через горный массив в излучине Курагана в районе деревень Псянчино (А) и Сарбаево (В).

1 - фтаниты ( $S_{1-2}$ , пластина 1); 2 - туфогенные породы ( $O_2-S_1$ , пластина 2); 3 - фтаниты, брекчии ( $S_{1-2}$ , пластина 2); 4 - диабазы ( $S_{1ln}$ , пластина 3); 5 - серпентиниты; 6 - габбро-диабазы; 7 - кремни ( $D_{3fr}$ ); 8 - песчаники, аргиллиты ( $D_{3fm}-C_1$ ); 9 - разломы

грантолитов ландовери и лудлова. Это херсонковская свита. Обычно к контакту лав и брекчий приурочен мощный, вторично интенсивно деформированный пласт серпентинитового меланжа, вследствие чего структурное соотношение лав и брекчий видно далеко на всегда. Наиболее отчетливо оно в южной части массива, где брекчии образуют эрозионные, очень пологие нащепки, залегающие на лавах (см. рис. 21, А).

Следует сказать, что в нескольких километрах восточнее (правобережье нижнего течения Блявы) соотношения как раз обратные. Здесь лавы выполняют ядро Блявинской мульды, тектонически залегая на брекчиях (см. рис. 20, В), относимых к пластине 2. Лавы выделяются как верхняя третья пластина.

Появление выше них еще одной силурийской толщи кажется удивительным. В рассматриваемом массиве, в западной его части, франские кремни, постепенно переходящие вверх по разрезу в фаменско-нижнекамменноугольные песчаники зилайрской свиты, залегают на силурийских лавах (контакт тектонический), падая к юго-западу под углом  $50-60^\circ$ . По направлению к востоку слои становятся на голову, а затем наклонены к северо-востоку ( $45-50^\circ$ ). Франские кремни здесь уже погружаются под силурийские лавы, очерчивая фронтальный лоб лежачей складки (см. рис. 21, В), который прекрасно виден к северу от автомобильной дороги Кувандык-Медногорск. Таким образом очевидно, что херсонковские брекчии, залегающие выше и ниже лав, относятся к разным крыльям лежачей складки, а наблюдаемая нами последовательность пластин 1, 2, и 3 характерна для ее лежачего крыла. Всячье крыло и замок почти повсеместно размыты, сохранившись только в рассмотренном нами участке.

Восточнее западной антиклинали расположена Псянчинская синклинали. Это сжатое, опрокинутое к западу нарушение, ядро которого выполнено сакмарскими кремнями пластины 2. Далее к востоку находится Медногорская (восточная) антиклиналь. Это также сжатая, опрокинутая к западу складка. Ее ядро сложено породами губерлинской ( $O_2-S_1$ ), а крылья - сакмарской ( $S_{1-2}$ ) свит (пластина 2). Рассматриваемая складка буквально насыщена телами серпентинитового меланжа. Преобладают узкие, вытянутые согласно с общим простиранием структуры тела, приуроченные к продольным разрывам. Местами они сливаются, образуя относительно крупные изометричные в плане массивы.

По направлению к северу все отмеченные складки затухают, сменяясь по простиранию обширной, погружающейся к востоку моноклиналию. Указанная моноклинали (Шайтангауская) сложена фтанитами сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ , пластина 1) и перекрывающими их лавами блявинской свиты (S, пластина 3). Слои в ее пределах полого ( $20-50^\circ$ ) падают к востоку. Они смяты в мелкие опрокинутые к западу складки.

Чураевская антиклинальная зона. Восточное крыло Кураганской синклинали построено сложней. Пластины смяты здесь в серию сжатых, морфологически разнообразных, вытянутых в северо-западном направлении складок. Преобладают опрокинутые к юго-западу или прямые нарушения, осложненные многочисленными продольными взбросами. Несмотря на линейность и сжатость дислокаций, характерна частая и резкая ундуляция шарниров. В ядрах антиклиналей обнажаются породы второй, синклиналей - третьей пластин. Зеркало складчатости погружается к западу, вследствие чего в этом направлении на все более широких площадях появляются силурийские лавы (пластина 3). Наоборот, вдоль восточного края Сакмарской зоны (верховья рек Курагана, Казанки и Иммели) в ядрах антиклиналей из-под ордовик-силурийских отложений вскрыты песчаники и сланцы зилаирской свиты ( $D_3fm - C_1t$ ), подстилающие Сакмарский аллохтон.

К полосе складок восточного крыла Кураганской синклинали приурочены тела серпентинитов. На юге это узкие (до 100 м), длиной до нескольких километров, вскрытые вдоль разломов тела, ориентированные в целом согласно с простираемием складок. По направлению к северу количество серпентинитов увеличивается. Они образуют неправильные, часто дискордантные массивы. Линейность структуры здесь нарушается. Появляются куполовидные дислокации. Местами структура принимает вид типично полимиктового меланжа.

Блявинская и Утягуловская мульды. Центральная часть Курганской синклинали в структурном отношении представляет собой систему двух обширных мульд, разделенных поперечным антиклинальным перегибом. Южная мульда (Блявинская) меньше по размеру (диаметр 8-9 км). В плане она имеет почти идеально круглую форму. Ее крылья сложены отложениями херсонковской свиты ( $S_{1-2}$ , пластина 2), падающими к центру структуры под углом 20-60°. Ядро складки выполнено диабазами, спилитами, андезито-базальтами, туфами, содержащими прослой фтанитов (пластина 3). В последних собраны остатки граптолитов среднего и верхнего ландовери (Кропачев, 1970). Судя по положению маркирующих горизонтов, лавы дислоцированы в целом согласно с плоскостью сместителя, ограничивающей пластину 3 снизу, а также с напластованием отложений пластины 2. Контакт обеих пластин намечается достаточно четко по налеганию темно-бурых лав ( $S_1$ ) на обеленные кремневые брекчии ( $S_2$ ). Впервые такие структурные соотношения были описаны С.М. Кропачевым (1970), выделившим здесь Заречинский надвиг. Лишь в двух местах плоскость надвига не вскрыта. На юго-востоке (устье р. Херсонки) она перекрыта кварцевыми альбитофирами ( $D_2$ ), на северо-востоке - мезо-кайнозойскими отложениями.

Северная мульда (Утягуловская) построена сходно с Блявинской (см. рис. 20, А). Она крупней (диаметр до 15 км), имеет в плане неправильную форму. Силурийские и девонские (?) лавы, слагающие ее ядро, в северо-восточной части залегают на фтанитах ( $S_{1-2}$ , пластина 1), в других местах - главным образом на туфогенных породах ( $O_2 - S_1$ ), реже на кремнях и брекчиях ( $S_{1-2}$ , пластина 2). В отличие от Блявинской, представляющей собой простую блюдцеобразную складку, Утягуловская мульда обладает более сложной структурой. Отложения здесь смяты в складки двух типов. Преобладают нарушения северо-западного простираения. Обычно это вытянутые, но с резко ундулирующими шарнирами дислокации. На окончаниях это прямые складки, в центральных частях, однако, слои опрокинуты к юго-западу. Иногда в этом случае структуры становятся изоклинальными. Кроме того, присутствуют широтные или вытянутые в северо-восточном направлении, открытые, прямые или наклоненные к северу, с плавными изгибами слоев в замках, широкие складки. Такие поперечные структуры иногда имеют сквозной характер, прослеживаясь в пределы Чураевской антиклинальной зоны. По-видимому, поперечные нарушения являются дислокациями более поздней генерации по сравнению с имеющими северо-восточную ориентировку.

Уже говорилось, что в пределах Кураганской синклинали (синформы) широко распространены тела серпентинитового меланжа. На площади, однако, они распределены крайне неравномерно. Обращает внимание, что серпентиниты полностью отсутствуют в пределах полей выходов отложений пластины 1. Сравнительно

редко они встречаются среди лав пластины 3. Здесь серпентиниты образуют узкие тела вдоль разломов. Подавляющая масса серпентинитов приурочена к участкам выхода на поверхность отложений, слагающих пластину 2. В морфологическом отношении выделяются тела следующих типов.

1. Узкие серпентинитовые полосы вдоль разломов, как правило, ориентированные согласно со структурой вмещающих пород. Их ширина часто не превышает первых десятков метров. Такие тела образованы рассланцованными серпентинитами. Сланцеватость в целом параллельна простирации разрывов.

2. Вытянутые согласно со складчатой структурой тела полимиктового серпентинитового меланжа. Они либо приурочены к ядрам антиклиналей, либо образуют дискордантные рвущие тела. Оба отмеченных типа серпентинитовых массивов встречаются в пределах Сакмаро-Кидрясовской и Чураевской антиклинальных зон. Иногда они сливаются, образуя в плане неправильной формы более или менее изометричные тела.

3. Крупные неправильной формы тела, расположенные на стыке второй и третьей пластин. Они сложены полимиктовым серпентинитовым меланжем, состоящим из глыб пород габбро-гипербазитового комплекса, вулканогенно-осадочной серии, а также экзотических глыб (кембрийские известняки, кристаллические сланцы). По своему строению меланж массивов второго и третьего типов идентичен.

Лучшим примером подобного рода образований является Кувандыкский меланж, расположенный по правобережью р. Сакмары в районе дер. Бикташево.

Отмеченное пространственное расположение серпентинитов скорее говорит о первичной пластовой структуре меланжа. Серпентинитовая масса располагалась между пластинами 1 и 2. При деформации покровного пакета она перераспределялась, образуя протрузивные купола различной формы и размера. В процессе роста протрузий серпентиниты в первую очередь насыщали пластину 2 и лишь сравнительно редко прорывались на более высокие структурные уровни. Внедряясь, серпентиниты приспосаблились к форме складчатых и разрывных нарушений (преобладание вытянутых, согласно ориентированных тел). Лишь сравнительно редко здесь появляются изометричные купола.

#### АБИШЕВСКИЙ РАЙОН

Район расположен в пределах южной части Башкирской АССР. Охватывает территорию бассейна рек Сакмары и Вазям. На обширной площади его вскрыты почти исключительно алевролиты и песчаники кураганской свиты ( $O_1-S_1$ ), постепенно вверх по разрезу переходящих во фтаниты сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ). Возможно, что верхние горизонты фтанитовой толщи уже являются нижнедевонскими. Отмеченные отложения залегают на песчано-сланцевой толще зилаирской свиты ( $D_3fm - C_1t$ ) (Казанцева, Камалетдинов, 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1970). Лишь на крайнем севере района они подстилаются серпентинитовым меланжем, вскрытым в ядре обширного Шайтанского купола, представляющего собой правильную, округлую в плане, протрузивную структуру.

По сравнению с другими районами Сакмарской зоны Абишевский построен наиболее просто. Это обширная, ориентированная в северо-западном направлении синклиналь, в пределах которой нет серпентинитов (за исключением отмеченного случая). Мощная, хорошо стратифицированная толща ордовика и силура, отсутствие перекрывающих пластин и прекрасная обнаженность (в том числе и вертикальная) создают благоприятные условия для изучения внутренней структуры пластины. В этом смысле указанный район является эталонным.

Существуют работы, утверждающие, что северная часть Сакмарской зоны представляет собой систему покровных блоков. Так, например, М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев и Т.Т. Казанцева (1970) выделяют до семи таких блоков. Они сложены разнофациальными отложениями силура: флишoidalными, кремнистыми и вулканогенными. Наши данные не вполне подтверждают эту точку зрения, хотя нельзя отрицать присутствия в рассматриваемой аллохтон-

ной массе частных тектонических пластин. Так, например, "флишoidные" отложения не слагают обособленные покровы, а связаны с кремнями фашиальными переходами. Поэтому в пределах Абишевского района нами выделяются лишь два аллохтонных элемента. Нижний представлен вулканогенно-осадочными отложениями (S), интенсивно меланжированными в связи с внедрением серпентинитов. Он обнажается в пределах Шайтанского купола и соответствует Узалинскому блоку М.А.Камалетдинова. По нашему мнению, нижний элемент сопоставим с пластиной 4 Чебаклинского района. Отложения верхнего покрова слагают подавляющую часть бассейна р. Сакмары на отрезке от устья Зилаира, на севере, до дер. Малое Абишево, на юге. В структурном отношении он соответствует пластине 1 Кувандык-Медногорского района.

Подробнее остановимся на характеристике строения верхней пластины. Абишевский район представляет собой крупную синклиналиную структуру, выделяемую под названием Сакмарской. По существу это несколько обособленное северное продолжение Кураганской синклинали, значительно приподнятое по Акталской системе поперечных разломов. Ширина синклинали равна приблизительно 10 км. Ее западное крыло - очень пологая, погружающаяся к востоку моноклинали, являющаяся прямым структурным продолжением Шайтантауской моноклинали. Восточное крыло построено сложнее. Оно круто падает к западу, местами запрокинуто.

Восточнее Сакмарской синклинали расположена Абишевская антиклинали, соответствующая Чураевской антиклиналиной зоне Кувандык-Медногорского района.

Сакмарская синклинали выполнена в основном силурийскими отложениями. В пределах Абишевской антиклинали обнажаются песчаники и аргиллиты ордовика. Кроме того, в отдельных участках здесь из-под ордовика вскрыты песчаники зилаирской свиты верхнего девона (субавтохтон).

Структура западного крыла Сакмарской синклинали лучше всего обнажена вдоль левого борта р. Вазям, пересекающей ее приблизительно вкост простирания. Силурийские фтаниты и кремневые песчаники полого погружаются к востоку. На западе (хр. Дзэю-Тюбе) слои падают к востоку под углом 40-60°. Последовательность стратиграфических горизонтов нормальная. Местами толща смята в простые субмеридиональные складки, вследствие чего из-под силурийских отложений появляются ордовикские.

По направлению к востоку (бассейн Вазяма) наклон слоев выглаживается до 5-30°. На значительных площадях слои лежат почти горизонтально. Мелкие осложняющие субмеридиональные складки встречаются здесь крайне редко, группируясь в узкие (не шире 1-2 км), морфологически резко выраженные зоны. Однако такая простота структуры, по-видимому, является кажущейся. Так, например, в районе дер. Русский Вазям расположено изометричный выход красных песчаников, относившихся на основании внешнего вида и положения ниже силурийских фтанитов к кураганской свите ордовика. Недавно из образцов песчаника (в том числе из кернa скважины с глубины 122-350 м) был выделен богатый комплекс верхнефаменских спор (Камалетдинов и др., 1968). Таким образом, указанные терригенные отложения являются фашиальной разновидностью пород зилаирской свиты. Как показали структурное картирование и бурение (Камалетдинов, 1972), верхнедевонские песчаники образуют тектоническую пластину мощностью свыше 350 м. Она полого погружается к востоку, залегая между силурийскими кремнями. Не исключено, что такие же пластины имеются здесь и в силурийской толще.

По направлению к востоку, при приближении к долине Сакмары, структура меняется. Вместо полого залегающей толщи (либо системы пластин) появляется серия напряженных складок, построенных в целом однотипно. Это опрокинутые к западу, вплоть до лежачих, обычно небольшой амплитуды (до 1 км) складки, осложненные продольными надвигами. Серия таких дислокаций обнажена в обрывах приустьевой части русла р. Вазям (у дер. Башкирский Вазям). В морфологическом отношении это сплюснутые, лежачие, обращенные к западу складки, образованные черными фтанитами, переслоенными красными аргилли-



Рис. 22. Лежачие складки в кремнях сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ).  
Левобережье низовьев р. Вазям

тами. Рассматриваемые нарушения обладают килевидными замками (рис. 22). Их осевые поверхности залегают горизонтально, а крылья смяты в мелкие осложняющие складки. Часто появляются изоклинные нарушения. Перевернутые и нормальные крылья настолько притерты, что создается впечатление единой серии осадков. Лишь на основании тщательного отбора граптолитов удается установить нормальную и перевернутую последовательность слоев. Так, например, в районе горы Тулягай (водораздел Сакмары и нижнего течения Вазяма) в основании склона залегают песчаники и аргиллиты ордовика, постепенно переходящие вверх по разрезу во фтаниты силура.

В верхней части фтанитовой толщи собраны граптолиты *Hedrograptus* sp., *Rastrites* sp., *Diplograptus modestus applicatus* Eisel ( $S_{1ln_2}$ ), ниже по разрезу *Monograptus* ex gr. *prionon* (Bronn.), *Monoclimacis linnarsoni* (Tulb.), *Oktavites* sp., *Retiolites* sp. ( $S_{1ln_3}$ ).

К долине Сакмары приурочено восточное крыло синклинали и зона перехода к Абишевской антиклинали, форма которой существенно меняется по простиранию.

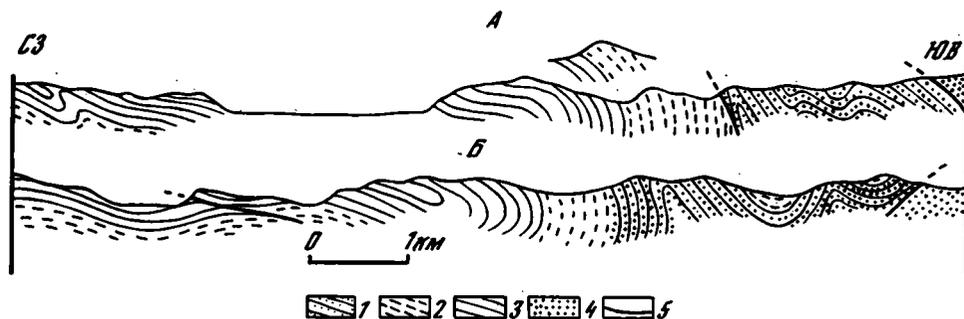


Рис. 23. Геологические профили через Абишевскую антиклираль в районе деревень Большое Абишево (А) и Малое Абишево (Б)

1 - песчаники и аргиллиты ( $O_{1-3}$ ); 2 - песчаники, аргиллиты, фтаниты ( $S_{1ln_1-w}$ ); 3 - фтаниты ( $S_{1w-S_2}$ ); 4 - граувакки ( $D_3fm-C_1$ ); 5 - разломы

нию. В виде относительно крупной структуры она присутствует в южной части района между деревнями Малое и Большое Абишево; здесь выделяются три толщи: 1) песчаники и аргиллиты ( $O_1-S_1$ ); 2) фтаниты, яшмы, переслаивающиеся с аргиллитами ( $S_1ln_{2-3}$ ); 3) фтаниты, яшмы, кремневые брекчии ( $S_1w-D_1$ ). Ядро антиклинали сложено первой толщей. В морфологическом отношении это круто опрокинутая к западу открытая складка. На юге изгиб в ее замке плавный, на севере — килевидный. Западное крыло наклонено к юго-востоку под углом  $60-80^\circ$ , восточное —  $30-50^\circ$ . Восточное крыло смято в серию продольных складок, вследствие чего местами здесь сохранились силурийские фтаниты (рис. 23).

Структура зоны перехода от антиклинали к Сакмарской синклинали следующая. Верхняя замковая часть Абишевской антиклинали опрокинута к западу, вследствие чего песчаники и аргиллиты ( $O_1-S_1$ ) залегают на фтанитах ( $S_1ln_{2-3}$ ). По простиранию можно наблюдать, как слои становятся на голову и, наконец, падают к западу, причем последовательность горизонтов здесь уже нормальная (см. рис. 23). Так очерчивается крупная, резко опрокинутая к западу антиклиналь, сопряженная с также опрокинутой к западу синклиалью.

По направлению к северу от дер. Большое Абишево (окрестности деревень Араслангулово и Сакмар-Назаргулово) единая антиклиналь распадается на серию опрокинутых к западу более мелких нарушений.

Формирование Сакмарской синклинали и Абишевской антиклинали происходит после надвигания аллохтонной массы. К этому времени уже существовали отмеченные ранее зоны опрокинутых и лежащих складок, а также частные пластины. Такие пластины нами откартированы в лежащем крыле Сакмарской синклинали. Так, например, в 0,5 км севернее дер. Малое Абишево в обрывах левого борта долины Сакмары обнажаются фтаниты и яшмы, падающие к юго-востоку под углом  $20-30^\circ$ . Это лежащее крыло Сакмарской синклинали. Высота обрывов (120-150 м) позволяет видеть, что примерно в средней их части проходит плоскость разрыва, также погружающаяся к юго-востоку под углом  $20-30^\circ$  и разделяющая толщу кремней на две части. В нижней собраны остатки граптолитов *Saetograptus (Colonograptus) sp.*, *Pristiograptus sp.*, *Bohemograptus bohemicus* (Barr.), *Neodiversograptus cf. nilssoni* (Barr.) ( $S_2ld_1$ ), верхней — *Petalograptus tenuis* (Barr.), *Monograptus marri* Perner, *Streptograptus sp.* ( $S_1ln_3$ ).

\* \* \*

Приведенное описание покровно-складчатых нарушений различных районов Сакмарской зоны указывает на большую гетерогенность ее структуры, формировавшейся длительно в условиях горизонтально ориентированного сжатия. Возникшая сначала сложная система покровных пластин и складок в дальнейшем существенно перерабатывалась. Большую роль в образовании весьма пестрого набора дислокаций играло наличие пластичной серпентинитовой массы, послонное перераспределение которой обусловило появление наряду с линейными складками изометричных куполов и мульд.

## ФАЦИАЛЬНЫЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Одной из главных задач изучения складчатых систем является восстановление палеотектонической и фациальной обстановки, которая существовала на разных этапах их развития. Шарьяжи и надвиги искажают первоначальное расположение и взаимоотношение отдельных структурно-формационных комплексов. Поэтому для восстановления первоначальной картины необходимо снять эффект наложения горизонтальных перемещений.

Сразу же после открытия в Альпах тектонических покровов делаются попытки реконструировать дошарьяжную структуру. Было подмечено, что каждый из выделяемых здесь покровов обладает особой фациальной характеристикой. Последующие работы полностью подтвердили это положение, а принцип "фациальности" покровов широко использовался альпийскими геологами. Сле-

дует учитывать, однако, что "фациальная" характеристика понимается здесь не очень строго. Она включает фациальную определенность каждого стратиграфического горизонта в собственном смысле слова, его мощность; кроме того, учитывается присутствие или выклинивание тех или иных слоев, наличие поверхности угловых несогласий, степень метаморфизма и первичные дислокации слоев. Иными словами, понятие "фациальности" включает весь комплекс признаков, позволяющих выделить покров из серии ему подобных.

Вслед за Альпами подобные построения осуществлялись почти во всех районах Средиземноморской части Альпийского пояса. В начале 40-х годов в связи с обоснованием покровов в Аппалачах и Скалистых горах восстановление дошарьяжных структур проводится и в Америке. Первые исследования такого плана в Советском Союзе были сделаны автором на Памире (Руженцев, 1968) и Ч.Б. Борукаевым (1970) на Кавказе. В общем виде проблема рассмотрена С.В. Руженцевым и А.А. Беловым (1973).

Методика реконструкций определяется следующими положениями: 1) неизменностью и закономерной упорядоченностью чередования структурно-фациальных зон в процессе осадконакопления; 2) линейностью и приблизительно одинаковой шириной каждой зоны в отдельности; 3) сохранением площади и объема пласта в процессе шарьирования. Реконструкция осуществляется путем возвращения аллохтонных комплексов в первоначальное положение с учетом направления и амплитуды горизонтального перемещения каждого из них.

Любые реконструкции, основанные на снятии наложенного эффекта шарьирования, начинаются с установления принципиальной схемы покровов того или иного района. Тщательного изучения требуют фациальная характеристика отложений, особенности и направление пространственного изменения фаций в пределах каждой в отдельности пластины. Это необходимо для воссоздания схемы относительного расположения "разнофациальных покровов" в разрезе. Последняя дает возможность в первом приближении выяснить относительное расположение фациальных комплексов на площади. Однако на первом этапе исследований мы не можем еще дать твердой пространственной привязки этих комплексов, т.е. абсолютного их расположения. Условность получаемых палеогеографических и палеотектонических схем заключается также и в том, что, развертывая пакет пластин, мы вынуждены принимать их видимую ширину за истинную. У нас нет возможности учесть размеры эрозии фронта покрова, так что ширина реконструируемых структурно-фациальных зон будет заведомо меньше истинной.

Таким образом, задача заключается в том, чтобы установить схему относительного расположения выделяемых фациальных комплексов. Абсолютное положение этих комплексов принципиального значения в данном случае не имеет. Эта проблема теснейшим образом связана с проблемой корней и требует специального рассмотрения.

Все сказанное относится к покровам, имеющим монолитное строение, образовавшимся одноактно. В действительности часто наблюдается более сложная картина. Например, иногдa аллохтон расслаивается на обособленные структурные элементы, смещающиеся независимо. В этом случае необходимо снять эффект дифференцированного движения пластин. Для каждого из горизонтов, вовлеченных в шарьирование, создаются отдельные фациальные схемы. Совмещение их представляет собой наиболее трудную и не всегда выполнимую задачу. Последняя не разрешима, когда срыв произошел повсеместно на одном и том же уровне. Тогда трудно учесть размеры смещения, а сопоставление частных схем становится неопределенным.

В Сакмарской зоне в результате такого расслоения наметились два неодинаковых по мощности и стратиграфическому диапазону комплекса: 1) кембрийско-нижнеордовикский (кидрясовская и куагачская свиты,  $С_{\text{м}3}-O_{1\text{ar}}$ ) и 2) нижнеордовикский - девонский (кураганская,  $O_{1-2}$ ; губерлинская,  $O_2-S_1$ ; сакмарская,  $S_{1-2}$  и шандинская,  $D_{1-2}$  свиты). Стратиграфические контакты между двумя этими толщами в пределах Сакмарской зоны нами нигде не наблюдались. В дальнейшем мы подробно остановимся на фациальной характерис-

тике покровов верхней толщи, так как она шире распространена на площади и в фациальном отношении более разнообразна.

В табл. 2 приведена схема сопоставления тектонических пластин различных участков Сакмарской зоны. Отчетливо видно, что в разрезе зоны пластины, образованные отложениями одного и того же типа, повторяются.

Формирование отмеченного пакета, повторяющихся "разнофациальных" пластин — процесс длительный. Позже мы специально остановимся на этом вопросе. Сейчас же отметим, что первоначально возникшая серия покровов в дальнейшем сдвигалась, вследствие чего и появилась определенная повторяемость пластин в разрезе. Правильная реконструкция фациальной обстановки в период седиментации невозможна, если не снять эффект вторичных деформаций. Иными словами, задача сводится к установлению первоначальной системы покровов.

В первую очередь необходимо объединить пластины, обособившиеся в результате частных сдвиганий. Такое сдвигание установлено в Косистекском районе в пределах покрова 1, где местами (см. стр. 36) наблюдается следующая повторяемость в разрезе (снизу вверх): 1) диабазы (S), кремни, песчаники и известняки (D<sub>1-2</sub>); 2) диабазы (S), диабазы, кремни, песчаники и известняки (D<sub>1-2</sub>). Мы считаем, что эти толщи первоначально представляли собой единый горизонт (соответствуют пластине 1, см. табл. 2).

Аналогичная картина установлена в Чебаклинском районе, где выше сакмарских кремней (S<sub>1-2</sub>) пластины 3 залегают (снизу вверх): 4) диабазы, спилиты, кремни (S<sub>1-2</sub>); 5, 6) туфогенные образования (O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>) и фтаниты (S<sub>1-2</sub>); 7) диабазы, спилиты, кремни (S<sub>1-2</sub>); 8) туфогенные образования (O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>), фтаниты, кремневые гравелиты, туффиты (S<sub>1-2</sub>). В горизонте 6 непосредственно в обнажении видно, как по направлению с запада на восток силурийские фтаниты замещаются более пестрой пачкой: среди них появляются прослойки кремневых гравелитов и брекчий, туфов и туффитов. Одновременно породы становятся более рассланцованными. Одновозрастные отложения горизонта 8 представлены такими же породами. Все это позволяет рассматривать горизонты 4 и 7 (см. табл. 2, пластины 6а и 6б), 6 и 8 (пластины 7а и 7б), как сдвоенный пакет, первоначально состоявший только из двух пластин: нижней, существенно лавовой, и верхней, кремнистой (для отложенных силурийского возраста).

Таблица 2

Схема сопоставления покровов Сакмарской зоны Урала

Кувандык-Медногорский район	Чебаклинский район	Медеский район	Косистекский район	
			Чапчар	Косистек
10. сг (3)				
9. ск-х-сг (2)	9б. х-сг (8)			
8. ск (1)	6б. сг (7)			
	9а. ск-х (5-6)	9. ск (4)	9. ск (6)	9. ск (10)
	6а. сг (4)	6. сг-кос (3)	6. сг (4-5)	7. х (9)
	3. ск (3)	3. ск (2)	3. ск (3)	6. сг (8)
	2. кд (2)	2. кд (2)	1. сг (2)	5. кос (7)
				3б. ск (6)
				4. ку (5)
				3а. ск (4)
				1. сг (2-3)

Примечание: 1-10 — номера покровов, (1)-(10) — номера пластин, рассматриваемых в разрезах отдельных районов; кд — кидрясовская и ку — куагачская свиты (фации); ск — сакмарская, х — херсонковская, сг — сутралинская (байтерекская, блявинская), кос — косистекская свиты (фации) — название дается по преобладающему типу силурийских отложений; волнистой чертой показаны границы пластин, маркируемые неавтохтонами.

Отбросив, таким образом, частные усложнения, мы получили вертикальный ряд покровных пластин (напоминаем, что из рассмотрения исключены отложения кембрия – нижнего ордовика). Указанный ряд разбивается на серию пакетов. В основе такого разделения лежат следующие принципы: 1) структурная однородность каждого из пакетов; 2) наличие неавтохтонных образований определенного возраста между отдельными пакетами; 3) более или менее упорядоченная повторяемость определенного набора "фациальных" пластин в разрезе каждого пакета.

1. Понятие структурной однородности покровного пакета означает, что данная система пластин деформирована определенным образом. Так, например, покровы Кувандык–Медногорского и Абишевского районов образуют широкие плоские синформные мульды, в которых слои залегают в целом параллельно плоскостям шарьяжей. В то же время подстилающие их покровы (Чебаклинский район) смяты в напряженные, линейные, опрокинутые к западу складки. Все это позволяет довольно уверенно различать два отмеченных покровных пакета.

2. Неавтохтонные образования – отложения, трансгрессивно перекрывающие покровный пакет. Они не только определяют время формирования той или иной системы пластин, но и в том случае, когда оказываются внутри такой системы, позволяют расчленить ее на отдельные разновозрастные части. Например, в пределах Чанчарской антиклинали (см. стр. 43) выделяются следующие пластины (снизу вверх): 1) серпентинитовый меланж; 2) диабазы (S), песчаники, кремни, известняки ( $D_{1-2}$ ); 3) фтаниты ( $S_{1-2}$ ); 4,5) диабазы, кремни ( $S_{1-2}$ ), песчаники, диабазы, кремни, известняки ( $D_{1-2}$ ). Горизонты 3, 4 и 5 трансгрессивно перекрыты щелочными базальтоидами ( $D_{2e2}$ ), представляющими собой неавтохтон. Выше верхнеэфельских пород залегают фтаниты ( $S_{1-2}$ ). Наличие неавтохтонных образований имеет принципиальное значение, позволяя рассматривать верхние силурийские фтаниты (см. табл. 2, покров 9) как самостоятельный структурный элемент, обособившийся после того как возник пакет нижних пластин.

Обычно допускается, что каждому "фациальному покрову" первоначально соответствовала структурно-фациальная зона. Если известно относительное направление шарьярования, реконструкция дошарьяжной структуры не представляет особого труда: покровный пакет разворачивается путем выстраивания пластин одна за другой начиная с автохтона. При этом считается, что самая верхняя пластина является наиболее удаленной от автохтона. Однако, как говорилось, часто такая последовательность нарушается в результате позднейшего сдвигания покровов. Простой разворот аллохтонных масс в этом случае приводит к заведомо неверной реконструкции, так как число выделяемых структурно-фациальных зон по крайней мере удвоится. Вот почему, прежде чем начать разворачивать покровы, необходимо снять эффект наложенных усложнений. Задача упрощается, если "фациальные пластины" образуют упорядоченный ряд (элементарный покровный пакет; например, снизу вверх: известняковая, сланцевая, песчаная пластины), который в свою очередь более или менее многократно повторяется в разрезе. В конкретной обстановке дело обстоит сложнее. Отдельные покровы могут быть срезаны, и элементарный пакет начнется не с нижней, а со средней или даже верхней пластины. В случае первоначального расслоения аллохтона и независимого смещения нижней и верхней его частей, как уже говорилось, структура может оказаться еще более запутанной. Тем не менее необходимо стремиться к установлению элементарного пакета пластин, дающего ключ к созданию первичного фациального профиля отложений, слагающих аллохтон.

Все три отмеченных способа разделения разреза аллохтона необходимо применять комплексно, так как каждый в отдельности может не дать желаемого результата.

Из приведенной схемы покровов Сакмарской зоны (см. табл. 2) видно, что чередование пластин здесь сложное, и расчленить аллохтон на пакеты пластин достаточно трудно. Нами выделяются три пакета: I – включает пластину 1,

II — 3, 5, 6 и 7; III — 8, 9 и 10. Пластины 2 и 4, сложенные породами кембрий-ордовика, нами не рассматриваются.

В качестве стратотипического пакета принят III. Он построен проще, характеризуется закономерным чередованием фациальных пластин в разрезе и, что самое главное, в пределах некоторых из них четко намечается определенная тенденция изменения фаций с запада на восток.

Пластина 8 сложена аргиллитами и песчаниками ( $O_1ag-S_1ln_1$ ), постепенно переходящими вверх во фтаниты ( $S_1ln_1-S_2$ ).

Пластина 9 построена наиболее сложно. В ее западной части разрез следующий: аргиллиты, песчаники ( $O_1ag-O_2$ ), кремнистые туффиты, туфопесчаники, туфогенные аргиллиты, туфы кварцевых альбитофинов ( $O_2-S_1ln_1$ ), фтаниты ( $S_1ln_1-S_2$ ). По направлению к востоку силурийская часть разреза фациально меняется: фтаниты замещаются толщей кремневых гравелитов и брекчий, полимиктовых брекчий, конгломератов. Еще восточнее среди брекчий и конгломератов появляются (преимущественно в нижней части) покровы вариолитов, диабазов и спилитов. Здесь же на уровне среднеордовикско-нижнесилурийской толщи среди кислых туфогенных образований также начинают появляться основные эффузивы и гипабиссальные тела.

Пластина 10 сложена основными лавами с прослоями фтанитов ( $S_1ln_2-S_2$ ).

Учитывая, что относительное смещение пластин происходило с востока на запад, мы полагаем, что верхняя, десятая, пластина в то же время являлась в данном пакете наиболее восточной, соответственно нижняя — западной. В пользу этого говорит и наблюдаемое в поле изменение фаций: появление на востоке горизонтов основных лав. Разворачивая рассмотренный пакет пластин, мы получаем следующий элементарный фациальный ряд III (с запада на восток).

$O_2-S_1ln_1$  (губерлинская свита): аргиллиты, туфоаргиллиты, песчаники → туфогенные аргиллиты, туффиты, кислые туфы → туфогенные аргиллиты, туффиты, кислые туфы, диабазы, спилиты.

$S_1ln_1-S_2$ : фтаниты (сакмарская свита) → фтаниты, кремневые гравелиты и брекчи, олистостромы, полимиктовые (с обломками основных эффузивов) брекчи, вулканомиктовые песчаники и конгломераты (херсонковская свита) → фтаниты, кремневые и полимиктовые брекчи, в основании диабазы и вариолиты (херсонковская и блявинская свиты) → диабазы, спилиты, фтаниты (блявинская свита). Более подробно этот ряд рассмотрен в ранее опубликованной статье (Руженцев, 1972а).

Пакет III на большей южной части территории зоны — единая аллюхтонная масса, состоящая из однообразных силурийских кремней. Только в Чебаклинском районе он построен сложнее, представляя собой комбинацию двух частных пластин 9а и 9б.

Пластина 9а в основании разреза представлена толщей туфопесчаников, туффитов, туфов кварцевых альбитофинов ( $O_2-S_1ln_1$ ). Выше залегают фтаниты ( $S_1ln_1-S_2$ ), к востоку по правобережью р. Чебаклы (к югу от дер. Хмельевка) среди фтанитов появляются прослой кремневых и полимиктовых брекчий, кислых туфов, реже туффитов.

Пластина 9б в нижней части сложена туфоаргиллитами, туфопесчаниками, полимиктовыми брекчиями, диабазами, туфами и туфоконгломератами кварцевых альбитофинов, туффитами ( $O_2-S_1ln_1$ ), верхняя — кремнистыми и полимиктовыми брекчиями, туфоаргиллитами, туфами, фтанитами ( $S_1ln_1-S_2$ ). На востоке по левобережью Чебаклы (между деревнями Казацья Губерля и Калиновка) в силурийской части разреза появляются отдельные горизонты основных лав и их туфов.

Пакет II построен наиболее сложно. Он включает весь набор фациальных типов рассматриваемых горизонтов, находящихся, однако, в весьма запутанных структурных соотношениях. Пластины 3 (силурийские фтаниты) и 6 (силурийские лавы) на большей части территории зоны находятся в стандартном положении. Разворачивая эти две пластины обычным способом, мы получаем

в принципе тот же фациальный ряд, что и для пакета III. Важными здесь являются два момента: 1) в пределах пластины 3 (Медесский и Косистекский районы), в крайней западной ее части, силурийские фтаниты замещаются пачкой переслаиваемых фтанитов и известняков (алымбетовский тип разреза); 2) в пределах пластины 6 (Медесский район) наблюдается фациальный переход от диабазово-кремнистой толщи силура (на западе) к диабазово-кремнисто-туфогенной (туфы кварцевых альбитофиров, туфоаргиллиты, туфобрекчи и т.д.) и далее к востоку в монотонную толщу кислых туфогенных пород. С учетом сказанного фациальный ряд II может быть представлен в следующем виде (с запада на восток).

$O_2 - S_1 In_1$  (губерлинская свита): аргиллиты, туфоаргиллиты, песчаники → туфогенные аргиллиты, туффиты, туфопесчаники, кислые туфы → туфогенные аргиллиты, кислые туфы, туфобрекчи, конгломераты, спилиты, диабазы, туффиты → туфогенные аргиллиты, кислые туфы, туффиты, многочисленные тела альбитофиров и кварцевых альбитофиров;

$S_1 In_1 - S_2$ : фтаниты, известняки (сакмарская свита, алымбетовский тип разреза) → фтаниты (сакмарская свита) → фтаниты, кремневые и полимиктовые брекчи, отдельные покровы диабазов в основании разреза (херсонковская свита) → диабазы, спилиты, фтаниты (байтерекская или сугралинская свиты) → диабазы, спилиты, фтаниты, туфобрекчи, конгломераты, туфы альбитофиров, туфогенные аргиллиты (сугралинская свита) → туфоаргиллиты, туффиты, туфы альбитофиров, яшмы, вулканомиктовые конгломераты и песчаники (косистекская свита).

Рассмотренный фациальный ряд является наиболее полным в Сакмарской зоне благодаря присутствию самых западных и восточных фаций. В остальном же он сложен с рядом III. Однако следует сказать, что если в ряде III мы непосредственно в поле можем видеть переход от кремнистых к вулканогенным фациям, то в рассматриваемом случае такой переход строится в известной мере условно. Дело в том, что в Косистекском районе между пластинами 3 и 6 вклинена мощная толща туфогенных кислых пород косистекской свиты. Как уже указывалось, в пределах пластины 6 аналогичные отложения фациально в восточном направлении замещают силурийские основные лавы. Согласно выдерживающейся в других районах зоны зависимости каждый более восточный фациальный комплекс дает начало более верхней аллохтонной массе — пластина 5 должна была бы находиться выше пластины 6. Нарушение отмеченной зависимости в Косистекском районе трудно объяснить и требует дальнейшего изучения.

Пакет I состоит из двух частных пластин, построенных однотипно. В основании здесь обнажаются диабазы, плагиоклазовые и роговообманковые порфириты, альбитофиры, их туфы и кремни, условно относимые к силуру. Выше с постепенным переходом залегают кислые туфы, туффиты, кремни, песчаники, известняки ( $D_{1-2}$ ). Указанные отложения в структурном отношении самые нижние. Их положение в фациальном ряду силурийских отложений не вполне ясно. Возможно, что пластина нижнего пакета возникла из особой западной фациальной зоны, в пределах которой накапливались разнообразные вулканогенные отложения силура (?). В пользу таких построений в какой-то степени свидетельствуют и различия в строении шандинской свиты ( $D_{1-2}$ ). В пределах покровного пакета II шандинская свита представлена почти исключительно олистостромой — глыбовым горизонтом, состоящим из различной размерности обломков известняков, кремней, разнообразных лав, сцементированных полимиктовыми песчаниками. В пакете I отложения свиты имеют более упорядоченное строение. Наряду с глыбовыми фациями здесь широко распространена слоистая толща кислых туфов, туфоаргиллитов, кремнистых туффитов, яшм и известняков.

Если эти рассуждения верны, то пластина 1 должна рассматриваться как нижний аллохтонный элемент в составе пакета II.

Суммируя изложенное выше, отметим, что за некоторым исключением рассмотренные элементарные фациальные ряды построены однотипно. Это, а так-

же материалы, указывающие на сдвигание ранее сформировавшихся пакетов пластин (см. стр. 74), подтверждает положение, что каждый из элементарных рядов более или менее полно отражает латеральную последовательность фаций до шарьяжеобразования.

Обособление аллохтонных масс в различных районах зоны часто происходило по границе различных фациальных комплексов (рис. 24). Поэтому в одних участках мы видим переход от кремнистых фаций к эффузивно-осадочным, в других от эффузивно-осадочных — к туфогенным. Это имеет принципиальное значение, так как по отдельным, часто обрывочным данным удается восстановить фациальный профиль Сакмарской зоны в целом (рис. 25).

На основе предложенной фациальной схемы кратко рассмотрим условия седиментации и вулканизма для отдельных стратиграфических горизонтов.

Верхнекембрийские — нижнеордовикские отложения (кидрясовская и куагачская свиты,  $St_3 - O_{1a}$ ) представлены в двух фациях. Западная, выделяемая под названием кидрясовской, образована кварцевыми и полевошпат-кварцевыми (аркозовыми) песчаниками и алевролитами. Более грубые разности (гравелиты, мелкогалечные конгломераты) встречаются в подчиненном количестве. Изредка в разрезе присутствуют пласты и линзы известняков и основных эффузивов.

Рассматриваемый комплекс отложений накапливался в мелководном бассейне, на что указывает присутствие в песчаниках глауконита, наличие знаков ряби, косой слоистости мелководного типа (Петровский, 1965). Большая часть обломочного материала поступала в бассейн за счет размыва гранито-гнейсовых комплексов (обломки гранито-гнейсов, слюды, калиевых полевых шпатов). На быстрое заполнение седиментационных ванн и относительно близкое положение источников сноса указывают плохая сортировка, угловатая, часто оскольчатая форма зерен. Восточный фациальный комплекс (куагачский) представлен песчаниками и алевролитами кидрясовского типа. Кроме того, широко распространены базальтовые и андезит-базальтовые порфириты, кремни, органогенные (трилобитовые и брахиоподовые) известняки. Очень характерной особенностью куагачской свиты является присутствие крупногалечных и валунных конгломератов. Они образованы хорошо окатанной галькой липаритов, гранодиоритов и гранитов.

Условия формирования отложений куагачской свиты были сходны с такими кидрясовской. Однако обстановка здесь была менее стабильной. Отложения накапливались в мелководных бассейнах, изолированных от кидрясовского. Обильный обломочный, в том числе и грубый материал заполнял отдельные, по-видимому, грабенообразные структуры. Размыву подвергались "сиалческие" породы. Разломы, формировавшиеся в период заложения грабенов, служили подводными каналами, по которым происходили излияния основных лав.

Рассмотренный комплекс отложений очень характерен для ранних этапов развития эвгеосинклинальных прогибов. Обычно он выделяется под названием "грабеновых фаций" (Dewey, Bird, 1971) и фиксирует начало растяжения, приводящего в конечном счете к удалению сиалического слоя. Сначала возникает система грабенов и горстов. Размыв последних дает обломочный "сиалческий" материал, заполняющий грабены. В дальнейшем растяжение приводит к появлению прогибов, лишенных сиалического покрова. Накопление вулканогенно-осадочных серий в этом случае происходит в основном на габбро-гипербазитовом фундаменте. Остатки древних "гранито-гнейсовых" пород возможно сохранились лишь в виде отдельных блоков. Так формируются эвгеосинклинальные зоны, сопоставляемые часто со структурами океанического типа.

Нижне-среднеордовикские отложения (кураганская свита,  $O_{1-2}$ ) представлены толщей однообразных красных аргиллитов, алевролитов, глинистых кварцевых песчаников. Среди глинистых разностей часто присутствуют прослои с более или менее значительной примесью пирокластического материала.

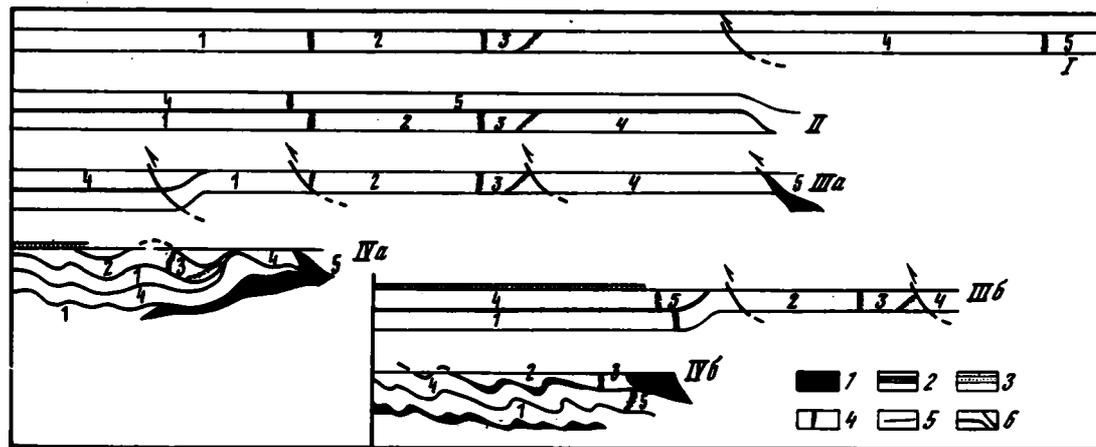


Рис. 24. Принципиальная схема развития покровной структуры Сакмарской зоны Урала

1 - гипербазитово-габбровый комплекс; 2 - несавтохтон 1 ( $D_{2e_2} - gv$ ); 3 - неоавтохтон 2 ( $D_{3fm} - C_1$ ); 4 - границы фациальных комплексов; 5 - стратиграфические и 6 - тектонические контакты

Цифры на схеме - фациальные комплексы: 1 - курагаво-сакмарский; 2 - губерлинско-сакмарский; 3 - херсонковский;

4 - сугралинский (блявинский, байтерекский); 5 - косистекский

I - первоначальное положение комплексов; II - первый (до  $D_{2e_2}$ ) этап шарьирования; IIIa - сдвигание покровов в Кувандык-Медногорском, IIIб - то же, в Чебаклинском и Медведском районах; IVa - современный схематический профиль Кувандык-Медногорского, IVб - то же, Чебаклинского и Медведского районов

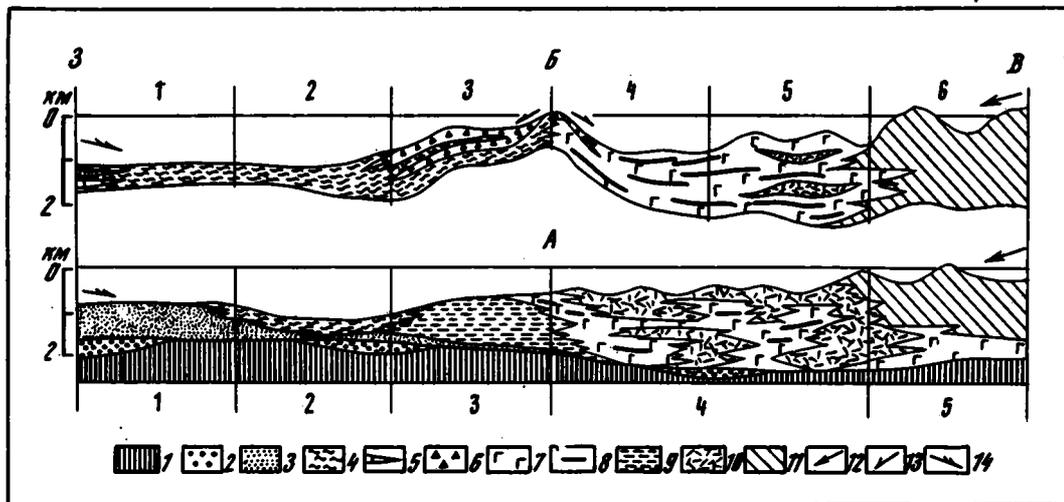


Рис. 25. Реконструированные фациальные профили Сакмарской зоны Урала

А - для стратиграфического интервала  $O_2 - S_1ln_1$ ; В - для стратиграфического интервала  $S_1ln_1 - S_2$

1 - гипербазит-габбровый фундамент; 2 - грубозернистые, преимущественно аркозовые и кварцевые песчаники (хидрясовская и куагачская свиты- $Ст_3 - O_1$ ); 3 - аргиллиты, кварцевые алевролиты, кварц-полевошпатовые мелкозернистые песчаники; 4 - фтаниты, яшмы, туфосилициты; 5 - известняки; 6 - олистостромы; 7 - спилиты, диабазы; 8 - горизонты кремней в основных лавах; 9 - туфогенные аргиллиты, туффиты; 10 - туфогенные аргиллиты, туфы, тафронды, вулканомиктовые песчаники, по-

кры и экструзивные купола кислых лав (альбитофиры); 11 - то же, но в очень большом количестве присутствуют обломочные породы (в том числе и грубые, вплоть до валунных), характерны пемзовые потоки; 12 - направление разноса вулканомиктового материала; 13 - то же, кремневого обломочного материала; 14 - то же, терригенного (сиалического) материала.

Цифры на профиле А - фациальные типы: 1 - кураганский, 2 - новокурский, 3 - медногорский, 4 - колымбайский, 5 - косистекский; цифры на профиле В - фациальные типы: 1 - алимбетский, 2 - сакмарский, 3 - херсонковский, 4 - байтерекский, 5 - сугралинский, 6 - косистекский

Ширина фациальных зон дается не в масштабе

Отложения накапливались в относительно глубоководных условиях, на что указывают резкое преобладание глинистых осадков и отсутствие в них бентосной фауны. Расчлененный рельеф, существовавший в позднем кембрии, тремадоке и раннем арениге, отсутствовал, вследствие чего в бассейн почти не поступал грубый обломочный материал. В то же время источник сноса остался прежним. Это подтверждается присутствием в песчаниках обломков кварца, полевых шпатов и слюды. Появление примеси тонкого витрического материала показывает, что отложение осадков происходило ниже линии взмучивания.

Удивительно однообразный облик толщи и непрерывность ее разреза, по-видимому, свидетельствуют о том, что кураганский бассейн на большей части территории зоны представлял собой единую седиментационную, относительно глубоководную ванну со слабо расчлененным рельефом, заполняющуюся мало-мощными тонкими осадками. Лишь на крайнем востоке зоны появляются несколько иные отложения. Наряду с аргиллитами, туфоаргиллитами и алевролитами здесь распространены довольно грубые вулканомиктовые и вулканотерригенные породы кислого состава. Это относительно мелководные образования, формировавшиеся вдоль располагавшихся восточнее вулканических построек. Последние активно размывались, поставляя в бассейн грубый обломочный материал. С деятельностью этих вулканов связано появление в кураганской терригенной толще примеси туфогенного материала.

В структурном отношении в раннем и среднем ордовике на территории Сакмарской зоны располагался обширный, по-видимому, слабо дифференцированный прогиб. Мощность осадков, его выполняющих, не превышает первых сотен метров. Однако значительная глубина бассейна допускает большую амплитуду погружения тремадок-нижнеаренигских отложений. Истинную ширину этого прогиба сейчас установить невозможно. Очевидно лишь, что он был намного шире современной Сакмарской зоны.

Среднеордовикские - нижнесилурийские отложения (губерлинская свита -  $O_2 - S_1ln_1$ ) характеризуются большей фашиальной пестротой. В среднем и позднем ордовике, а также в начале раннего силура образовался пестрый комплекс отложений. Лишь на самом западе Сакмарской зоны накапливались осадки, аналогичные кураганским. Здесь возникли глубоководные песчано-глинистые отложения, обычно содержащие туфогенную примесь. Снос терригенного материала шел с запада. По направлению к востоку и юго-востоку терригенные отложения замешаются туфосилидитами, кремнистыми туффитами (кремни с более или менее значительной примесью витрокластического пеплового материала), кристаллокластическими туфами, кремнями (новокурская фашия). Аргиллиты, алевролиты и полевошпат-кварцевые песчаники присутствуют в подчиненном количестве. Они приурочены почти исключительно к нижней части разреза.

Далее к востоку эти отложения переходят в относительно мощную толщу туфогенных аргиллитов, туфопесчаников, туфов, преобладающих в нижней части разреза, и кремнистых туффитов, слагающих его верхи. Обращает на себя внимание общее увеличение туфогенного материала в разрезе (медногорская фашия). Как показали специальные исследования А.А. Гаврилова (1967), туфогенные аргиллиты - это продукты постседиментационного перерождения тонких пепловых, преимущественно кислых пород. Кремнистые туффиты - смесь пирокластического материала (более 50%) и кремнезема.

Образование всех отмеченных фашиальных типов средне-верхнеордовикских отложений происходило в сходных условиях. Они формировались в относительно глубоководном бассейне, где ниже поверхности взмучивания накапливались три типа осадков: 1) терригенные, сносившиеся с запада; 2) биогенные и хемогенные (кремнезем) и 3) туфогенные, поступавшие с востока. Различные сочетания этих трех компонентов привели к появлению перечисленных фашиальных комплексов. На западе преобладают терригенные породы. Массы терригенного материала, поступившего в бассейн, были сравнительно невелики, вследствие чего они распространялись только вдоль западного его склона. Тонкий пепловый материал в изобилии по-

ступал с востока, почти полностью подавляя другую седиментацию. Новокурская фация является промежуточной. И терригенный, и туфогенный материалы играют здесь второстепенную роль. Осаждение кремнезема не подавлялось. Происходило формирование маломощного, существенно кремнистого горизонта.

Наряду с латеральной изменчивостью состава отложений наблюдается и определенное изменение их во времени. Оно выражается в постепенном сокращении количества терригенных и туфогенных пород вверх по разрезу, вследствие чего аргиллиты замещаются глинистыми силицитами, а туфогенные аргиллиты — кремнистыми туффитами. Это, по-видимому, отражает процесс выравнивания рельефа окружающей бассейн суши, а также сокращения интенсивности эксплозивной деятельности.

Восточнее полосы распространения тонких туфогенно-осадочных пород располагалась зона, в пределах которой накапливались относительно грубые отложения: туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники и конгломераты, туфы альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Они переслаиваются с туфогенными аргиллитами и кремнистыми туффитами. Этот тип отложений (колымбайская и косистекская фации) формировался в условиях расчлененного вулканического рельефа. Чередование в разрезе туфов и вулканомиктовых пород связано со сменой периодов спокойного накопления пирокластов и периодов их активного перемыва. Образование большей части толщ происходило за счет поступления в бассейн обильных масс пирокластического материала. Преобладали извержения центрального типа. Наряду с витрокластикой характерно появление пемз, которые слагают обширные, довольно мощные потоки. Обилие пемзы предполагает катастрофические извержения с образованием кальдер.

Большая часть наблюдаемых сейчас отложений является морскими. На это указывает присутствие прослоев туфоаргиллитов и яшм. Однако слабая сортировка материала, исключительно большая фациальная пестрота отложений, присутствие пемзовых потоков и грубых вулканомиктовых конгломератов говорят о близости суши. Учитывая особенности состава толщ, можно предположить, что суша представляла собой островные вулканы. Сами постройки не сохранились, хотя некоторые пемзовые потоки несут следы образования в наземных условиях и, по-видимому, возникли недалеко от вулканического центра.

Таким образом, выделяются два типа отложений: восточный (колымбайская и косистекская фации), прилегавший к островным вулканам и представленный туфами и вулканомиктовыми породами, и западный (медногорская фация), удаленный от центров извержений и характеризовавшийся накоплением тонких осадков (чередование пеллов и кремнезема).

Восточный тип отложений маркирует восточную окраину средне- и позднеордовикского прогиба Сакмарской зоны. Наличие грубых обломочных горизонтов и пемзовых потоков указывает на компенсацию прогибания осадко-накоплением. Восточнее прогиба, по-видимому, располагалась относительно приподнятая территория, к которой и были приурочены отмечавшиеся выше вулканические постройки.

Силурийские отложения ( $S_1ln_1 - S_2$ ) характеризуются наибольшей фациальной пестротой. Так же, как в среднем и позднем ордовике, в силуре существовал обширный прогиб, окаймлявшийся с востока относительно приподнятой зоной. В западной части этого прогиба формировалась толща темных фтанитов, в отдельных прослоях обогащенных глиной и органическим веществом (сакмарская фация). Обращает внимание повышенная фосфатность отложений, а также незначительное количество карбонатного материала. Характерны определенные органические остатки. Все это планктонные формы: радиолярии, водоросли типа акритархий и граптолиты. Органические остатки с известковым скелетом существенного значения не имеют.

Пелитоморфный и однообразный состав отложений, которые накапливались в течение длительного времени, а также отсутствие бентосных органических остатков говорят об относительной глубоководности бассейна. Об этом же свидетельствуют бескарбонатность и косвенно повышенная фосфатность пород

(образование в зоне дивергенций). Вместе с тем существуют указания на выпадение некоторых фаунистических зон и присутствие горизонтов кремневого обломочного материала. Это позволяет считать, что временами на седиментацию оказывали влияние донные течения. Такие же явления обнаружены сейчас в океанах. Местами в области распространения кремнистых осадков поступал тонкий витрический материал, вследствие чего возникали пласты тонкозернистых туфов и туффиатов. Более грубые туфогенные разности встречаются редко.

В западном направлении среди кремней появляются прослои известняков, в том числе и органогенно-обломочных (алимбетовская фация), что указывает на уменьшение глубины бассейна в этом направлении. Здесь же увеличивается число прослоев аргиллитов и алевролитов. Незначительное количество терригенного (преимущественно глинистого) материала свидетельствует об удаленности источников сноса. Судя по составу обломочной части терригенных прослоев (кварц, полевые шпаты) размывались породы силикатического ряда.

К востоку кремни замещаются фациально изменчивым слоистым комплексом (херсонковская фация), состоящим из фтанитов, яшм, аргиллитов (в том числе туфогенных) и обломочных пород разного состава и гранулометрии (от алевролитов до грубых микститов). По составу преобладают кремневые обломочные породы, хотя много и вулканомиктовых разностей. Сравнительно редко встречаются пласты спилитов и диабазов. Характерно присутствие олистостром (Руженцев, Хворова, 1974). На площади все эти породы распространены очень неравномерно. В одних местах преобладают грубые обломочные отложения, в других – алевролиты, мелкозернистые песчаники, туфоаргиллиты.

Такая пестрота отражает разнообразие условий седиментации в бассейне. В тех местах, где распространены глинистые и глинисто-кремнистые породы (правобережье р. Чебаклы), условия седиментации мало чем отличались от сакмарских. На значительных площадях, однако, существенную роль играли донные течения, приносившие и сортировавшие песчаный и алевритовый материал (долина р. Сакмары в районе деревень Большое Абишево, Вазям и Акьюлово). Такие течения нашли отражение в появлении мелкой косой и ко-соволнистой слоистости. Кроме того, имели место суспензионные потоки, проявившиеся в образовании турбидитов.

В районах, где преобладают обломочные породы, седиментационная обстановка была иной (бассейн Карабутака, Курагана и низовьев Блявы). Появление песчаников, гравелитов, осадочных кремневых и вулканомиктовых брекчий, олистостром мы связываем с эпизодическими выносами значительных масс грубообломочного материала. Такие выносы нарушали обычные условия седиментации. Вот почему в разрезах можно наблюдать чередование грубых брекчий и олистостром с кремнями или туфоаргиллитами.

Необходимо обратить внимание на следующие обстоятельства. Обломочный материал представлен только силурийскими образованиями, причем перемиывались уже литифицированные и даже метаморфизованные породы. Появление значительных масс обломков мы связываем с возникновением внутривбассейновых кордильер, в пределах которых происходил местный неглубокий разрыв, прерывавшийся периодическим отложением кремней. В орографическом отношении это была система резких поднятий, располагавшихся по границе зон с накоплением кремней и вулканогенно-кремнистых толщ. По-видимому, было два типа поднятий: 1) образованные исключительно кремнями и 2) вулканические острова, где накапливались вулканокластические и вулканотерригенные отложения основного состава. Этим объясняется существование двух типов брекчий, кремневых и вулканомиктовых, и почти полное отсутствие переходных разновидностей.

Кордильеры характеризовались обрывистыми уступами, обусловившими возникновение грандиозных обвально-оползневых явлений. Повышенная сейсмичность рассматриваемой зоны способствовала перемещению сразу больших объ-

емов оползавших масс в область относительного глубоководья. Процесс образования обломков, по-видимому, достаточно быстрый. Поэтому обломочный материал не успевал окатываться в зоне пляжей → преобладают фрагменты угловатой или оскольчатой формы, часто плохо сортированные.

Восточнее зоны поднятий располагался обширный бассейн, в пределах которого накапливались вулканогенно-осадочные отложения (сугралинская фация). Преобладают основные эффузивы, с которыми связано большое количество основных и кислых субвулканических и дайковых тел. Эффузивы образуют мощные комплексы, в которых трудно различить отдельные покровы и потоки. Доминируют плотные разности, но местами довольно много шаровых лав. Иногда появляются отдельные пласты и даже мощные пачки подушечных брекчий и гналокластов. Обычно присутствуют прослои фтанитов, яшм, туффигов, туфоаргиллитов, кислых туфов и кремневых обломочных пород. Кроме того, местами распространены грубообломочные кремневые и вулканомиктовые конгломераты и брекчии.

Для рассматриваемого фациального типа отложений характерно почти полное отсутствие местного пирокластического материала. Излияния были трещинными. Они происходили в подводных условиях. С запада в бассейн поступал обломочный вулканомиктовый (размыв основных вулканогенных пород) и кремневый материал. С востока сносился кислый туфогенный и вулканомиктовый материал.

Восточнее прогиба, заполняющегося основными лавами, располагалась относительно приподнятая зона, на территории которой накапливались главным образом кислые пирокластические и вулканомиктовые образования (косистекская фация). Условия седиментации были аналогичны тем, которые существовали здесь в среднем и позднем ордовике (см. стр. 81).

Нижне- и среднедевонские отложения ( $D_{1-2e}$ ) слагают сложно построенную толщу, резко отличную от силурийской. Выделяются две фации. Западная (бассейн Жаксы-Каргалы) представлена кислыми и средними туфами, кремнистыми туффидами, яшмами. Местами здесь наблюдаются игнимбритоподобные потоки альбитофиров, альбитофировые купола. В виде глыб, линз и прослоев присутствуют органогенно-обломочные известняки. Встречаются также горизонты известняковых конгломератов и гравелитов. Рассматриваемые отложения формировались в мелководных, частично, возможно, наземных (потоки игнимбригов) условиях.

Восточный тип отложений характеризуется преобладанием различных органогенно-обломочных, биогермных и оолитовых известняков. Они образуют прослои, линзы, но чаще многочисленные глыбы, залегающие в полимиктовых известковистых песчаниках и гравелитах. Кроме того, в изобилии присутствуют глыбы силурийских и ордовикских туффигов, фтанитов, туфов, спилитов и диабазов.

Девонские глыбовые горизонты — мелководные образования с многочисленными следами размыва и переотложения материала. Лишь местами здесь сохранились относительно глубоководные условия: накапливались фтаниты, яшмы, тонкие кремнистые туффиды (бассейн р. Медес). Однако и эти отложения также содержат пласты грубообломочных пород, а также отдельные олистолиты (иногда размером до 50–70 м) девонских известняков.

По своему облику отложения восточного фациального типа являются олистостромой. Формирование обломочного материала и многочисленных, иногда очень крупных отторженцев связано с возникновением резко выраженных поднятий, появившихся на фоне общего обмеления бассейна. По-видимому, бассейн распался на серию седиментационных ванн, куда и поступал обломочный материал.

В отличие от силурийской, девонская олистострома образована глыбами пород гораздо более широкого стратиграфического диапазона ( $St_1 - D_2$ ), что указывает на устойчивый характер поднятий, а следовательно, и более значительные размеры их разрушения (Руженцев, Хворова, 1974).

Другое отличие заключается в том, что таких поднятий (кордильер) было значительно больше. Орографические условия седиментации были сложными, вследствие чего происходило полное смешение терригенного обломочного материала. Это указывает на значительную сближенность источников сноса, образованных породами разного состава и возраста.

\* \* \*

Мы не будем специально рассматривать фациальную обстановку в период формирования отложений верхнего эйфеля и верхнего девона, так как она достаточно полно освещена в литературе (Келлер, 1949; Смирнов, Смирнова, 1961; Кориневский, 1971). Отметим только, что после образования нижне-среднедевонской олистостромы и последовавшими за этим складчатыми деформациями, которые привели к появлению сложнейшей покрочно-надвиговой структуры, в конце среднего и в позднем девоне наступает общее погружение территории Сакмарской зоны и в ее пределах возникает мощный комплекс щелочных базальтоидов чанчарской, кремней егидинской и граувакк зилаирской свит.

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

Из приведенного фактического материала видно, что тектоническая структура Сакмарской зоны исключительно сложна. Она отличается большой гетерогенностью, проявившейся в возникновении самых разнообразных по морфологии нарушений. Широкое распространение получили здесь и линейные напругенные складки, и брахиформные дислокации. Те и другие осложнены различно ориентированными разрывами. Удивительная пестрота, кажущаяся хаотичность структур во многом обусловлены присутствием серпентинитовых брекчий. Последние, как было показано, определяют форму куполовидных и мульдообразных нарушений.

Несмотря на крайнюю сложность структуры зоны, в первом приближении удается наметить генетическую и возрастную последовательность формирования различных складчатых и разрывных нарушений. Основные выводы, к которым мы пришли, заключаются в том, что: 1) для Сакмарской зоны характерен пестрый ряд разнофациальных покровных пластин; 2) шарьирование — процесс длительный, разделенный этапами дифференцированных вертикальных движений, сопровождающихся размывом и отложением осадков.

Исключительное разнообразие дислокаций Сакмарской зоны позволяет рассмотреть процесс становления покровов в развитии. Уже давно было замечено, что региональная структура складчатых областей — результат наложения нескольких стадий складкообразования. Последовательность формирования структуры удается установить либо когда различна морфология разновозрастных нарушений, либо когда они различно ориентированы. Этому вопросу были посвящены специальные работы, на конкретных примерах показавшие длительность и сложность развития структуры зон, характеризующихся покровным строением (Буртман, 1968; Руженцев, 1968, 1971в). В общем виде проблема рассмотрена В.С. Буртманом, который выделил три этапа формирования складчатого комплекса: 1) образование лежащих складок и покровов; 2) смятие их в вертикальные складки, осложненные сбросами, взбросами и надвигами; 3) появление горизонтальных складок и сдвигов. Указанная схема может быть принята в самом общем виде. По нашему мнению, она отражает лишь главную тенденцию проявления различного вида деформаций, так как даже в сравнительно узком временном интервале последовательность образования морфологически различных дислокаций может существенно нарушаться. Кроме того, следует отметить, что горизонтальные складки и поперечные сдвиги вообще встречаются сравнительно редко (особенно в линейных складчатых зонах).

Ранее было показано, что Сакмарская зона представляет собой систему покровных пластин. В отдельных районах зоны число и последовательность пластин в разрезе не одинаковы. Схема их сопоставления дана в табл. 2.

Полевые наблюдения и результаты высокочастотных электромагнитных зондирований позволяют считать, что в основании всего аллохтонного пакета залегает мощная пластина, сложенная гипербазитами и метасоматическими габброидами, амфиболитами и зелеными сланцами. В относительно ненарушенном виде породы этого комплекса наблюдаются в Хабаровинском массиве, а также в пределах "амфиболитовых куполов" в центральной части зоны (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Поспелов, Руженцев, 1972). На большей же территории они существуют в виде протрузивных тел серпентинитового меланжа.

Согласно представлениям, получившим в последнее время широкое распространение (Пейве, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, Штрейс и др., 1972; Марков и др., 1972; Перфильев, Руженцев, 1973а; Dewey, Bird, 1971), габбро-гипербазитовый комплекс является фундаментом, на котором формируются офиолитовые вулканогенно-осадочные серии. Поэтому вся Сакмарская зона может рассматриваться как офиолитовый аллохтон, шарьированный в пределы восточной части Русской платформы. Присутствие габбро-гипербазитового ложа сыграло исключительно важную роль в оформлении конкретной структуры зоны, в первую очередь вследствие появления значительных масс пластичных серпентинитов.

В процессе движения офиолитовый аллохтон, первоначально представлявший собой гигантскую тектоническую пластину, структурно расслаивался на серию элементов, смещавшихся независимо. По-видимому, основные срывы были приурочены к контакту: 1) габбро и амфиболитов, а также 2) амфиболитов, включая зеленые сланцы, и вулканогенно-осадочной серии. В условиях прогрессирующего сжатия габбро-гипербазитовый пласт дробился, постепенно превращаясь в серпентинитовый меланж. В специальной работе А.С. Перфильевым и С.В. Руженцевым (1973б) рассмотрен процесс раздробления габбро-гипербазитовых пластин и переход их в меланж. В общем виде намечается такая последовательность событий. По-видимому, после отслоения габбро-гипербазитового пласта он расчленился на отдельные блоки, давшие начало частным покровным пластинам. Наличие последних доказано в ряде складчатых поясов. В это время деформация габбро-гипербазитового фундамента мало чем отличается от деформации вышележащих горизонтов. Возникают чешуйчатые зоны, системы дисгармоничных, в том числе и лежащих складок. Характерны явления синкинематического метаморфизма: превращение гипербазитов в антигорит-оливиновые кристаллосланцы, габбро — в амфиболиты (Перфильев, Руженцев, 1973а).

В это же время широкое развитие получают процессы серпентинизации гипербазитов, которые в условиях тектонического истирания аллохтона интенсивно меланжируются. В дальнейшем серпентиниты проникают в верхнюю часть пластин, дезинтегрируя габброидный "целик" на отдельные блоки. Так возникает брекчия, состоящая из глыб массивных гипербазитов (более или менее серпентинизированных), габбро, амфиболитов, реже зеленых сланцев, сцементированных серпентинитами. Степень раздробления, сглаженности (тектонической окатанности) и рассеянности глыб разного состава во всем объеме брекчии может существенно меняться. Общим для подобного рода образования является то, что они состоят исключительно из пород меланократового фундамента эвгеосинклинальных серий. Брекчии этого типа выделяются под названием мономиктового меланжа (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Поспелов, Руженцев, 1972).

Тектонически отслоенная вулканогенно-осадочная толща деформировалась независимо, дисгармонично по отношению к породам фундамента. Возникла система покровных пластин, каждая из которых в целом характеризуется нормальным разрезом стратиграфических горизонтов. В первом приближении удается наметить следующую последовательность событий.

1. Еще до обособления пластин слои местами были смяты в морфологически разнообразные складки. Установлено два типа нарушений. Чаще это сжатые, вплоть до изоклинальных, ориентированные субмеридионально, опрокинутые к западу или прямые структуры. Их размеры и форма зависят от состава сминавшихся толщ. Кремни и туфогенные слоистые серии дают пестрый в морфологическом отношении набор обычно не очень крупных структур. Наоборот, кремнисто-вулканические толщи образуют относительно выдержанные по простиранию, более крупные дислокации. Кроме того, в отдельных пластинах (Косистекский и Чебаклинский районы) установлены крупные (иногда амплитудой до 10 км) лежачие складки. Это подобные складки продольного изгиба с хорошо развитым межпластовым кливажом и нагнетанием избыточных пластичных масс в замки. Очень часто такие нарушения приобретают форму "хвостовых" с отслоенной и независимо деформированной внешней оболочкой. Очевидно, такие складки вообще характерны для зон с покровно-надвиговой структурой, являясь результатом интенсивного сокращения площади основания, на котором располагались деформируемые толщи (Руженцев, 1971в, 1972а).

Местами можно наблюдать, что осевые поверхности лежачих складок смяты в крутые, опрокинутые к западу нарушения. Это более поздняя генерация структур. Не исключено, что они одновозрастны с субмеридиональными дислокациями, отмеченными ранее. Оба типа нарушений имеют зональное распространение. Местами они выражены отчетливо. Местами же слои залегали почти горизонтально.

2. После образования указанных складок вся сорванная масса отложений распалась на серию пластин, последовательно надвигавшихся одна на другую. Возникла покровно-чешуйчатая структура, в пределах которой каждая восточная пластина, имевшая определенную фаціальную характеристику, надвигалась на соседнюю западную (или что в механическом отношении безразлично — каждая западная пододвигалась под соседнюю восточную). Образовался рассмотренный выше, в целом закономерно построенный покровный пакет, состоящий из следующих пластин (снизу вверх): 1) кремневой; 2) кремнисто-вулканической и 3) туфогенной (название дается по преобладающему типу силурийских отложений). Такая последовательность покровов выдержана на большей территории Сакмарской зоны. Однако местами (Косистекский район) она нарушена. Чередование пластин в отдельных частях покровного пакета становится не упорядоченным. Причина этого сейчас не вполне ясна. Возможно, что это связано с разрывом на пластины крупных лежачих складок, которые наиболее хорошо выражены как раз на юге Сакмарской зоны.

Кроме того, повсеместно происходило структурное отслоение кидрясовской свиты ( $Cm_3 - O_1a_1$ ), образовавшей пластину в основании покровного пакета. По существу смещение шарьрируемых масс ( $O_1a_2 - D_2e$ ) шло по кровле верхнекембрийских — нижнеордовикских песчаников. Опять-таки только в Косистекском районе отложения этого возраста попали внутрь покровного пакета. Следует отметить, однако, что здесь они представлены в совершенно иных фациях (куагачская свита).

3. Уже на первом этапе шарьяжеобразования происходило частичное перераспределение серпентинитов. Иногда серпентиниты в виде пластичной прокладки попадали между отдельными пластинами. В это же время началось формирование серпентинитовых протрузивных куполов. Процесс не принял еще широкого размаха. Он привел к некоторому изгибу пластин, часть которых была размыта в приподнятых участках. Лишь в Чебаклинском районе крупные протрузивные тела меланжа прорвали крышку из пластин, образовав серию куполов (Чебаклинская антиклинальная зона).

Время шарьрирования устанавливается достаточно точно по трансгрессивному налеганию верхнеэйфельских лав чанчарской свиты (первый неавтохтон) на разнофаціальные пластины. Кроме того, в Косистекском районе установлено, что экструзивные тела щелочных базальтоидов, комагматичные лавам чанчарской свиты, рвут плоскости сместителей, разделяющие пластины. Учитывая, что в строении покровов принимают участие отложения нижнего эйфе-

ля, мы считаем, что первый этап шарьяжеобразования имел место в середине эйфеля.

4. Как уже отмечалось, сформировавшийся пакет пластин был сдвоен. В Косистекском и Медесском районах такое сдвигание доказывается залеганием силурийских кремней на верхнеэйфельских (возможно, и живетских) лавах. Сложнее обстоит дело в Чебаклинском и Кувандык-Медногорском районах. Неоавтохтонные образования здесь отсутствуют, и сдвигание доказывается лишь на основании закономерной повторяемости разнофациальных пластин в разрезе.

В процессе усложнения покровного пакета происходило образование многочисленных серпентинитовых прокладок между отдельными пластинами (см. рис. 16). Появление прокладок облегчалось благодаря тому, что в это время серпентинитовый меланж кое-где был выведен на поверхность. Шарьируемые пластины, перемещаясь по нему, захватили своей базальной частью некоторые массы серпентинитов. Как правило, мощность серпентинитовых пластов не велика.

5. Возникший покровный пакет был смят в систему линейных складок. Преобладают субмеридиональные или ориентированные в северо-западном направлении, опрокинутые или наклоненные к юго-западу нарушения. Это, как правило, крупные, шириной до 1,5-3 км, тянущиеся на десятки километров, морфологически однообразные структуры, гармонично насыщающие отдельные зоны. По строению это типичные линейные анти- и синформы. Относительно простая форма складок существенно меняется лишь в местах, где к ним приурочены значительные массы серпентинитов. В этом случае появляются разнообразие осложняющие дислокации (Алимбетовская антиклиналь, Сухореченская антиклинальная зона). Линейные анти- и синформы имеют зональное распространение и разделяются участками, где слои деформированы в целом незначительно. Характерно, что зеркало складчатости почти горизонтально. Основная полоса линейных складок тянется от восточной части Косистекского района в северо-северо-западном направлении. В Медесском и Чебаклинском районах она прослеживается уже на западе и в верховьях р. Киндели погружается под пластины Кураганской синклинали. К западу (западная часть Косистекского района) и востоку (восточная часть Медесского и Чебаклинского районов) от этой полосы пластины залегают гораздо полнее.

6. Таким образом, отличительной особенностью линейных структур является конформное смятие всей серии покровных пластин. Особенно хорошо это видно в Чебаклинском районе, где разнофациальные пластины 3-8, т.е. пластины, возникшие до и после сдвигания покровного пакета, дислоцированы совершенно конформно. Исключение составляют покровы Кувандык-Медногорского района, залегающие на линейных структурах резко дискордантно. По своему положению эти покровы соответствуют верхним пластинам Чебаклинского района, резко отличаясь от них составом и внутренней структурой. Для объяснения этого несоответствия мы допускаем, что после образования (первый и второй этапы шарьярования) покровы Кувандык-Медногорского района располагались восточнее зоны линейных складок, в области, где смятие пластин было незначительным. Позднее рассматриваемые покровы были дополнительно перемещены к западу (третий этап шарьярования), перекрыв полосу линейных анти- и синформных дислокаций.

Время второго и третьего этапов шарьярования, а также смятия пластин в линейные складки устанавливается на основании следующего. Смятые пластины и в Медесском, и в Чебаклинском, и особенно в Кувандык-Медногорском районах прорваны продольными и поперечными по отношению к простиранию антиформ дайками кварцевых альбитофиров, являющихся подводными каналами для крупных экструзивных пластообразных тел. В обнажениях на водоразделе рек Алимбет и Коктогай, а также в обрывах р. Блявы можно видеть, как такие тела несогласно перекрывают породы различных тектонических пластин. Следовательно, дополнительное шарьярование происходило

после верхнего эйфеля, но до образования тел альбитофиров. Возраст последних послеверхнеэйфельский, но дофранский. Это подтверждается также и тем, что кремни егиндинской свиты ( $D_3fr$ ) в бассейне рек Айтпайки и Егинды (Косистекский район) трансгрессивно перекрывают различные покровные пластины. На основании сказанного можно сделать вывод, что альбитофиры, а также отложения егиндинской ( $D_3fr$ ) и с постепенным переходом залегающие выше - зиларской ( $D_3fm-C_1t$ ) свит являются вторыми неосавтохтонными образованиями.

7. Возникновение протрузивных куполов серпентинитового меланжа в конечном счете определило основные особенности структуры Сакмарской зоны. Формирование серпентинитовых протрузий - процесс длительный. Однажды начавшись, он продолжался с некоторыми перерывами со все возрастающей интенсивностью. По существу холодное внедрение серпентинитов в покрывку, состоящую из серии пластин, начинается сразу после появления достаточно мощных масс мономиктового меланжа. Как было показано (Перфильев, Руженцев, 1973б), на ранних этапах своего развития мономиктовый меланж представляет собой более или менее выдержанный пласт в подоше покровного пакета. В условиях неравномерности горизонтального сжатия, обязательно существующего в процессе шарьирования, пластичная серпентинитовая брекчия начинает течь, послойно перераспределяясь. В местах избыточного нагнетания серпентинитовой массы возникают купола, в местах оттока - компенсационные мульды (Руженцев, 1971а).

Вначале основным типом структур являются купола, обладающие обычно правильной формой. Мономиктовый меланж идеально вписывается в ядра таких складок. Однако в дальнейшем, по мере роста протрузий, мономиктовый меланж прорывает оболочку купола, дробит ее на отдельные блоки, которые входят в состав меланжа. Последний, таким образом, обогащается более или менее многочисленными глыбами вулканогенно-осадочных пород. Так возникает полимиктовый меланж (первая категория). Он отличается определенным набором глыб, обусловленным составом прорываемой пластины. Обломки, как правило, слабо перемещены в серпентинитовой массе, и их источник устанавливается без особого труда.

Протрузионные купола, пространственно связанные с подобного рода меланжем, отличаются гораздо менее правильными очертаниями. Иногда можно видеть, как одна часть купола имеет в плане овальную или круглую форму, другая - неправильную, характеризующуюся расплывчатыми контурами. Оба отмеченные типа нарушений очень широко распространены в Косистекском районе. Очевидно, что неправильной формы купола являются нарушениями более поздней генерации (Руженцев, 1971б).

Гораздо чаще, однако, полимиктовый меланж образует неправильные дискордантные тела, иногда весьма причудливых очертаний. Такой меланж насыщен многочисленными глыбами различного типа пород, встречающихся, впрочем, в данном районе. Там, где позволяют условия вреза, видно, что глыбы вулканогенно-осадочных пород располагаются вдоль апикальной части тела, исчезая с глубиной. Здесь они замещаются глыбами габбро и амфиболитов. Такие тела серпентинитов очень характерны для Чебаклинского и особенно Медеского районов.

Как уже говорилось (Ильинская и др., 1972), наряду с дискордантными телами серпентинитового меланжа особенно широко распространены синформные мульды (например, Сугралинская или Масеевская). Мы рассматриваем их как компенсационные структуры, образующиеся в результате оттока серпентинитовой массы в пределы куполов. В случае, когда такой отток был существенным (возникновение дискордантных тел полимиктового меланжа), мульды достигали значительных размеров. Отмеченная разновидность структур является наиболее поздней генерацией.

Таким образом, формирование брахиформных дислокаций Сакмарской зоны нужно понимать как длительный процесс, обусловленный послойным перерасп-

ределением подвижной серпентинитовой массы. Ему обязательно предшествует период шарьяжеобразования (формирование мономиктового меланжа). В дальнейшем (повторные этапы шарьирования) оба процесса идут параллельно. Однако обычно становление протрузионных куполов и компенсационных мульд заканчивается позже. В результате появляются отмеченные купола-антiformы и мулды-синформы (смятые пакеты пластин), существование которых, собственно, и позволяет в условиях уральской обнаженности доказывать наличие тектонических покровов. Ядра куполов в этом случае можно рассматривать как тектонические окна, мульд — как останцы.

8. Так как шарьирование и рост протрузионных куполов идут параллельно, оба процесса взаимосвязаны и влияют один на другой. Рост куполов меланжа и, как следствие, появление пластичной серпентинитовой массы на более высоких структурных уровнях облегчают движение пластин. В то же время пластины, перемещаясь над сводами куполов, срезают их, существенно перерабатывая серпентинитовую брекчию. Структурная связь апикальных частей протрузионных куполов с пластовыми телами серпентинитов, подстилающими пластины, которые перекрывают эти купола, в ряде случаев устанавливается отчетливо. Так, например, в Чебаклинском районе пакет из пластин перекрывает Чебаклинский меланж (см. рис. 15 и 16). В основании той части пакета, которая переместилась через поле серпентинитовой брекчии, появляется пласт серпентинитов. Он расположен строго в основании пластины 6, являясь растертой кровлей Чебаклинского протрузионного купола, перемещавшейся в подошве шарьлируемого покровного пакета. Подобного рода серпентинитовые шлейфы, связанные с куполовидными массами меланжа (корневые участки) весьма характерны для Сакмарской зоны. Однако чаще структурная связь межпокровных серпентинитовых прокладок и корневых куполов утеряна, что указывает на значительные амплитуды смещения перекрывающих серпентиниты пластин.

Отмечалось, что в процессе роста протрузионных куполов мономиктовый меланж обогащается глыбами пород, вмещающих вулканогенно-осадочные толщи, превращаясь в полимиктовый меланж первой категории. В дальнейшем, в результате срезания верхних частей тел полимиктового меланжа и дополнительного его перемешивания в подошве пластин, возникает полимиктовый меланж (вторая категория). Он отличается большей гомогенностью (степеню перемешивания глыб), набором разнообразных глыб, связь которых с материнскими породами обычно установить невозможно. Характерно присутствие экзотических глыб (например, нижнекембрийских известняков, разнообразных кристаллических пород сиалического ряда и т.д.). Примером такого рода брекчий могут служить Кувандыжский и Косагачский меланжи. Первый расположен по контакту пластин 7 и 8 (Кувандыж-Медногорский район), второй — габбро-гипербазитового комплекса (пластина 1) и пластины 2 (Медесский район).

По крайней мере теоретически процесс переработки габбро-гипербазитового комплекса непрерывен. Генеральная его схема сводится к следующему:

- 1) раздробление габбро-гипербазитового целика в результате шарьирования, образование мономиктового меланжа; 2) рост протрузионных куполов, прорыв мономиктовым меланжем разнофациальных покровных пластин, первоначально их перекрывающих, превращение мономиктового меланжа в полимиктовый меланж первой категории; 3) повторное шарьирование, превращение полимиктового меланжа первой категории в полимиктовый меланж второй категории. Послойное перераспределение серпентинитовой массы (полимиктовый меланж второй категории) может дать начало второй генерации куполов, и процесс повторится. В конечном счете серпентиниты настолько пронизывают всю систему пластин, что в структурном отношении крупные участки могут рассматриваться как сплошная макробрекчия, в которой лишь местами сохранились отдельные крупные целики вулканогенно-осадочных пород. Медесский район в известной степени представляет собой такую серпентинитовую макробрекчию (см. рис. 10, макромеланж).

9. Одним из наиболее интересных, однако наименее изученных типов структур Сакмарской зоны являются гигантские лежачие складки. Это одна из позднейших генераций покровно-складчатых нарушений, к ним относятся Хабарнинская антиклиналь и Губерлинская синклинали, наиболее верхние покровные элементы Сакмарской зоны, расположенные в ее верхней части, непосредственно по границе с Уралтауским антиклинорием. Позднее мы специально остановимся на этом вопросе (см. стр. 104), сейчас же только отметим, — есть основания считать, что вся Сакмарская зона представляет собой огромную лежачую, обращенную к западу антиклиналь. Она образовалась вследствие смятия серии сформировавшихся ранее покровных пластин.

Автором было показано (Руженцев, 1970, 1971в, 1972а), что гигантские ныряющие или лежачие покровные складки продольного изгиба часто возникают в результате гравитационного оползания шарьруемых масс по склону растущих поднятий. Отличительной особенностью таких складок является конформное смятие деформируемых горизонтов, четко выраженный фронтальный изгиб (замок, лоб).

Формирование Сакмарской и Хабарнинской покровных складок, по-видимому, связано с обособлением и прогрессирующим ростом Уралтауского антиклинория, начавшимся в среднем карбоне. В это время фронтальная (западная) часть покровного пакета, шарьруванная в пределы восточной части Русской платформы, была отсечена от своих корневых (восточных) частей и по западному склону Уралтау сползла примерно на 40 км к западу (Руженцев, 1971а). Эвгеосинклиналильные толщи таким образом были продвинуты в глубь платформы. Они интенсивно размывались, поставляя обломочный материал для флишевых каменноугольных прогибов, появлявшихся перед фронтом Сакмарского аллохтона.

10. Наиболее молодыми нарушениями Сакмарской зоны являются поперечные структуры. Они представляют собой либо крутой разрыв (или серию разрывов, группирующихся в узкие зоны), либо коробчатые антиклинали. По-видимому, автохтонное основание было разбито субширотными разломами на отдельные блоки, неравномерное проседание которых и привело к образованию отмеченных поперечных нарушений. Время их формирования не ясно. Возможно, что они возникли в конце палеозоя или в раннем мезозое.

Итак, современная структура Сакмарской зоны — результат длительного развития, в течение которого формировались в генетическом отношении разнообразные, разновозрастные дислокации. Ведущим, однако, был процесс поперечного сжатия, обусловивший появление пакета морфологически разнообразных покровных нарушений. В его пределах тектонически "перетасованы" фрагменты разнофациальных толщ ордовика, силура, нижнего и среднего девона, а также габбро-гипербазитового их основания. Такая структура, естественно, предполагает значительное сокращение первоначальной ширины деформируемых толщ.

Амплитуду шарьрования необходимо подсчитывать дифференцированно для покровов разных генетических типов (Руженцев, Белов, 1973). Из общего размера перемещения аллохтона исключается амплитуда гравитационного шарьрования. Оставшаяся величина в первом приближении будет соответствовать минимальной видимой амплитуде суммарного надвигания, обусловленного процессами горизонтально ориентированного сжатия. Уже говорилось, что размер гравитационного оползания Сакмарского аллохтона, располагавшегося до среднего карбона на территории Уралтау, достигает 40 км. Однако это лишь позднейшие и далеко не самые крупные смещения аллохтона. По-видимому, гораздо более значительными они были в девоне. Амплитуду шарьрования, происходившего в то время, установить трудно. Однако даже весьма приблизительные подсчеты указывают на огромные ее размеры.

Действительно, ширина современной Сакмарской зоны в наиболее просто построенной северной части достигает 25 км. Здесь устанавливается три пластины (7-9). Ширина пластин 7 и 8 по 25 км, пластины 9-15 км.

Простой разворот этих пластин (выстраивание одна за другой, считая пластину 7 западной, 9 восточной) дает минимальную ширину развития толщи до шарьирования 65 км. Это минимальная видимая величина, так как здесь не учитывается размыв пластин по краям (т.е. современные их границы условно принимаются за первичные), а также смятие толщ внутри пластин. Следует учитывать также, что отмеченный покровный пакет был по крайней мере вдвое, т.е. первоначальная ширина деформируемой аллохтонной массы как минимум достигала 130 км. В действительности число пластин больше, что еще увеличит размеры аллохтона. Если добавить сюда сокращение ширины аллохтона, обусловленное изгибом пакета пластин, размывом фронта покровов, то приходится признать, что амплитуда поперечного сокращения первоначальной ширины шарьлируемой массы будет не менее 150 км. Конечно, такие подсчеты весьма грубы, в том числе и потому, что мы не знаем первоначального положения корневой зоны. Однако приведенные цифры являются заведомо заниженными, и пересмотр может идти только в сторону их увеличения.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА  
ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА,  
МЕХАНИЗМ И ВРЕМЯ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ**

Уже говорилось (см. рис. 1, стр. 4), что на территории Южного Урала к западу от Уралтау расположены следующие тектонические зоны (с запада на восток): 1) Бельская впадина западной части Предуральяского краевого прогиба; 2) зона передовых складок восточной части Предуральяского краевого прогиба; 3) Башкирский антиклинорий; 4) Зилаирский синклинорий и 5) Сакмарская зона. Несмотря на то, что все они образованы отложениями разного возраста и состава, характеризуются преобладанием определенных типов складчатых и разрывных нарушений, они слагают очень сложную, однако вполне закономерно построенную структуру. Отличительной чертой последней является широкое распространение надвигов и шарьяжей, амплитуда которых увеличивается с запада на восток. Вследствие этого в том же направлении происходит появление на поверхности все более древних аллохтонных комплексов.

Ниже мы кратко остановимся на характеристике отдельных зон.

**БЕЛЬСКАЯ ВПАДИНА**

Бельская впадина Предуральяского краевого прогиба на западе ограничена полосой рифов нижней перми, на востоке — зоной линейных складок, образованных породами карбона и нижней перми (Богданов, 1947; Пушаровский, 1959). Палеозой Бельской впадины представлен осадками девона и карбона общей мощностью до 1700 м. Лишь в ее южной части и местами на восточном крыле известны силурийские отложения (кварцевые песчаники), мощность которых меняется от нескольких до 200 м. Ассельские, сакмарские и артинские осадки в осевой зоне рассматриваемой структуры сложены мергелями и глинистыми известняками мощностью в несколько десятков метров, на западном крыле — рифогенными известняками мощностью до 2000 м. Выше залегает галогенная толща кунгурского яруса и красноцветная моласса верхней перми.

Подсолевое ложе Бельской впадины опущено по отношению к одновозрастным отложениям зоны передовых складок примерно на 2,5–5 км. Отличительной особенностью тектоники является несоответствие структурных планов докунгурских и вышележащих толщ. Деформации кунгура, обусловленные процессами диапиризма и послыюного перераспределения пластичных соленосных осадков, определили широкое развитие здесь солянокупольных нарушений и компенсационных мульд, выполненных верхнепермскими красноцветами (Богданов, 1974).

Структура подсолевого ложа ( $C_1 - P_{1ar}$ ) в настоящее время детально изучена (Камалетдинов и др., 1966, 1967; Камалетдинов, 1972). Здесь установлены меридиональные гребневидные антиклинальные зоны (с запада на восток): Кинзебулатовско-Карлинская, Табынско-Бакракская, Ромадановско-Пейрукская и Саратово-Исимовская. Указанные структуры протягиваются на многие десятки и сотни километров. Однако, вследствие ундуляции шарниров, они состоят из серии более или менее изолированных складок. Саратовско-Исимовская антиклиналь на севере выходит из-под соленосной толщи, прос-

Рис. 26. Геологический профиль через Бакракскую антиклиналь (по М.А. Камалетдинову)

1 - тектоническая брекчия, 2 - неогеновые отложения

леживаясь в пределы полосы линейных складок, что свидетельствует об известной генетической близости обоих типов структур.

Антиклинальные зоны разделены широкими, плоскими, корытообразными син-

клиналями, на территории которых слои залегают практически горизонтально. Указанные антиклинали, известные под названием складок кинзебулатовского типа, имеют однообразное строение (рис. 26). Глубоким бурением и сейсмо-разведкой доказана их тесная пространственная связь с надвигами. Прослой сместителей обычно падают к востоку под углом 20–45°, причем происходит их выполаживание с глубиной по мере удаления от ядра антиклиналей. Амплитуда смещения колеблется от нескольких сотен метров до 2–3 км. Обычно надвиги трассируются в виде непрерывных нарушений, приуроченных к более крутому западному крылу, где являются секущими. По мере выполаживания такие сколы превращаются в послойные срывы. Так, например, в районе Бакракской антиклинали такой срыв приурочен к среднедевонским известнякам.

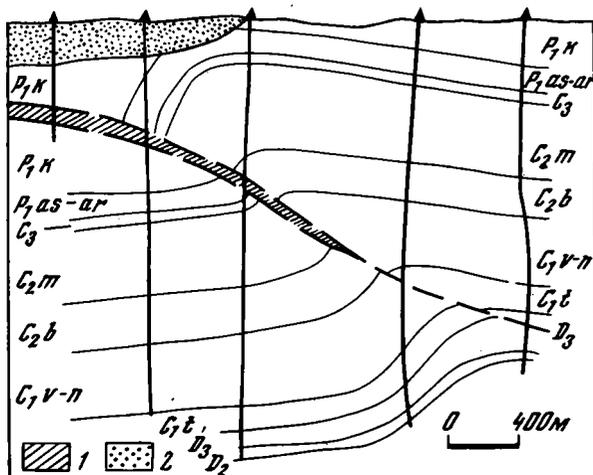
Часто фронтальные сколы тассируются на поверхности. Однако местами на поверхности они не выражены (Саратовская антиклиналь) и устанавливаются бурением лишь в нижних частях структур. Такие примеры имеют принципиальное значение, так как подтверждают тесную генетическую связь складок кинзебулатовского типа с надвигами. По-видимому, первоначально послойный срыв некоторой верхней части подсолевого ложа компенсировался лишь фронтальным изгибом слоев. Возникла дисгармоничная, не имеющая продолжения вниз (бескорневая) антиклиналь. В дальнейшем, если процесс шел дальше, в ядре такой складки формировался скол, который в конечном счете мог достигнуть поверхности.

Следовательно, отмеченные антиклинальные зоны являются поверхностным выражением сколов, возникающих в результате послойного срыва некоторой толщи со своего основания. В связи с этим можно предположить, что плоские синклинали, разделяющие антиклинали, пространственно приурочены к участкам, где смещавшаяся толща ограничивалась срывом. Система послойный срыв – фронтальный изгиб слоев – скол (надвиг), таким образом, определяет структуру подсолевого ложа Бельской впадины Предуральяского краевого прогиба.

### ЗОНА ПЕРЕДОВЫХ СКЛАДКОВ УРАЛА

Здесь обнаружены отложения карбона и нижней перми. Нижнетурнейские слои представлены песчаниками и аргиллитами, верхнетурнейские, визейские и на-мюрские – глинистыми известняками и кремнями. Выше залегает мощная толща терригенного флиша среднего-верхнего карбона, переходящая вверх по разрезу в сероцветную молассу ассельского, сакмарского и артинского ярусов (Руженцев, 1946, 1948; Хворова, 1961).

В виде узкой (10–12 км) полосы зона передовых складок прослеживается вдоль западного края Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория



(см. рис. 1) примерно до широты р. Касмарки. Здесь с запада и востока она местами ограничена надвигами, плоскости которых наклонены к востоку. Южнее долины Касмарки структура меняется. Ширина зоны увеличивается до 50 км. Надвиги как регионально выдержанные нарушения здесь исчезают. Вследствие этого, с одной стороны, устанавливаются нормальные стратиграфические связи морской молассы ( $P_1$ ) с соленосными ( $P_1$ ) и красноцветными ( $P_2$ ) породами, с другой, — карбонатных и флишевых отложений (С) с граувакками зилаирской свиты ( $D_3-C_1$ ).

Северный структурный участок в морфологическом отношении представляет собой более или менее дислоцированную ступень, отделенную от Бельской впадины Тастубской флексурой. Указанная ступень, выделенная впервые А.А. Богдановым (1947), полого наклонена к западу. Местами она осложнена серией меридионально вытянутых, морфологически разнообразных складок. В пределах соединительного крыла флексуры слои круто ( $45-70^\circ$ ) падают к западу. Оно осложнено продольными надвигами, и опрокинутыми к западу, вплоть до перевернутых, складками. Подобное строение зоны передовых складок севернее Касмарки отмечалось многими авторами (Богданов, 1947; Богданов, Келлер, 1947; Келлер, 1949; Хворова, 1961; Эз и др., 1965; Камалетдинов и др., 1967; Оффман, Буш, 1972).

В северной части рассматриваемой зоны, расположенной к западу от Башкирского антиклинория, распространены преимущественно коробчатые или с округлыми широкими сводами дислокации, входящие в состав Саратовско-Исумовской антиклинальной зоны. В пределах западных крыльев слои круто ( $40-70^\circ$ ) наклонены в сторону Бельской впадины. Они, собственно, и являются флексуобразным перегибом, обозначающим переход от зоны передовых складок к впадине. Восточные крылья гораздо положе. Буровыми работами доказано (Камалетдинов и др., 1967), что к отмеченной флекуре приурочена система надвигов, плоскости которых погружаются к востоку (рис. 27). На профилях видно, что в морфологическом отношении складки кинзебулатовского типа и многие структуры зоны передовых складок сходны (ср. фиг. 26 и 27).

Южнее, от района южного окончания Башкирского антиклинория до широты р. Касмарки, структура полосы развития каменноугольно-нижнепермских отложений сходна, хотя и характеризуется некоторыми особенностями. Зона передовых складок отделена от Бельской впадины флексурой. Ее верхнее крыло рассматривается как особый структурный элемент, выделяемый под названием Касмарской (по В.В. Эзу) или Чернореченской (по П.Е. Оффману) ступени.

Северная часть этой ступени (междуречье Большого Ика и Чумазы) представляет собой круто падающую к западу моноклинал, осложненную узкими, обычно не слишком вытянутыми, опрокинутыми к западу складками. Это смятые, часто нарушенные продольными взбросами структуры. В подвернутых западных крыльях антиклиналей слои падают к востоку под углом  $60-70^\circ$ , в восточных — также к востоку под углом  $30-40^\circ$ . По направлению к западу напряженность дислокаций уменьшается. Переход от зоны линейных складок к Бельской впадине резкий флексуобразный. К флекуре приурочен региональный надвиг, плоскость которого падает к востоку. Наряду с опрокинутыми или наклонными нарушениями в рассматриваемом районе встречаются перевернутые складки. Одна из них была установлена А.А. Богдановым и Б.М. Келлером (1947) в устье р. Малый Ик, другая — И.В. Хворовой (1961) в бассейне р. Иньяк. Первое нарушение сложено верхнекаменноугольными отложениями, дислоцированными дисгармонично по отношению к среднекаменноугольным слоям, с которых они сорваны. Для него предполагается гравитационное происхождение. Второе образовано визейско-намюрскими известняками, залегающими в подвернутом крыле на среднекаменноугольном флише, а тот в свою очередь на нижнепермской молассе (рис. 28). Нижне- и среднекаменноугольные и пермские отложения смяты здесь более или менее конформно. Вообще рассматриваемая структура, по-видимому, является фронтальной частью гораздо более крупной складки, ядро которой образовано граувакками фаменско-турнейского возраста. Дисгармония в смятии отдельных стратиграфических горизонтов здесь существует,

но она выражена не столь резко, как в первом случае, а вся толща от верхнего девона до среднего карбона включительно образует единую систему структур, хотя и осложненную разрывами.

В южной части Касмарской ступени (междуречье Чумазы и Касмарки) структура меняется. Флексурообразный переход от складчатой зоны к Бельской впадине здесь сохраняется. Однако внутреннее строение ступени иное. Здесь появляется система относительно широких складок. Преобладают открытые нарушения с округлыми замками, наклоненные к западу. Отмечается (Эз и др., 1965) дисгармония смятия отложений нижнего карбона, с одной стороны, среднего карбона – нижней перми, с другой. Первые смяты в относительно узкие, опрокинутые к западу, осложненные надвигами складки. От структур Зилаирского синклинория они отделены разломом. Вторые образуют крупные линейные нарушения. Ширина антиклиналей и синклиналей приблизительно одинаковая. Синклинали отличаются более плавными замками, антиклинали заострены. Очень характерна дисгармоничная мелкая складчатость, приуроченная к более глинистым горизонтам. Для понимания структуры рассматриваемого района большое значение имела Юлдашевская (Богдановская) антиклиналь. Это узкое (4 км), меридионально вытянутое на 70 км нарушение. Его ядро сложено аргиллитами, песчаниками, кремнями, мергелями и известняками ( $C_{1v-n}$ ), крылья – терригенным флишем ( $C_{2-3}$ ). К западу она сменяется Абзановской и Чумазинской синклиналями, выполненными терригенным флишем ( $C_3$ ) и морской молассой ( $P_1$ ).

Юлдашевская антиклиналь расположена севернее р. Касмарки, в зоне перехода от Касмарской ступени к линейным складкам Урало-Сакмарского района. Однако ее форма ничем не отличается от формы последних. Это линейное, наклоненное, иногда опрокинутое к западу нарушение, местами осложненное продольным взбросом. На севере оно имеет узкий килевидный свод, о чем свиде-

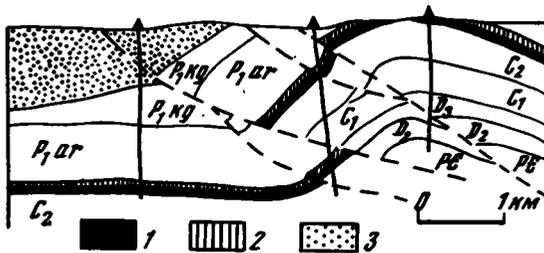


Рис. 27. Геологический профиль через Куперлинскую антиклиналь (по М.А. Камалетдинову)

1 – верхнекаменноугольные отложения; 2 – ассельские и сакмарские отложения; 3 – уфимские отложения

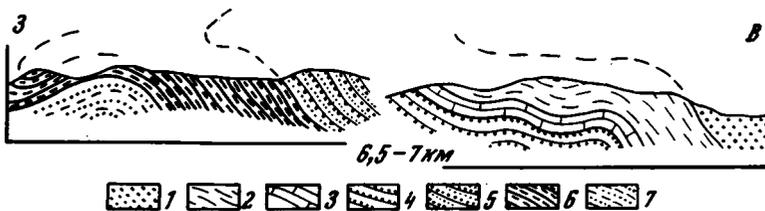


Рис. 28. Лежачая складка в бассейне р. Инях

1 – граувакки зилаирской свиты ( $D_{3fm}-C_{1t}$ ); 2 – аргиллиты, известняки, кремни, песчаники ( $C_{1v}$ ); 3 – глинистые известняки ( $C_{1n}$ ); 4 – терригенный флиш ( $C_2$ ); 5 – песчаники, аргиллиты, известняки ( $P_{1as}$ ); 6 – песчаники, аргиллиты ( $P_{1s}$ ); 7 – песчаники, аргиллиты, конгломераты ( $P_{1ar}$ )

тельствует крутая острая периклираль. К югу структура расширяется. Изгиб слоев в замке здесь плавный. Соответственно периклираль также широкая, обладает правильной формой.

В средней части Юлдашевской антиклинали была пробурена скважина. Под толщей визейских пород она вскрыла сначала известняки с остатками фузули-нид башкирского яруса, а далее вниз по разрезу известняки визейского и на-мюрского ярусов (рис. 29). Таким образом, наложение нижекаменноугольных отложений на среднекаменноугольные здесь несомненно.

Обращает на себя внимание и то, что поднадвиговая толща фашиально отлича- от той, которая развита на поверхности. Действительно, вся полоса передовых скла- док в рассматриваемом участке сложена либо флишевыми ( $C_{1-3}$ ), либо молассовы- ми ( $P_1$ ) образованиями миогеосинклинального типа. В то же время слои, вскрытые на глубине, представлены известняками платформенного типа.

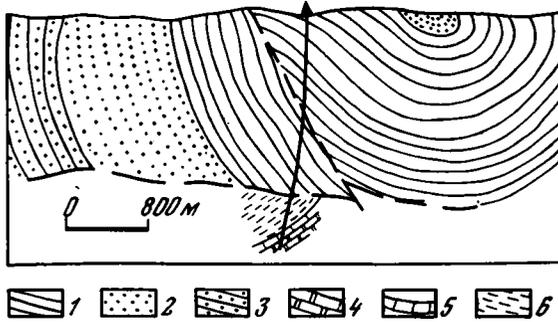


Рис. 29. Геологический профиль через Юлдашевскую (Богдановскую) антиклиналь (по М.А. Камалетдинову)

1 - известняки, аргиллиты, песчаники ( $C_1$ ); 2,3 - терриген- ный флиш: 2 -  $C_2$ , 3 -  $C_3$ ; 4-6 - известняки: 4 -  $C_{1v}$ , 5 -  $C_{1n}$ , 6 -  $C_{2b}$

Южнее долины Касмарки одновременно с увеличением ширины рассматривае- мой зоны ее структура продолжает меняться. Этот участок (южный), выде- ляемый под названием Урало-Сакмарского, является районом, где расположено большее число узких антиклиналей и относительно широких синклиналей, ориен- тированных в северо-западном направлении и прослеживающихся иногда на 75-80 км (Хворова, 1961). В отличие от северной части зоны передовых складок на рассматриваемом участке отсутствует отмечающаяся ступень. Зер- кало складчатости полого погружается к западу, вследствие чего в этом на- правлении происходит постепенная смена слоев, участвующих в образовании складок, от более древних к молодым. Одновременно шарниры складок погру- жаются к юго-востоку. Поэтому у антиклиналей четко выражены южные пери- клинали, у синклиналей - северные центриклинали, что обусловило заход дре- вних отложений в ядра антиклиналей с севера, молодых - в ядра синклиналей с юга. И те и другие характеризуются постоянством форм. Антиклинали греб- невидные с узкими, но округлыми сводами, более или менее асимметричные. Они наклонены к юго-западу. На западных крыльях слои падают под углом 50-80°, восточных - 40-60°. Местами встречаются опрокинутые складки, к переклиналям переходящие в прямые. Иногда подвернутые крылья нарушены продольными взбросами, затухающими по направлению к периклиналям. Син- клинали широкие, плоские. По существу переход от структур, расположенных севернее Касмарки, осуществляется за счет расширения и упрощения форм синклиналей. Форма и размеры антиклиналей меняются мало.

Севернее широтного течения р. Белой Предуральский прогиб ограничен Башкирским антиклинорием, вдоль западной границы которого прослеживаются погружающиеся к востоку надвиги. Юго-восточнее антиклинория расположен Зилайрский синклиниорий, выполненный граувакками и аспидными сланцами ( $D_3fm - C_1t$ ), залегающими на известняках, глинистых сланцах и кварцевых песчаниках ( $D_{1-3fr}$ ). Лишь к югу от долины р. Большой Ик указанные отложения смыкаются с полосой передовых складок. В пределах зоны смыкания выделяются два структурных участка: северный (междуречье Большого Ика и Касмарки) и южный (междуречье Касмарки и Урала). На северном участке дислокации синклиниория граничат с Касмарской ступенью, от которой часто отделены надвигом (Камалетдинов, Казанцева, 1970). На южном участке зилайрские граувакки связаны постепенным переходом с перекрывающими их отложениями ( $C_1 - P_1$ ) краевого прогиба, образуя с ними единую систему линейных складок Урало-Сакмарского района.

Кратко остановимся на характеристике структурных соотношений толщ, слагающих Предуральский прогиб и Зилайрский синклиниорий в пределах северного участка. Как уже говорилось, установлено надвигание граувакковых серий и нижнекаменноугольных отложений на более молодые породы Предуральского прогиба. Так, например, в бассейне Большого и Малого Ика такое надвигание доказано буровыми работами (рис. 30). Аллохтон, образованный известняками ( $D_2 - D_3fr$ ), граувакками ( $D_3fm - C_1t$ ) и известняками ( $C_1$ ), залегает на среднекаменноугольном флише. Плоскость сместителя полого погружается к востоку. Местами она слегка смята, вследствие чего перед фронтом аллохтона сохранились покровные останцы, выполняющие ядра синклиналий структур (Суюшевская мульда).

Аналогичные соотношения установлены южнее, к югу от долины Большого Ика (Камалетдинов, 1965). Так, например, в бассейне р. Малая Сурень серия скважин под граувакками зилайрской свиты ( $D_3fm - C_1t$ ) вскрыла карбонатно-терригенные отложения ( $C_1 - C_2b$ ). Последние слагают отдельные чешуи, погружающиеся к востоку. В структурном отношении ниже терригенной толщи девона - нижнего карбона залегают терригенный флиш среднего карбона, который подстилается известняками ( $D_3fr - C_2$ ), причем установлено налегание граувакк ( $D_3fm - C_1t$ ) на известняки среднего карбона (рис. 31).

Результаты бурения в Зилайрском синклиниории согласуются с данными, полученными при бурении на Юлдашевской антиклинали (см. стр. 96 и рис. 29). В обоих случаях карбонатные (платформенные) отложения подстилают разновозрастный флиш (миогеосинклинали). Последний в свою очередь перекрыт граувакками, выполняющими Зилайрский синклиниорий, т.е. выше платформенных образований выделяется по крайней мере два аллохтонных элемента: нижний - миогеосинклиналий отложения ( $C_1 - P_1$ ), верхний - также миогеосинклиналий отложения ( $D_1 - C_1$ ).

Надвиг, отделяющий субавтохтонную верхнепалеозойскую карбонатную толщу от аллохтона, сложенного преимущественно терригенными породами, выделяется под названием Суреньского (Камалетдинов, 1965). Его плоскость полого погружается к востоку. Существование Суреньского надвига доказано лишь в пределах северного участка. На юге (Урало-Сакмарский участок) таких данных нет. Косвенным указанием, что такой надвиг может продолжаться и сюда, является установление платформенного субавтохтона под Юлдашевской антиклиналью, само формирование которой, по-видимому, связано с перемещением аллохтона. Как отмечалось, Юлдашевская антиклиналь расположена в зоне перехода между Касмарской ступенью и линейными складками Урало-Сакмарского типа, от которых в морфологическом отношении ничем не отличается. Это позволяет предположить единый механизм образования указанных структур. На юге аллохтон смешался как единая толща, вследствие чего и отложения девона, карбона и нижней перми были дислоцированы конформно. На севере он распался на два обособленных элемента. По-видимому, с этим связано

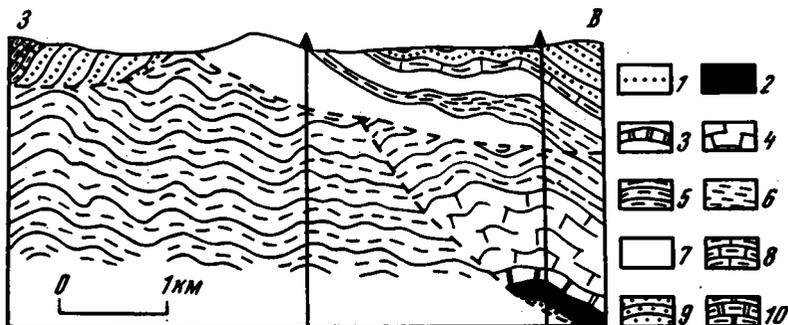


Рис. 30. Геологический профиль через долину р. Большой Ик (по М.А. Камалетдинову)

Параавтохтон. 1 - 3 - известняки: 1 -  $D_2e-gv$ , 2 -  $D_3$ , 3 -  $C_1t$ ; 4 - известняки, аргиллиты ( $C_1v-n$ ); 5 - терригенный флиш ( $C_2$ )

Аллохтон. 6 - аргиллиты, песчаники, линзы известняков ( $D_2e$ ); 7, 8 - известняки: 7 -  $D_2e-gv$ , 8 -  $D_3fr$ ; 9 - граувакки ( $D_3fm-C_1t$ ); 10 - кремни, известняки ( $C_1t$ )

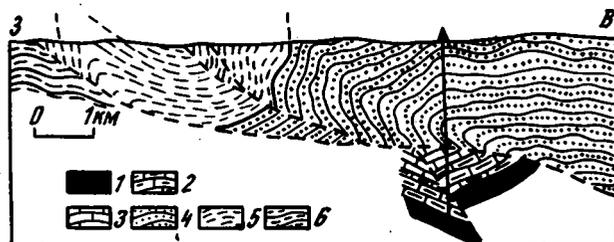


Рис. 31. Геологический профиль через Асташскую площадь (по М.А. Камалетдинову)

Автохтон: 1 - известняки ( $D_3$ ); 2 - глинистые известняки ( $C_1$ ); 3 - известняки, мергели, реже аргиллиты ( $C_2$ )

Аллохтон: 4 - граувакки ( $D_3-C_1t$ ); 5 - известняки, аргиллиты, мергели ( $C_1$ ); 6 - терригенный флиш ( $C_2$ )

различие в строении северного и южного участков зоны переходных складок. Флексуобразные структуры развиты там, где зона имеет чешуйчатое строение. Гармоничная система линейных складок появляется там, где деформация аллохтона сводилась к дисгармоничному поверхностному его короблению.

Таким образом, к северу от Касмарки зона передовых складок и прилегающие районы Зилаирского синклиория построены однотипно. Здесь развиты напряженные, опрокинутые к западу складки, осложненные продольными надвигами. Граница раздела между обоими тектоническими элементами идет по контакту нижне- и среднекаменноугольных отложений, хотя местами они дислоцированы конформно, что указывает на внутрiformационную природу надвига, разделяющего эти отложения. Гораздо более принципиальным является разрыв (Суреньский надвиг), ограничивающий многоэпизодный аллохтон снизу. К югу от Касмарки верхнедевонская - нижнекаменноугольная и среднекаменноугольная - нижнепермская толщи также образуют единый структурный элемент. Некоторые различия в характере дислокаций, известная дисгармония обусловлены различием в составе пород.

Внутренняя структура Зилаирского синклиория подробно описана Б.М.Келлером (1949) и В.В. Эзом с соавторами (1965). Несмотря на кажущееся однообразие развитых здесь нарушений, отмеченные авторы выделяют несколь-

ко зон, отличающихся преобладанием определенного типа дислокаций. Так, например, В.В. Эз указывает, что в полосе от передовых складок до Сакмарской зоны породы зилаирской свиты образуют крупные, линейно вытянутые (длина до 40 км, ширина 2–3 км), наклоненные к западу складки, рассеченные продольными надвигами, количество которых постепенно увеличивается к востоку.

Севернее крупные складки осложнены мелкими. Форма последних разнообразна. Преобладают остроугольные, более или менее сжатые, наклоненные к западу или прямые, часто асимметричные нарушения. Их амплитуда колеблется от нескольких сот до нескольких десятков метров.

В центральной части синклиория (к северу от Сакмарской зоны) граувакки зилаирской свиты образуют обширную, плоскую, открывающуюся к югу синклиналь. Западное ее крыло более пологое, чем восточное. Характерно появление в верхних горизонтах свиты мелких дисгармоничных складок.

Восточнее Сакмарской зоны, в районе, прилегающем к Уралтау, структура иная. Здесь развиты субмеридиональные вытянутые, сжатые, часто изоклиналильные складки с округлыми или килевидными замками. Обычно они расположены кулисообразно. Встречаются складки, осевые плоскости которых наклонены как к востоку, так и к западу. Кроме того, довольно часто наблюдаются прямые дислокации. Все они имеют полосовое расположение.

Очень характерен кливаж. Наиболее интенсивно он развит в зонах напряженных складок восточного и западного крыльев синклиория, в меньшей степени – в его центральной части. Кливаж всюду ориентирован параллельно осевым поверхностям структур.

Отмеченная система крутых кливажных складок определяет стиль структуры Зилаирского синклиория. Подобного рода нарушения настолько характерны, что совершенно затушевывают структуры, возможно существовавшие здесь ранее. В этом смысле определенный интерес представляют дислокации западной части синклиория в верховьях Сурени и Иняка. Уже говорилось, что картировочными (Хворова, 1961) и буровыми (Камалетдинов, 1965, 1968) работами здесь установлены лежащие складки, ограниченные снизу Суреньским надвигом. Часто лежащие крылья антиклиналей срезаны, висячие – выражены хорошо. Слои в их пределах смяты в многочисленные, меридионально ориентированные, прямые, открытые складки небольшой амплитуды. Шарниры погружаются к северу. В этом же направлении увеличиваются размеры структур. Повидимому, отмеченные лежащие нарушения являются складками более ранней генерации. Кливажные крутые дислокации образовались позже. Насколько такая картина характерна для всего Зилаирского синклиория, сказать трудно, так как лежащие структуры, за исключением отмеченного участка, здесь не установлены. Однако, как будет показано позже, такую возможность исключить нельзя.

### К ПРОБЛЕМЕ СТРУКТУРНОГО СООТНОШЕНИЯ ЗИЛАЙРСКОГО СИНКЛИОРИЯ И САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

В предыдущей главе было показано, что в структурном отношении Сакмарская зона представляет собой систему покровных пластин, шарьированных к западу, в пределы восточных окраин Русской платформы. Именно с этим, по нашему мнению, связано необычное появление здесь эвгосинклиналильных (олиголитовых) комплексов. Существуют представления (Камалетдинов, Казанцева, 1970), что отложения Сакмарской зоны образуют гигантский тектонический останец, вложенный в погруженную часть Зилаирского синклиория. Иными словами, сама зона является синформой (Кропачев, 1970), образовавшейся в результате изгиба разнородных аллохтонных масс. Действительно, в ряде случаев горными работами доказано налегание ордовикских и силурийских пород на верхнедевонские. Наиболее показателен в этом смысле восточный край зоны. Граувакки и сланцы ( $D_3fm-C_1t$ ) в виде непрерывной, суживающейся к

югу полосы протягиваются здесь от северной центриклинали зоны до левобережья р. Чебаклы (окрестности дер. Крым). Указанная полоса отделяет Сакмарскую зону от антиклинория Уралтау. Далее к югу эта полоса выклинивается и отложения Сакмарской зоны приходят в непосредственное соприкосновение с породами, слагающими Уралтау (см. рис. 1).

Структура южного окончания полосы зилаирских пород представляет особый интерес. Граувакки и сланцы интенсивно дислоцированы. Они образуют систему ориентированных в северо-восточном направлении узких крутых кливажных складок. Последние близки к изокливальным, опрокинуты к северо-востоку или юго-западу, реже вертикальны. Преобладают структуры с килевидными замками, хотя нередко встречаются веерообразные.

Степень рассланцевания пород велика. Даже гравелиты и конгломераты интенсивно раздавлены. Буровыми работами доказано (материалы Б.И. Хворова), что выше пород зилаирской свиты ( $D_3fm - C_1t$ ) залегает брекчия, состоящая из обломков кремней, рассланцованных песчаников. Далее следуют кремни сакмарской свиты ( $S_{1-2}$ ), песчаники кидрясовской свиты ( $O_1t$ ), мощная толща серпентинитового меланжа. Эти данные позволили С.М. Кропачеву (1970) рассматривать зилаирскую свиту как ложе аллохтона, образованного породами Сакмарской свиты. В этом случае предполагается, что полоса зилаирских граувакк обнажается в ядре антиформной структуры.

К аналогичным выводам пришел М.А. Камалетдинов с соавторами (1970), изучая более северные участки восточного края Сакмарской зоны.

Сходные результаты были получены в некоторых участках западного края Сакмарской зоны. В северной его части граница между зилаирскими и сакмарскими образованиями проходит вдоль западного подножья хр. Шайтан-Тау. Граувакки ( $D_3fm - C_1t$ ) падают под фтаниты ( $S_{1-2}$ ). Плоскость сместителя погружается к востоку под углом  $20-70^\circ$ . Восточнее хребта зилаирские отложения образуют меридионально вытянутое тектоническое окно, имеющее форму сжатой антиклинали. По-видимому, плоскость надвига здесь изгибается, вследствие чего и возникло отмеченное окно. Все это говорит о весьма полном погружении плоскости сместителя к востоку.

Южнее, по правобережью р. Урал (окрестности деревень Подгоркино и Каноплянка), картировочными работами установлено резко несогласное притыкание сжатых линейных складок, образованных кремнями ( $D_3fr$ ) и граувакками ( $D_3fm - C_1t$ ), к фтанитам ( $S_{1-2}$ ), слагающим Каноплянкинскую моноклираль. Создается впечатление, что указанные складки погружаются под моноклираль. Данные бурения (материалы Б.И. Хворова) подтверждают такой вывод. Серия скважин, пробуренных к востоку от дер. Подгоркино, показала, что зилаирские граувакки под углом  $30-60^\circ$  падают под мощный (400-500 м) пласт полимиктовых брекчий, переполненных крупными глыбами и отторженцами силурийских кремней и эффузивов. Брекчия считается осадочной, а ее возраст — условно среднедевонским. Не исключено, однако, что это тектонические образования, формирующиеся в подошве Сакмарского аллохтона. В пользу второго варианта свидетельствует частое присутствие здесь серпентинитов.

Выше брекчий залегают фтаниты силура. Плоскость сместителя наклонена к востоку под углом  $50-60^\circ$ .

Перечисленные примеры подтверждают обоснованность выводов А.Л. Янишина (1932), сделанных ранее на основании изучения территории актюбинской части Сакмарской зоны. По данным этого исследователя, силурийские фтаниты и кремнистые сланцы по пологому надвиговому контакту залегают выше зилаирских граувакк.

Все сказанное определенно указывает на то, что толщи, слагающие Сакмарскую зону, по крайней мере в краевых частях зоны перекрывают зилаирские породы. Следовательно, представления о синформной структуре Сакмарской зоны кажутся как будто бы вполне обоснованными. Однако необходимо помнить, что твердо доказано — зилаирские отложения залегают выше ордовикских, силурийских, нижне- и среднедевонских отложений, слагающих разнообразные пластины зоны. Так, например, в восточной части Косистекского

района, в бассейне рек Айтпайки и Егидды, местами на вулканогенных, местами на кремнистых отложениях силура залегает базальный горизонт конгломератов, выделяемый иногда под названием айтпайской свиты ( $D_{2gv} - D_{3fr}$ ). Вверх по разрезу он постепенно переходит во фтанитоиды егиддинской свиты ( $D_{2fr}$ ), а те в свою очередь в граувакки зилаирской свиты ( $D_{3fm} - C_{1t}$ ). Эти отложения образуют широкую плоскую мульду, осевая поверхность которой несколько наклонена к западу.

В западной части этого же района, на водоразделе рек Чанчар и Дамбар, расположена вторая такая мульда. Базальный горизонт здесь отсутствует. Возможно, что франские и фаменские слои сорваны с подстилающих их силурийских фтанитов и среднедевонских лав.

Таким образом, достоверен факт, что отложения егиддинской и зилаирской свит одновременно и подстилают и перекрывают более древние породы Сакмарской зоны. То, что налегание ордовикских и силурийских пород на зилаирские граувакки доказано только в краевых частях зоны, по-видимому, в какой-то степени обусловило представления о том, что Сакмарская зона является горстом, обладающим в целом синклинальной структурой. В краевых частях такой горст мог быть несколько надвинут на отложения зилаирской свиты (Эз и др., 1965).

Так сложились две точки зрения на структурное соотношение Сакмарской зоны и Зилаирского синклинория: 1) Сакмарская зона — синформа, вложенная в ядро синклинория (Камалетдинов и др., 1970; Кропачев, 1970); 2) Сакмарская зона — горст, выжатый по криволинейному разлому из-под отложений зилаирской свиты и несколько надвинутый своими краевыми частями на окружающие более молодые толщи (Эз и др., 1965).

Как уже говорилось (см. стр. 66 и рис. 21), решающим участком для выяснения этого вопроса является район бассейна нижнего течения р. Кураган (окрестности деревень Ишмуратово, Сарбаево и Рысаево). Здесь нами откартирована лежащая складка, замок (лоб) которой прекрасно виден к северо-востоку от автомобильной дороги Кувандык—Медногорск. Контакт между пластинами Сакмарской зоны и франскими кремнями (вверх по разрезу постепенно переходят в песчаники зилаирской свиты) здесь повсеместно уничтожен срывом, хотя смещения были незначительными. В пользу этого говорит приблизительно параллельное залегание верхнедевонских слоев и пластин, сложенных силурийскими отложениями. Те и другие смяты в целом конформно.

Юго-западнее отмеченной лежащей антиклинали, для которой предлагается название Ишмуратовской, расположено несколько ориентированных в северо-западном или субмеридиональном направлении складок. Это прямые или несколько наклоненные к юго-западу, брахиформные или вытянутые нарушения, характеризующиеся общим погружением шарниров к северо-западу. Окончания складок выражены очень четко, вследствие чего антиклинали и синклинали легко различаются. Ядра синклиналей выполнены граувакками зилаирской свиты, в антиклиналях вскрыты франские кремни. Отмеченные структуры являются продолжением линейных дислокаций, расположенных юго-западнее Коноплянской моноклинали и Сакмаро-Кидрясовской антиклинальной зоны (см. стр. 65). По направлению к северо-западу, по мере погружения шарниров, линейные складки замещаются брахиформными. Последние исчезают севернее долины Курагана. Повсеместным распространением в этой полосе пользуются отложения зилаирской свиты. В некоторых куполовидных антиклиналях из-под франских кремней (см. рис. 21, б) обнажаются мощные полимиктовые брекчии, состоящие из совершенно несортированных обломков силурийских фтанитов и эффузивов. Указанные образования отнесены нами к херсонковской фации (свите) силура, характерной для Сакмарской зоны. Они сопоставляются с аналогичными породами, развитыми в обоих крыльях Ишмуратовской антиклинали. Возможно, эти же образования вскрыты скважинами в районе дер. Подгоркино. Ниже брекчий появляются диабазы с прослоями фтанитов (блявинская свита —  $S_{1-2}$ ). Подобного рода соотношения лучше всего видны в Сарбаевской антиклинали, расположенной в окрестностях деревень Рысаево и Сарбаево. Она

прекрасно вскрыта карьерами, вследствие чего все структурные вопросы здесь решаются однозначно.

Таким образом, на основании рассмотренного примера, а также материалов по Косистекскому району очевидно, что сакмарские покровы возникли в до-верхнедевонское время. Они занимали большую, чем современная Сакмарская зона, площадь и были перекрыты неавтохтонными отложениями верхнего девона. На поверхность аллохтонные массы были выведены позднее, по-видимому, в среднем карбоне (Руженцев, 1971а). Однако этот процесс шел не в виде вздымания горста, как полагает В.В.Эз с соавторами (1965), а в виде формирования гигантских, обращенных к западу лежащих складок.

Кроме отмеченной выше Ишмуратовской антиклинали, являющейся фронтальной частью огромной лежащей складки, от которой сейчас сохранилось лишь нижнее (подвернутое) крыло (покровы Кувандык-Медногорского района) к этому же типу структур относится Хабарнинская антиклиналь (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Ильинская и др., 1972). В свете сказанного становится понятной появление верхнедевонских отложений выше и ниже сакмарских пластин. По-видимому, с развитием этих складок связано и появление горизонтов зилаирских пород внутри силурийских отложений Сакмарской зоны (например, бассейн р.Вазям). Такие "горизонты" являются смятыми ядрами лежащих синклиналей, крылья которых образованы породами ордовика и силура. Уже после возникновения покровных складок они были смяты (изгиб осевых поверхностей), вследствие чего оформилась общая синклиналиная структура зоны, в целом вписывающаяся в структуру Зилаирского синклиналия. На основании этого мы считаем, что Сакмарская зона не должна рассматриваться как простая синформа, образовавшаяся в результате изгиба поверхностной аллохтонной массы, залегающей выше автохтонных зилаирских отложений. Последние являются неавтохтонными. Они расположены выше и ниже аллохтона. Сакмарские же покровы сейчас залегают не только выше неавтохтона, но и под ним.

#### МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В предыдущих разделах было показано, что западный склон Южного Урала представляет собой крайне сложно, однако закономерно построенную систему структур, в которой наблюдается вполне определенная зональность складчатых и разрывных нарушений. Общей является тенденция увеличения напряженности деформаций с запада на восток. Это выражается как в смене валообразных антиклиналей Бельской впадины гребневидными дислокациями продольного изгиба передовой зоны, а тех в свою очередь полной голоморфной складчатостью Зилаирского синклиналия, так и в увеличении амплитуды надвигов.

Другой отличительной чертой рассматриваемого района является ступенчатое расположение развитых здесь структурно-фациальных комплексов. В пределах выделяемых ступеней обнажаются отложения определенного возраста и состава. Лишь в пограничных частях ступеней отложения, их слагающие, местами дислоцированы конформно. Особенности складчато-разрывных нарушений для каждой из выделяемых ступеней различны, хотя часто переход от структур одной ступени к другой постепенный, но быстрый. Исключение составляет Сакмарская зона, которая из-за широкого распространения серпентинитов характеризуется специфическим строением. В какой-то степени различие в строении отдельных структурных элементов, кроме того, может объясняться различиями в составе слагающих их толщ. Известная дисгармония (этажность) складчатости определенно существует на территории западного склона Южного Урала. Она отражает неодинаковую реакцию толщ на одни и те же тектонические напряжения. Примером такой дисгармонии могут служить дислокации известняково-сланцевой ( $C_1$ ) и флишевой ( $C_{2-3}$ ) серий в пределах Касмарской ступени. Однако, по нашему мнению, основные отличия преобладающего типа структур

каждой тектонической ступени (зоны) все-таки определяются интенсивностью проявившихся здесь тектонических напряжений. Это подтверждается тем, что, несмотря на имеющиеся поверхности дисгармоний (срывы), толщи, сложенные породами разного состава, нередко смяты конформно. Иными словами, дисгармоничное смятие проявилось широко, однако отнюдь не повсеместно.

Подобного рода строение западного склона Южного Урала определило появление представлений о первично блоковой природе выделяемых здесь ступеней и гравитационном происхождении линейных складок. Впервые эта точка зрения была сформулирована А.А. Богдановым и Б.М. Келлером (1947). Несколько позднее Б.М. Келлер (1949) привлек ее для объяснения формирования структур Зилайрского синклиория. С тех пор и вплоть до последнего времени такие построения были почти общепринятыми. Недавно они были изложены П.Е. Оффманом и Э.А. Буш (1972).

Согласно этим авторам, Бельская впадина и зона передовых складок представляют собой две ступени, находящиеся на разных гипсометрических уровнях. Зона передовых складок (Чернореченская ступень) — система валов и мульд. В пределах валов устанавливаются грабены, ограниченные узкими антиклиналями, которые выделяются под названием эскарпов. И те, и другие формируются на валах в результате растяжения и проседания их сводов. Эскарпы в этом случае рассматриваются как остаточные структуры. Касаясь рассмотренных построений, необходимо отметить, что, с нашей точки зрения, данные, приводимые П.Е. Оффманом, не являются бесспорными. Мы считаем, что выделение грабенов и эскарпов, мульд и валов, их резкое генетическое и морфологическое противопоставление являются весьма произвольными. Даже на профилях П.Е. Оффмана (Оффман, Буш, 1972; см. рис. 1) невозможно найти различия в структуре, например, Нурымбетовского грабена и Бажанской мульды. Сама цилиндрическая форма "грабенов", обладающих плавными изгибами слоев в замках и обычно правильными, очень пологими центриклиналиями, гармоничное сочетание "грабенов" и "эскарпов", соизмеримость размеров "грабенов" и мульд, "эскарпов" и валов — все это противоречит их предполагаемой глубокой природе.

Подробный разбор ступенчато-гравитационного происхождения структуры района проведен В.В. Эзом, Д.Е. Гафтом и Б.И. Кузнецовым (1965). По данным этих авторов, гравитационная природа складок склона Южного Урала сомнительна по следующим причинам. Наибольшее сгуживание материала в зоне передовых складок в южной части Касмарской ступени и в Урало-Сакмарском районе, где склон поднятия был явно положе. Не понятно также, почему гравитационная складчатость заканчивается у флексуорообразного перегиба, т.е. как раз над наиболее крутым уступом в подстилающих слоях. Гипотеза гравитационного сползания не может объяснить, например, что складки в нижнем карбоне или в зилайрской свите часто не параллельны разломам, подходя к ним косо. Она не может объяснить также, почему амплитуда складок уменьшается, а сами они выполаживаются при приближении к таким разломам. Наибольшие трудности гравитационный механизм складкообразования встречает при рассмотрении структуры Зилайрского синклиория, нарушения которого имеют сквозной характер: одинаковые дислокации встречаются в пределах Уралтау и на территории синклиория. Складки здесь не являются приповерхностными, а следовательно, не могут быть гравитационными. Кроме того, зональное расположение структур Зилайрского синклиория, различные падения их осевых поверхностей противоречат гравитационной природе структур, так как в этом случае все дислокации должны иметь сходное опрокидывание в сторону поднятия. Такой закономерной картины мы как раз не наблюдаем. Все перечисленные доводы, по мнению В.В. Эза и его соавторов, делают маловероятным гравитационный механизм складкообразования на западном склоне Южного Урала.

Основываясь на анализе морфологии развитых здесь нарушений, В.В. Эз с соавторами (1965) пришли к совершенно справедливому, на наш взгляд, выводу, что в рассматриваемом районе преобладают складки продольного изгиба

("складки горизонтального сжатия"), которые характеризуются прежде всего тем, что смятые слои занимают меньшую, чем первоначально, площадь. Этот вывод основан на том, что деформируемые пласты не меняют мощности. Как следствие этого делается важное заключение о том, что, учитывая значительную степень горизонтального сжатия верхнедевонской — нижнепермской толщи, вряд ли можно найти причину складчатости непосредственно в вертикальных движениях, которые испытывают верхние, доступные наблюдению слои земной коры. Так как возникновение складчатости вряд ли можно рассматривать в связи с раздавливанием между двумя относительно жесткими блоками, то источники горизонтального сжатия нужно искать внутри самой области складкообразования. Далее предлагается следующий механизм: перемещение глубинного материала из-под Предуральяского прогиба в сторону современного Зилаирского синклиория могло увлечь поверхностные массы и в конечном счете создать структуры поднятия и складчатости на западном склоне Урала. Однако авторы признают, что указанный механизм не объясняет некоторых особенностей структуры: например, она не может увязать линейную складчатость с блоковым ступенчатым строением района.

Следует сказать, что предложенная В.В. Эзом, Д.Е. Гафтом и Б.И. Кузнецовым модель была опубликована до появления материалов бурения, показавших первостепенное значение покровно-надвиговых структур на западном склоне Урала. Однако она несмотря на то, что страдает поэтому известной ограниченностью, совершенно правильно отражает особенности структуры района, давая наиболее правдоподобное объяснение механизма ее образования.

В настоящее время буровыми работами доказано (Камалетдинов, 1965; Камалетдинов и др., 1967), что к соединительным (средним) крыльям флексур, разделяющих ступени, приурочены надвиги, плоскости которых погружаются к востоку. Такие надвиги установлены почти для всех структур Саратовско-Исямовской антиклинальной зоны (см. рис. 27). На приводимых профилях видно, что форма складок кинзебулатовского типа и многих нарушений зоны передовых складок сходна (см. рис. 26 и 27), что позволяет предполагать их генетическую общность. Строение надвигов также весьма типично. Более крутые по фронту, они быстро выволакиваются в тыловых частях, превращаясь в послонные срывы. Строгая приуроченность фронта надвигов-сколов либо к антиклиналям кинзебулатовского типа, либо к флексурам говорит о их тесной генетической связи.

Для складок подсолевого ложа Бельской впадины и передовой зоны вообще характерно смятие слоев, не меняющих в сколь-нибудь значительной степени своей мощности, т.е. здесь преобладает их концентрический (или близкий к таковому) изгиб. Как отмечалось, концентрическая складчатость продольного изгиба формируется обязательно в результате сокращения первоначальной площади деформируемой толщи в условиях горизонтально ориентированного сжатия. Другой отличительной особенностью этих дислокаций является их поверхностный характер. Концентрические нарушения экранируются снизу поверхностью срыва. Это объясняется тем, что начиная с некоторого горизонта, в силу недостатка пространства, слои не могут изгибаться концентрически. Иными словами, в отличие от подобных складок, концентрические обязательно являются дисгармоничными по отношению к некоторому основанию. Обычно поверхность раздела приурочена к наиболее пластичным горизонтам.

Таким образом, формирование рассматриваемых структур связано со срывом некоторой верхней толщи, которая изгибается концентрически. Появление отмеченных сколов также является характерной чертой складок продольного изгиба. Условия их возникновения хорошо известны. По-видимому, первоначально срыв и некоторое избыточное смещение сорванной толщи компенсировались фронтальным изгибом слоев в месте, где такое смещение гаснет. Так формируются гребневидные концентрические складки. В нижней, наиболее сдавленной части ядра, образуется начальный сквал, не проходящий, однако, в верхние горизонты деформируемой толщи. В дальнейшем, в процессе прогрессирующего сжатия,

такой скол развивается, постепенно достигая все более высоких горизонтов, вплоть до выхода на поверхность.

Сказанное позволяет связать образование куполовидных, часто коробчатых складок, а также флексур со срывом и дисгармоничным смятием девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений. Флексуры и флексуорообразные крылья складок — не поверхностное выражение глубинных сбросов, по которым дифференцированно опускались блоки фундамента, а крылья наклоненных к западу складок продольного изгиба, осложненные надвигами. Как справедливо отмечал М.А. Камалетдинов (1972), зона передовых складок испытала более мощное сжатие по сравнению с Бельской впадиной. Поэтому зона эта интенсивнее смята, сильнее раздроблена и приподнята. Системы выделяемых на территории западного склона Южного Урала ступеней по существу являются нагромождением последовательно расположенных аллохтонных масс. Наиболее восточные и древние толщи при этом образуют верхние, обладающие наибольшей амплитудой надвигания элементы. Окаймляющие их с запада флексуры могут рассматриваться как фронтальные лбы аллохтонов.

Закономерное увеличение амплитуды надвигов с запада на восток определенно коррелируется с увеличением напряженности складчатых дислокаций. Действительно, в Бельской впадине, по-видимому, незначительные срывы и надвиги привели к возникновению узких антиклинальных зон, разделенных широкими плоскими синклиналями. В зоне передовых складок напряженность структур возрастает. Складок здесь больше, а их амплитуда значительней. Снизу они экранируются Суреньским надвигом, видимая амплитуда которого достигает значительных размеров (не менее 20–25 км). В западных частях рассматриваемого района преимущественно распространены концентрические (или близкие к таковым) нарушения. На востоке (Зилаирский синклиорий) это уже складки, природа которых в значительной степени определяется кливажом осевой поверхности. Морфологически (поперечные контуры, пространственное сочетание с продольными надвигами и взбросами, ориентировка, взаимное сочетание нарушений разного порядка) и те и другие имеют больше сходства, чем отличий. Не исключено, что кливажные складки возникли в результате дополнительного горизонтального расплющивания концентрических. В пользу этого говорит более совершенный кливаж сжатых складок. В целом последовательное увеличение напряженности кливажа к востоку, в сторону Уралтау, также подтверждает эту точку зрения.

Офиолитовый аллохтон Сакмарской зоны — один из наиболее восточных, сложенных древними (Сп–D<sub>2</sub>) отложениями элементов покровной системы Южного Урала. Его формирование началось еще в среднем девоне. Однако в варисской структуре он занимает вполне определенное место, являясь наиболее верхней аллохтонной массой.

Таким образом, характеризуя покровно-складчатую структуру западного склона Южного Урала в целом, отметим следующие положения.

1. Складчатые нарушения района имеют закономерно зональное расположение. Они пространственно и генетически связаны с надвигами.

2. Напряженность дислокаций увеличивается к востоку. Это находит свое выражение в смене складок кинзебулатовского типа концентрическими линейными складками продольного изгиба, а тех в свою очередь кливажными. В этом же направлении увеличивается амплитуда надвигов.

3. Ступенчатое расположение структурно-фациальных комплексов отражает ступенчатое расположение аллохтонов. Фронтальные выходы плоскостей сместителей надвигов приурочены к флексуорообразным крыльям складок, причем наиболее резкая Тастубская (по П.Е. Оффману), или Сакмарская (по А.А. Богданову и Б.М. Келлеру) флексура пространственно связана с Суреньским надвигом.

4. Ступенчатая покровная структура имеет закономерное строение: наиболее глубокие и первоначально восточные комплексы деформируемой толщи занимают более высокое положение. Такая последовательность практически нигде не нарушается. Действительно, снизу вверх (одновременно с запада на восток) расположены:

а) структуры Бельской впадины, сложенные платформенными отложениями ( $D - P_1$ );

б) зона передовых складок – миогеосинклинальные отложения ( $D - P_1$ );

в) Зилаирский синклиниорий – миогеосинклинальные отложения ( $D - C_1$ );

г) Сакмарская зона – эвгеосинклинальные отложения ( $См - D_2$ ).

Отложения подсолевого ложа Бельской впадины рассматриваются нами как относительный автохтон (в случае срыва и появления частных чешуй как относительный паравтохтон). Зоны б и в по существу слагают единую структурную массу (ограниченную снизу плоскостью Суреньского надвига), местами распадающуюся на два обособленных элемента: Касмарскую ступень и Залаирский синклиниорий. В Урало–Сакмарском участке такого разделения нет.

5. Судя по данным бурения и геофизических исследований, весь аллохтонный пакет увеличивается по направлению к востоку. Это происходит не только за счет появления в восточной части дополнительных верхних пластин, но и за счет погружения плоскостей надвигов, ограничивающих аллохтоны, на большую глубину.

Перечисленные положения позволяют обосновать следующий механизм образования покровно–складчатой структуры западного склона Южного Урала (Руженцев, 1972б). Возникновение структуры складчатых зон района обусловлено процессами горизонтального сжатия. На глубинных структурных уровнях такое сжатие реализовывалось в виде системы: тыловой срыв – фронтальный склос (надвиг, вплоть до очень крупных). В поверхностных условиях возникали складки продольного изгиба, отражавшие дисгармоничное коробление смешавшейся толщи. Ступенчатое расположение аллохтонов, образованных отложениями разного возраста, по–видимому, отражает то, что базальный срыв для каждого из них происходил на разных уровнях. Для Сакмарской зоны он проходил внутри меланократового фундамента либо по границе гипербазитов и метасоматических габброидов, либо в верхней части гипербазитового комплекса; в восточной части Зилаирского синклинория – по границе палеозойских и рифейских отложений. В западной части Зилаирского синклинория и на территории зоны передовых складок базальный срыв поднимается местами до уровня среднего девона, местами – нижнего карбона. В Бельской впадине срывы происходили внутри и девонской, и каменноугольной, и пермской толщ.

Обособившаяся масса в процессе шарьирования распалась на отдельные аллохтоны, которые сами впоследствии деформировались независимо.

Уже говорилось, что гравитационный механизм образования складок и надвигов западного склона Урала не может объяснить ряда особенностей их структуры. Он не может быть принят и потому, что здесь нет четких базальных поверхностей срыва, плоскости которых бы падали к западу. Судя по данным бурения и геофизических исследований, все они погружаются к востоку, т.е. в сторону поднятия Уралтау. В этих условиях единственно возможным является механизм горизонтального сжатия. Как будет показано ниже, наиболее верхние покровы одновременно являются и самыми древними. Это означает, что сжатие, зародившись в восточных частях района, распространялось на запад. Это, а также погружение плоскостей сместителей к востоку скорее свидетельствует не о надвигании восточных масс к западу, а о пододвигании западных к востоку. В этом смысле идея, высказанная В.В. Эзом с соавторами (1965), находит подтверждение. Мы не согласны лишь с предположением, что сжатие компенсировалось растяжением на территории Предуральского прогиба. Как показало бурение, здесь развиты складки, формирование которых обусловлено теми же процессами сжатия, проявившимися, правда, в ослабленном виде. Зона растяжения поэтому располагалась западнее Предуральского прогиба.

Все сказанное относится к системе крутых складок, экранируемых снизу надвигами. Однако ранее мы говорили о крупных покровных складках (лежащих, ныряющих), для которых предполагался гравитационный механизм образования. По–видимому, это более ранняя генерация структур. Она возникла в связи с формированием поднятия Уралтау, по западному склону которого происходило

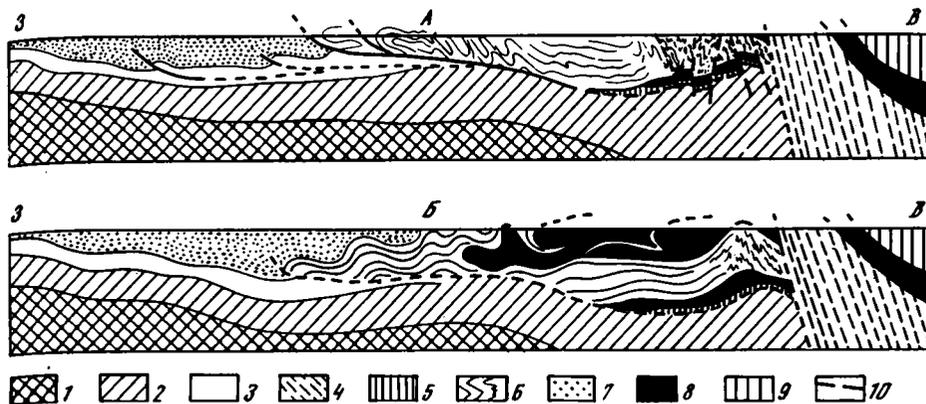


Рис. 32. Геологические профили через западный склон Южного Урала (А - севернее Сакмарской зоны, Б - на широте Сакмарской зоны)

1 - докембрийский фундамент Русской платформы; 2 - верхнепротерозойский-рифейский комплекс; 3 - палеозойские платформенные образования (О-Р<sub>1</sub>); 4 - докембрийские, частично метаморфизованные палеозойские образования Уралтау; 5 - нижне-, среднепалеозойские отложения Зилаирского синклинория; 6 - кремни и известняки (D<sub>3</sub>fr), граувакки (D<sub>3</sub>fm-C<sub>1</sub>t), терригенно-карбонатные отложения (C<sub>1</sub>), флиш и морская моласса (C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>); 7 - соленосная и красноцветная моласса (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>) Бельской впадины; 8 - офиолитовый аллюхтон (P<sub>6</sub>-D<sub>2</sub>) Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон; 9 - вулканогенно-осадочный комплекс Магнитогорского прогиба; 10 - разломы

сползание шарьрируемых масс. К подобного рода нарушениям относятся Хабарнинская и Ишмуратовская антиклинали, а также антиклиналь, установленная в верховьях Иняка. Крутые складки продольного изгиба и ассоциирующие с ними надвиги возникли позже в результате смятия осевых поверхностей лежащих складок (рис. 32).

#### ВРЕМЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Рассматриваемый в работе район расположен в области стыка платформы (включая миогеосинклинали) и эвгеосинклинали. Первая характеризуется мощным сиалическим фундаментом, перекрытым платформенными или миогеосинклинальными рифейско-палеозойскими отложениями; вторая представлена палеозойскими вулканогенно-осадочными сериями, залегающими на гипербазит-габбро-амфиболитовом комплексе. Разрез эвгеосинклинали в настоящее время описан для многих районов Урала (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Пейве, Штрейс и др., 1972; Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, 1973; Иванов, Ефимов и др., 1972; Перфильев, Руженцев, 1973а). Он в достаточной мере выдержан, мало чем отличается от разрезов офиолитовых зон других складчатых систем и сопоставляется с разрезами срединно-океанических хребтов. Это позволяет рассматривать Уральскую эвгеосинклинали на ранних этапах ее развития как палеозойскую структуру океанического типа (Пейве, Штрейс и др., 1972).

Проблема заложения Уральской эвгеосинклинали, характеристика нижних толщ вулканогенно-осадочной серии и ее соотношение с породами меланократового фундамента сейчас имеют актуальные значения. Сакмарская зона в решении этих задач играет особую роль. Она может рассматриваться как своеобразная модель, на примере которой лучше всего могут быть изучены состав, латеральные и вертикальные соотношения вулканогенно-осадочных формаций

ранних стадий развития Уральской эвгеосинклинали. Это обусловлено тем, что здесь вскрыт, пожалуй, наиболее полный и хорошо палеонтологически обоснованный разрез разнофациальных комплексов ордовика и силура. Их изучение привело нас к следующим выводам.

1. Становление Уральской эвгеосинклинали начинается, по-видимому, в конце кембрия – начале ордовика. В это время здесь формируется характерная толща преимущественно терригенных осадков (хидрясовская и куагачская свиты), состоящих из продуктов размыва пород сиалического ряда. В фациальном отношении это достаточно пестрая толща, где наряду с аркозами и ортокварцитами присутствуют кремни, аргиллиты и щелочные базальтоиды. Указанные отложения, накопившиеся в отдельных, более или менее разобщенных ваннах, отличаются непостоянством мощностей и гранулометрии обломочного материала. Наряду с хорошо отсортированными, преимущественно кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, часто встречаются гравелиты и конгломераты (вплоть до валунных), состоящие из обломков липаритов и гранитоидов. Рассматриваемая толща, вообще характерная для базальных горизонтов некоторых эвгеосинклинальных серий, обычно выделяется под названием "грабеновых фаций". Она формируется в результате поступления обильного обломочного материала, возникающего от размыва резких уступов платформенных (континентальных) глыб. В некоторых случаях (например, Ньюфаундленд) эта зависимость доказывается прямыми наблюдениями. Считается, что континентальные источники сноса находятся рядом с областью аккумуляции.

2. Выше отложений, выполняющих грабены, располагается однообразная толща преимущественно красных, тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. Это относительно мощная, фациально слабо изменчивая серия (кураганская свита,  $O_{1-3}$ ). Слагающий ее обломочный материал также имеет "континентальное (сиалическое) происхождение". Однообразное строение, хорошая сортировка и окатанность обломков говорят о значительной удаленности источников сноса. По составу рассматриваемые отложения близки к породам "грабеновых фаций". Однако в структурном отношении они выполняли обширные плоские впадины.

В некоторых районах Урала возрастными аналогами этих отложений являются спилит-диабазовые или контрастные (спилиты – натриевые липариты губерлинской свиты) серии. Последние характеризуются более пестрым строением. Здесь появляются горизонты вулканомиктовых пород, содержащих обычно примесь обломков пород габбро-гипербазитового комплекса (океанического фундамента). Начиная с периода формирования диабазовых и контрастных серий, продукты размыва океанического фундамента постоянно в больших или меньших количествах встречаются в эвгеосинклинальном разрезе. В ряде случаев удается наблюдать непосредственное, с базальными конгломератами, налегание силурийских серий на породы меланократового фундамента (Поспелов, Руженцев, 1972). В то же время терригенный материал, образовавшийся за счет размыва континентального гранито-гнейсового цоколя, почти полностью исчезает из разреза.

3. Отмеченное явление имеет принципиальное значение. Оно отражает процесс становления океанической структуры вследствие разрыва и последующего раздвигания континентальных блоков. Сначала вдоль линии разрыва закладывается система грабенов, заполняемых грубым аркозовым материалом. Здесь же происходит отдельные излияния базальтоидов. В условиях последующего раздвигания – частично за счет расширения прогиба, частично за счет нивелировки континентальных уступов – аркозовый материал становится гораздо более тонким. Он покрывает большие площади. Вместе с тем строение и фациальное однообразие толщи указывают на стабильность палеогеографической обстановки (относительная глубоководность, удаленность источников сноса, отсутствие заметного рельефа на дне бассейна). Рассматриваемые отложения, которые выполняли обширную впадину, имевшую, по-видимому, океаническую природу, залегали либо на отложениях "грабеновых фаций", либо на породах меланократового фун-

дамента. Латерально они замещались вулканогенными образованиями, слагавшими первоначально относительно узкие зоны. Последние формировались уже определенно на океаническом фундаменте, что подтверждается прямыми полевыми наблюдениями.

В пределах Сакмарской зоны вверх по разрезу глубоководные терригенные отложения на все больших площадях замещаются вулканитами, "оттесняющими" область терригенной седиментации. Как было показано, этот процесс идет не путем "разбавления" терригенных толщ вулканитами в условиях постоянства сноса обломочного материала с запада (с края континента). Происходило постепенное ослабление сноса терригенного материала, что привело к сокращению ширины области его седиментации. Одновременно расширялась зона развития вулканогенных образований за счет последовательного смещения ее границы к западу. Оба процесса идут синхронно; зоны терригенной седиментации вулканического материала разделены относительно узким некомпенсированным прогибом, заполнявшимся маломощными кремнистыми и туффовыми осадками (новокурская фация среднего-верхнего ордовика).

Таким образом, для ордовика Сакмарской зоны намечается следующая зависимость: закономерное вытеснение вверх по разрезу в западном направлении терригенных толщ салического (континентального) происхождения вулканогенными породами, формирующимися на коре океанического типа (меланократовый фундамент). Предположительно мы связываем это с процессом расширения эвгеосинклинали и соответственно удалением континентальных источников сноса.

4. В силуре этот процесс получил максимальное развитие. В это время терригенные осадки салического происхождения почти не отлагались. Глубоководные терригенные отложения (кураганская свита) вверх по разрезу замещаются кремнями (сакмарская свита). Лишь в крайних западных частях зоны местами среди кремней появляются тонкие прослои кварцевых и аркозовых песчаников, полностью выклинивающихся к востоку. Палеогеографическая обстановка здесь была сходной с той, которая существовала в поздне ордовике. Единственное отличие, пожалуй, заключалось в еще большей удаленности в силуре континентальных источников сноса. Кремнистые осадки выполняли обширный глубоководный прогиб, унаследованно развившийся с ордовика.

По направлению к востоку эти осадки замещались вулканитами (сугралинская свита). Начиная с середины силура, местами несколько раньше, по границе областей кремнистой седиментации и вулканической зоны возникают частные поднятия, которые, размываясь, поставляют значительные массы специфического обломочного материала (перемык кремней и основных эффузивов). Построению это типичная олистострома (херсонковская свита).

Появление олистостром также знаменует очень важный момент в тектоническом развитии бассейна. По существу это первые крупные массы обломочных пород, образовавшихся за счет перемыка эвгеосинклинальных серий. Обломочные (здесь не учитываются туфогенные отложения) горизонты, сформировавшиеся в результате размыва пород меланократового фундамента и эффузивных серий, встречались и ранее. Однако они играли резко подчиненную роль в разрезе, и что самое главное, в них почти отсутствовали разности, возникшие за счет разрушения осадочной части вулканогенно-осадочных серий (например, терригенных пород кураганской свиты, туффов и туфосилицитов губерлинской свиты). Иными словами, размывались почти исключительно вулканические постройки. "Океаническая впадина" оставалась областью устойчивого опускания.

5. В настоящее время почти общепринятыми являются представления о тесной генетической связи олистостром с периодами тектонического сжатия. В частности, существуют многочисленные работы, в которых доказывается, что олистостромы (в том числе и дикий флиш) образуются за счет размыва фронта покровов, которые в процессе шарьирования могут перекрыть продукты своего размыва. В этом смысле глыбовые горизонты являются индикаторами определенного тектонического режима.

Начиная с середины раннего силура, а особенно в позднем силуре, раннем и среднем девоне олистостромы пользуются очень широким распространением на территории Сакмарской зоны. Строение этих образований рассмотрено в специальной работе С.В.Руженцева и И.В.Хворовой (1974). Здесь выделяют-ся две толщи: херсонковская (силурийско-нижнедевонская) и шандинская (нижне-среднедевонская). Обе они имеют весьма сложные пространственные соотношения, хотя в целом можно говорить об их последовательном положении в разрезе. Местами шандинская олистострома с постепенным переходом перекрывает херсонковскую.

Обе толщи существенно отличаются по составу. Херсонковская представлена осадочными брекчиями двух типов: 1) монолитические брекчии образованы глыбами и отторженцами силурийских фтанитов, спементированных песчаниками и гравелитами, состоящими исключительно из зерен тех же силурийских кремней. Сборы остатков граптолитов в глыбах указывают, что перемывались в основном верхнесилурийские, реже и нижнесилурийские отложения; 2) полимиктовые брекчии — наряду с глыбами фтанитов в большом количестве присутствуют глыбы вулканитов. Их возраст также силурийский. Оба типа брекчий встречаются совместно, но образуют в разрезе обособленные горизонты. Они имели локальное распространение в пограничной зоне между областью кремнистой седиментации и вулканитами.

Шандинская олистострома отличается гораздо более пестрым составом глыб, представленных ордовикскими песчаниками, яшмами, известняками, туффитами, туфоаргиллитами, силурийскими фтанитами, известняками и эффузивами, девонскими известняками, кремнями и песчаниками. Цемент — полимиктовые песчаники, образовавшиеся за счет размыва вулканогенно-осадочных толщ. Брекчии этого типа имеют по существу площадное распространение.

Сравнение обеих олистостром показывает, что обе толщи формировались в результате обмеления бассейна и появления участков интенсивного размыва. В силуре такой размыв был незначительным, локализуясь в относительно узкой зоне. В девоне эрозия достигла много более глубинных уровней, а зоны размыва охватывали гораздо большие площади.

Образование олистостром связано с появлением тектонической суши, что отличает их от сходных вулканотерригенных отложений (разрушение вулканических построек). В силуре такая суша (поднятие) имела локальное распространение (по существу одна зона), в девоне была распространена гораздо шире. По нашему мнению, все это отражает процесс становления системы кордильер, формирующихся в условиях нарастающего тектонического сжатия.

6. Уже говорилось, что в среднем девоне образуется система покровов (первый этап шарьирования). Возникшие к этому времени толщи тектонически совмещаются. Эвгеосинклинальные массы, по-видимому, надвигаются на платформенные. Шарьирование следует рассматривать как продолжение процесса сжатия, начавшегося в силуре и первоначально нашедшего отражение в образовании олистостром.

7. Сформировавшийся покровный пакет был перекрыт щелочными (кальевыми) базальтоидами (трахиандезито-базальты, трахиандезиты) верхнего эйфеля и натриевыми липаритами (альбитофирами) эйфеля-живета. Химический состав и особенности распределения редких и радиоактивных элементов в верхнеэйфельских базальтоидах показывают (данные Б.П.Золотарева), что они сочетают в себе геохимические особенности примитивных океанических толентов и щелочных базальтовых серий. По-видимому, верхнеэйфельские лавы возникли за счет первичной мантйной магмы, сходной с магмой океанических областей, но значительно измененной в процессе внедрения в результате взаимодействия с породами континентальной коры (обогащение литофильными элементами).

Указанные образования — это нижний неоавтохтон. Специфика состава слагающих его пород определяет важное тектоническое следствие: в это время в пределах Сакмарской зоны появляются сиалические массы, которые обусловили формирование гибридных магм. Учитывая резкое отличие состава верхнеэйфельской лавы от вулканитов силурийско-нижнедевонского возраста (спилит-диабаз-

зовые и контрастные серии исключительно натриевого ряда), а также тот факт, что щелочные базальтоиды возникли непосредственно сразу же после первого этапа шарьирования, можно предположить, что в этот период произошло пододвигание континентальных плит под эвгеосинклинальные серии. Впервые в пределах западной части эвгеосинклинали на глубине появляется достаточно мощный "гранито-гнейсовый" слой, в пределах которого формируются промежуточные очаги. В последних образуется гибридная магма.

8. В живете происходит сдвигание пакета покровных пластин (второй этап шарьирования). Это доказывается залеганием сиурийских отложений на верхнеэфельских лавах.

9. Отмеченная покровная система была перекрыта франскими кремнями и граувакками фамена-гурне. Это верхний неоавтохтон. В это время на территории Сакмарской зоны, по-видимому, существовала достаточно мощная континентальная кора. Эвгеосинклинальные серии, шарьированные в пределы восточной части Русской платформы, деформировались уже совместно с миогеосинклинальными толщами.

10. Удаётся наметить вполне определенную последовательность развития западной части Уральской эвгеосинклинали. В основе своей она мало чем отличается от той, которая установлена для многих эвгеосинклинальных зон (Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, 1973). Здесь выделяются океаническая, переходная и континентальная стадии. Кроме того, мы считаем целесообразным выделять особую стадию, грабеновую, предшествующую становлению океанической эвгеосинклинальной структуры.

а. Грабеновая стадия ( $Ст_3 - O_1 a_1$ ) - формирование аркозовых толщ кидрясовской свиты. Сколь-либо широких полей, лишенных сиалического слоя, в это время не существует. Края континентальных плит выражены резко и являются областями интенсивного размыва.

б. Океаническая стадия ( $O_1 a_2 - S_2$ ) - активные процессы раздвижения континентальных блоков. Появляются широкие зоны, лишенные сиалического фундамента. На океаническом фундаменте в приконтинентальных частях (океанические котловины) накапливаются маломощные глубоководные тонкообломочные, претерпевшие глубокую седиментационную сортировку терригенные отложения или кремни ордовика и силура. В сторону от континента они замещаются вулканогенными толщами. Зоны вулканитов (образования срединно-океанических хребтов) во времени расширяются.

в. Переходная стадия ( $S_2 - D_2 e$ ) - начало сжатия океанических структур. В Сакмарской зоне из-за ее близкого положения к континенту переходная стадия проявилась достаточно резко (почти исключительно олистостромы верхнего силура-девона), она охватывает очень небольшой интервал времени.

г. Континентальная стадия (начиная с  $D_2$ ) - процесс сжатия получает дальнейшее развитие. Сиалические массы пододвигаются под край океанической области. По существу очень быстро здесь появляется континентальная кора, которая в дальнейшем, вплоть до конца палеозоя, испытывает достаточно сложные структурные превращения.

Специфика развития Сакмарской зоны, пожалуй, заключается в ее близости к континентальным массам. Это ощущается и в особенностях седиментации, и в том, что здесь сравнительно рано (в середине силура) начинается сжатие (олистостромы, шарьяжи), и в том, что очень рано и очень быстро образуется кора континентального типа. В более восточных частях Уральской эвгеосинклинали в это время существовал режим тектонического растяжения. Здесь формировались толщи либо океанического, либо переходного типов (Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Иванов, Смирнов и др., 1972). Процесс отмирания эвгеосинклинали и превращения коры океанического типа в континентальную последовательно мигрировал в восточном направлении.

11. Период устойчивого прогибания восточной окраины Русской платформы, включая шарьированные сюда эвгеосинклинальные толщи, продолжался начиная с франского века до конца нижнего карбона. В это время на обширных площа-

дах накапливались сначала мощная толща граувакк, а затем известняково-глинистые осадки.

12. На рубеже нижнего и среднего карбона наступает новый этап тектонического сжатия. В это время формируется поднятие Уралтау, вдоль западного склона которого возникают крупные покровные складки, имеющие, по-видимому, гравитационную природу. Впервые после среднего девона эвгеосинклинальные серии выводятся на поверхность, поставляя обломочный материал для среднекаменноугольного флиша.

13. Флишевый и молассовый прогибы западного склона Урала развивались синхронно с покровно-складчатой его структурой. Область устойчивого поднятия, возникновение которого обусловлено процессами тектонического сжатия, постоянно существовала восточнее Предуральского прогиба. Такое поднятие со временем становилось все более резко выраженным, что нашло отражение в более широком распространении на верхних стратиграфических уровнях грубых терригенных толщ (смена каменноугольного флиша морской и, наконец, континентальной молассой перми). Одновременно происходила миграция западного края поднятия, а следовательно, и прогиба к западу. Это доказывается тем, что в каждом перекрывающем горизонте появляются обвальное-оползневые и пролювиальные образования, включающие глыбы пород, непосредственно их подстилающих.

Уже говорилось, что формирование покровно-складчатой структуры Бельской впадины, зоны передовых складок и по крайней мере западной части Зилаирского синклинория происходило в результате пододвигания западных масс под соседние восточные. Вследствие этого на востоке (зона сжатия) возникло поднятие. Учитывая миграцию западного края поднятия к западу, можно предположить, что в этом же направлении шло омоложение тектонических движений и что складки кинзебулатовского типа на территории Бельской впадины были наиболее молодыми из дислокаций западного склона Южного Урала. Они образовались в верхней перми — нижнем триасе.

**АЛЛОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРМОНТА, КВЕБЕКА  
И НЬЮФАУНДЛЕНДА (СЕВЕРНЫЕ АППАЛАЧИ)**

Общая характеристика строения и развития Аппалачского складчатого пояса известна по работам, опубликованным на русском языке (Ирдли, 1954; Кэй, 1955; Кинг, 1961; Роджерс, 1968), поэтому подробно останавливаться на ней нет необходимости. Отметим только, что восточнее Северо-Американской платформы располагались миогеосинклинали (Шамплейн) и эвгеосинклинали (Магор) прогибы (Кэй, 1955). Миогеосинклинали разрез нижнего палеозоя ( $С_{т1} - O_2$ ) представлен в основном аркозами, ортокварцитами, карбонатными отложениями, мощность которых увеличивается от нескольких сот метров в западной, приплатформенной, части до 2 км на востоке. Выше залегает толща терригенных пород ( $O_2 - P_1$ ), частично выклинивающихся к западу. Она включает как миогеосинклинали среднепалеозойские осадки, так и верхнепалеозойские, выполняющие Преаппалачский краевой прогиб. По направлению к востоку доломиты, известняки и ортокварциты ( $С_{т1} - O_2$ ) замещаются аспидными сланцами, граувакками, яшмами, содержащими пачки эффузивов, количество которых в этом направлении постепенно увеличивается.

В Аппалачах выделяется несколько тектонических зон (рис. 33). 1. На западе это плато Аппалач ("Аллегенский синклиниорий" - Кау, 1942) - краевой прогиб, выполненный слабо дислоцированными палеозойскими ( $D - P$ ) отложениями. 2. Восточнее протягивается провинция Долин и Хребтов - полоса выходов ниже- и среднепалеозойских пород, соответствующая внутренней части миогеосинклинали. В Южных и Центральных Аппалачах здесь наблюдается система линейных складок и тектонических чешуй. В Северных Аппалачах это узкая зона чешуй бассейна оз. Шамплейн. 3. Антиклинории Голубого и Зеленого хребтов - выступы докембрийского фундамента, которые возникли на месте поднятия, разделявшего в палеозое мио- и эвгеосинклинали. В Квебеке им соответствует западная часть Квебекской антиклинорной зоны, на Ньюфаундленде - зона Большого Северного полуострова. 4. Провинция Пидмонт (Южные и Центральные Аппалачи) и соответствующая ей в тектоническом отношении территория штатов Новой Англии, Нью-Брансуика и центрального Ньюфаундленда. Это область распространения сложно дислоцированных, более или менее метаморфизованных эвгеосинклиналичных отложений.

В пределах эвгеосинклинали, лучше изученной в Северных Аппалачах, выделяется несколько тектонических зон. Так, например, в Квебеке, Нью-Брансуике и Новой Шотландии с северо-запада на юго-восток расположены следующие зоны:

а. Квебекский антиклинорий, сложен вулканогенными и терригенными породами ( $С_{т1} - O$ ). Это зона преимущественно таконских деформаций.

б. Зона Нью-Брансуик - Гаспе, образована метаморфизованными отложениями ( $С_{т1} - O_2$ ), прорванными среднедевонскими гранитами. Они несогласно перекрыты полого залегающими красноцветными и сероцветными терригенными породами, известняками и гипсами верхнего девона и карбона. Деформации акадские.

в. Складчатая зона Меритайм, образована вулканогенно-осадочным комплексом ( $С_{т1} - D_2$ ), несогласно перекрытым мощными, также интенсивно дислоци-



Рис. 33. Схема расположения основных структурных элементов Аппалач

1 - Северо-Американская платформа; 2 - Аппалачское плато (Аллегенский синклинорий); 3 - провинция Долин и Хребтов (на юге), чешуи района оз. Шамплейн (на севере); 4 - антиклинории Голубого (на юге) и Зеленого (на севере) хребтов; 5 - эвгеосинклинальные зоны; 6 - "Таконский клипп"; 7 - клиппы северо-западного Ньюфаундленда; 8 - Прибрежная равнина



рованными отложениями ( $D_3 - C_2$ ). Выше них полого залегают терригенные породы верхнего карбона - перми (варисские деформации).

г. Зона южной Новой Шотландии - область распространения мощных флишодных и граувакковых серий ( $O_1 - D_1$ ), несогласно перекрытых красноцветными и сероцветными песчаниками, известняками и эвапоритами ( $C_{1-2}$ ).

В Ньюфаундленде с запада на восток выделяются следующие зоны:

а. Большой Северный полуостров. В его пределах гренвильский докембрийский комплекс трансгрессивно перекрыт аркозами, известняками ( $St_1 - O_2$ ), на которые шарьированы офиолиты и граптолитовые сланцы ( $St_1 - O_2$ ). Это область таконских деформаций, в структурном отношении соответствующая Квебекскому антиклинорию.

б. Зона Меритайм.

в. Зона центрального Ньюфаундленда, образована офиолитами, граувакками, флишем ( $O - S_1$ ). Эти отложения прорваны девонскими гранитами. Основные деформации акадские.

г. Авалонская зона. Здесь широко распространены докембрийские (моложе 1 млрд. лет) вулканогенные толщи, в том числе и кислые. Кроме того, присутствуют флишевые и молассоподобные отложения также докембрийского возраста, несогласно перекрытые полого залегающими аргиллитами и песчаниками ( $St - O$ ).

В структурном отношении наибольший интерес представляет область сочленения миогеосинклинального и эвгеосинклинального прогибов. На Ньюфаундленде это зона Большого Северного полуострова, в Квебеке - Квебекский антиклинорий, в Новой Англии - западный склон антиклинория Зеленых гор. Именно здесь широко распространены гигантские аллохтонные массы, образованные либо отложениями, переходными от миогеосинклинальных к эвгеосинклинальным, либо породами офиолитового ряда. Структурное соотношение аллохтонов с миогеосинклинальными или платформенными автохтонными толщами, внутреннее их строение, фациальные особенности слагающих толщ имеют исключительно важное значение, так как без правильного понимания положения аллохтонов в региональной структуре Аппалач невозможно восстановить палеотектоническую обстановку, существовавшую здесь в нижнем и среднем палеозое. Вот почему аллохтонные комплексы Аппалач давно стали предметом интенсивного изучения на территории США, а в последние годы и Канады. Особое внимание привлекают к себе офиолиты Ньюфаундленда, что обусловлено данными об их океани-

ческой природе. Вместе с тем отмеченные аллохтонные комплексы, крупнейшие в Аппалачах, занимают вполне определенное положение в региональной структуре этого складчатого пояса, являясь ключевыми элементами для понимания механизма ее образования.

### ЗОНА ЧЕШУЙ БАСЕЙНА ОЗЕРА ШАМПЛЕЙН И «ТАКОНСКИЙ КЛИПШ»

Уже в середине прошлого столетия было установлено, что кембро-ордовикские отложения западного склона Зеленых гор надвинуты на ордовикские, лежащие низину вокруг оз. Шамплейн. В. Логан (Logan, 1863) первый показал большую роль надвигов в формировании структуры этого района. Позднее выводы Логана подтвердили А. Кейс (Keith, 1932), Т. Кларк (Clark, 1933), М. Кэй (Kay, 1954), У. Кеди (Cady, 1945) и многие другие. Из более поздних работ необходимо отметить исследования В. Буса (Booth, 1950), А. Шоу (Shaw, 1958) и У. Кеди (Cady, 1960), материалами которых мы будем пользоваться в дальнейшем.

Наиболее детально структура зоны чешуй изучена в северо-западном Вермонте, непосредственно к востоку от оз. Шамплейн. Здесь установлена серия тектонических пластин, ограниченных полого погружающимися к востоку надвигами, крупнейшим из которых является надвиг Шамплейн. Он прослежен на десятки километров по налеганию кембрийских отложений восточных отрогов Зеленых гор на среднеордовикские слои долины Шамплейн. Плоскость разрыва хорошо обнажена во многих местах. Обычно это единый скол, полого ( $15^{\circ}$ ) падающий к востоку.



Рис. 34. Геологический профиль через чешую Розенберг (Shaw, 1958)

1 - кварциты Гилмен ( $Sm_1$ ); 2 - доломиты и сланцы Паркер ( $Sm_{1-2}$ ); 3 - сланцы и доломиты Скилз-Корнер ( $Sm_2$ ); 4 - сланцы Хангерфорд ( $Sm_3$ ) и формация Гордж ( $Sm_3$ ); 5 - формация Хайгейт ( $O_1$ ); 6 - сланцы Морзес-Лайн ( $O_2$ )

Цифры на профиле - надвиги: 1 - Шамплейн, 2 - Сэкс, 3 - Хайгейт-Фоллз, 4 - Гор, 5 - Оук-Хилл, 6 - Фэйрфилд-Понд

Амплитуда горизонтального смещения различными авторами оценивается не одинаково. Согласно А. Шоу (Shaw, 1958), она равна 16-18 км, У. Кеди (Cady, 1945) - 32-35 км. Уже после образования надвига Шамплейн плоскость разрыва испытывала смятие, вследствие чего перед его современным фронтом кое-где возникли тектонические останцы, представляющие собой небольшие покровные синклинали, сохранившиеся на платформенном чехле.

Надвиг Шамплейн ограничивает снизу обширную пластину, известную в северо-западном Вермонте и южном Квебеке под названием "чешуи Розенберг". Последняя представляет собой меридионально вытянутую синклиналиную структуру. В пределах ее западного крыла слои полого ( $5-30^{\circ}$ ) падают к востоку, восточного - круто ( $50-70^{\circ}$ ) наклонены на запад. На рис. 34 показан поперечный профиль через пластину Розенберг. Обращает на себя внимание, что она осложнена системой надвигов, которые так же, как и основной надвиг, полого (не круче  $30^{\circ}$ ) падают к востоку. Отмеченные разрывы существуют лишь на севере штата Вермонт и быстро затухают к югу. Они пересекают пластину Розенберг на серию более мелких чешуй.

Наиболее подробно механизм образования зоны чешуй западного Вермонта рассмотрен В. Бусом (Booth, 1950), который связывает весь комплекс деформаций с процессом широтного сжатия. На первом этапе формируются морфоло-

гически простые, наклоненные или опрокинутые к западу складки продольного изгиба. В условиях прогрессирующего сжатия начинают формироваться сколы. Последние закладываются вдоль подвернутых крыльев антиклиналей, реже вдоль их замков. Сначала сколы появляются в компетентных доломитах и кварцитах кембрия и нижнего ордовика. Более пластичные сланцы среднего ордовика оказываются сорванными и деформированными независимо. В дальнейшей отдельные трещины сливаются в единые разломы. Так появляются обособленные пластины, которые затем деформируются сами, вследствие чего перед фронтом надвигов возникали тектонические останцы.

Восточнее полосы рассмотренных чешуй расположен антиклинорий Зеленых гор, который, включая Беркширский массив, охватывает территорию центрального и восточного Вермонта, а также западного Массачусетса. В южной части антиклинория, в его ядре обнажаются докембрийские мигматиты, гранитизированные амфиболиты, несогласно перекрытые нижнекембрийскими кварцитами (Balk, 1953). Шарнир структуры погружается к северу, поэтому в северном Вермонте обнажаются лишь песчаники и доломиты ( $С_{m1}$ ). Сланцы и граувакки ( $С_{m2}-O_2$ ) слагают крылья антиклинория. На западе, на широте оз. Шамплейн, антиклинорий Зеленых гор ограничен системой надвигов Сент-Олбан и Фэйрфилд-Понд. Однако уже в нескольких километрах к северу от государственной границы Канады этот надвиг исчезает (Cady, 1960), а складки Зеленых гор к западу постепенно переходят в нарушения пластины Розенберг.

На юге, в пределах западного Массачусетса, структура антиклинория иная. В ряде мест в его ядре откартирована серия очень пологих надвигов (плоскости падают к востоку под углом  $15^{\circ}$ ), по которым докембрийские гнейсы надвинуты на нижнекембрийские кварциты (Balk, 1953; Ratcliffe, 1965). Согласно Р. Болку, для западного края Зеленых гор в южном Вермонте и северо-западном Массачусетсе вообще характерны чешуйчатые структуры, сопровождаемые мощными зонами рассланцевания.

Суммируя сказанное, отметим, что формирование структуры пластин Розенберг и антиклинория Зеленых гор, по-видимому, происходило в результате единого процесса — широтного сжатия. На это указывает сходство морфологии их складчатых и разрывных нарушений. Присутствие опрокинутых или наклоненных к западу складок, в подвернутых крыльях которых местами появляются сколы, подтверждает такой вывод. Характерно, что когда крупные структуры распадаются на более мелкие, строение вторых аналогично строению первых.

“Таконский клипп” — наиболее южная аллохтонная масса, расположенная в пределах западного Вермонта и северной части штата Нью-Йорк.

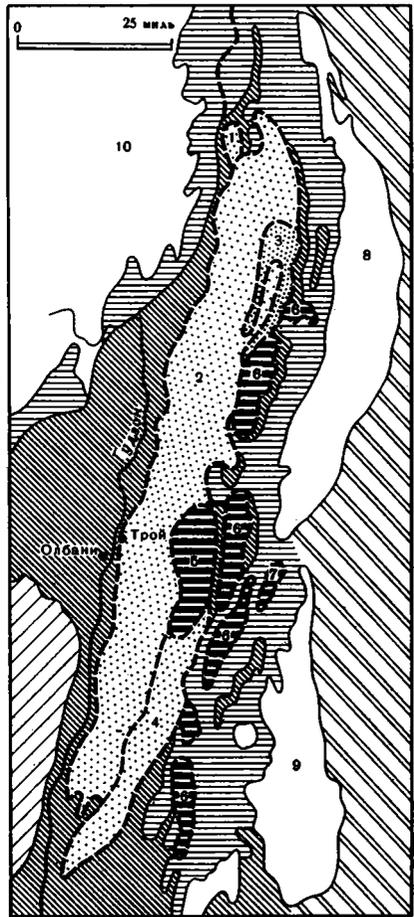
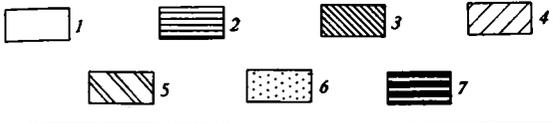
Уже в начале этого столетия некоторые геологи (Ruedemann, 1909; Cushing, Ruedemann, 1914) обратили внимание на то, что аспидные сланцы, аржиллиты и граувакки, слагающие Таконский хребет, залегают в виде изолированного пятна среди одновозрастных карбонатных отложений. Для объяснения такой картины они привлекали покровную гипотезу, считая, что сланцевые толщи были шарьированы с востока, из области Зеленых гор, в пределы зоны карбонатной седиментации. В этом случае Таконская аллохтонная масса сравнивалась с шарьяжами Швейцарских Предальп. Такие построения получили поддержку и дальнейшее развитие во многих последующих работах (Prindle, Knopf, 1932; Kay, 1942; Goldring, 1943; Cady, 1945), в том числе и в опубликованных на русском языке сводках А. Ирдли (1954) и Дж. Роджерса (1968).

В тектоническом отношении Таконский хребет обычно рассматривается как гигантский покровный синклиний (Kay, 1942), обладающий исключительно сложным внутренним строением. Автохтонный разрез — в основании развиты известняки и доломиты ( $С_{m1}-O_2$ ), выше — глинистые сланцы и конгломераты ( $O_2$ ). Аллохтонный разрез представлен пестрыми аспидными сланцами, граувакками с прослоями и линзами кварцитов и известняков ( $С_{m1}$ ), аспидными сланцами ( $С_{m3}-O_2$ ), глинистыми сланцами ( $O_2$ ). Согласно Е. Зену (Zen, 1967, 1972; Zen et al., 1968), в пределах аллохтона снизу вверх выделяются следующие тектонические пластины (рис. 35): 1) Сансет-Брук (отложе-

Рис. 35. Структурная схема Зеленых и Таконских гор, по Роджерсу (1968) с добавлениями по Зену (Zen, 1967)

Автохтон (миогеосинклиальный разрез): 1 - кристаллический фундамент (Рϵ), 2 - преимущественно карбонатные отложения ( $Ст_1-O_1$ ), 3 - песчаники и аспидные сланцы ( $O_2$ ), 4 - известняки, песчаники (S-D); автохтон (эвгеосинклиальный разрез): 5 - эффузивно-терригенная толща (Ст-D); аллохтон: 6 - нижняя таконская масса - песчаники и сланцы ( $Ст_1-O_2$ ), 7 - верхняя таконская масса - песчаники и сланцы (Ст?)

Цифры на схеме. 1-7 - покровы: 1 - Сансет-Брук, 2 - Гиддинг-Брук, 3 - Берд-Маунтен, 4 - Чатам, 5 - Ранселаер, 6 - Дорсет-Маунтен, 7 - Грейлок; 8 - Зеленые горы; 9 - Беркширские холмы; 10 - плато Адирандак



ния  $Ст_1, O_{1-2}$ ; 2) Гиддинг-Брук (отложения  $Ст_{1-3}, O_{1-2}$ ); 3) Берд-Маунтен (отложения  $Ст_{1-2}, O_{1-2}$ ). Пластины Чатам (4), Ранселаер (5), Дорсет-Маунтен (6), Грейлок (7) образованы только породами нижнего кембрия. Пластины 1-4 относятся к нижней, 5-7 - к верхней таконским массам.

Нижняя масса слагает подавляющую часть аллохтона, верхняя образует сравнительно небольшие тектонические нащепки. Отложения нижней слабее метаморфизованы и хорошо охарактеризованы палеонтологически, верхней - изменены сильнее, остатков фауны не содержат и относятся к кембрию условно. Структурные соотношения автохтона и аллохтона отчетливо наблюдаются в пределах северного окончания Таконского синклинория, а также вдоль западного его крыла от Центрального Вермонта до долины р. Гудзон (к югу от г. Олбани). Менее ясны они на востоке.

В историческом обзоре, посвященном вопросу Таконского аллохтона, У.Ба-чер (Bucher, 1957) отмечает, что шарьяжная гипотеза применительно к Таконскому хребту появилась исключительно для объяснения сонахождения различных фаций разновозрастных отложений и не была подкреплена серьезным структурным анализом. Именно это привело к тому, что в течение последних десяти лет появились работы, оспаривающие клипповую структуру Таконских гор (Bucher, 1957; Craddock, 1957). Основные возражения сводятся к следующему: 1) в восточной части Таконских гор метаморфизованные, палеонтологически не охарактеризованные сланцы являются не "аллохтонными" кембрийско-нижеордовикскими, а среднеордовикскими, имеющими нормальный стратиграфический контакт с подстилающими их кембрийскими и нижеордовикскими карбонатными породами "автохтона"; 2) по левобережью р. Гудзон южнее г. Олбани единый надвиг, ограничивающий на западе аллохтон, сначала распадается на серию обособленных разрывов, а затем севернее Нью-Йоркского поднятия исчезает вообще. Здесь карбонатные отложения "автохтона" и терригенные "аллохтона" связаны нормальным фациальным переходом.

Следует учитывать, однако, что эти возражения являются отнюдь не бес-

спорными. Так, например, отнесение метаморфизованных сланцев восточного склона Таконского хребта к среднему ордовику палеонтологически не доказано. Как показал Е. Зен (Zen, 1961), такое отнесение тем более сомнительно, что в центральном Вермонте метаморфизованные отложения "среднего ордовика" структурно подстилаются измененными, слабее фаунистически охарактеризованными доломитами, известняками ( $St_1$ ) и сланцами ( $O_2$ ). Последние относятся к автохтону. Оно сомнительно также и потому, что тщательные картировочные работы, проводившиеся на территории северного окончания Таконского хребта, показали, что фаунистически обоснованные сланцевые горизонты ( $St - O_1$ ) западного склона Таконского хребта протягиваются в пределы восточного. Здесь же установлены структуры, аналогичные тем, которые наблюдаются на западе (Zen, 1961). Иными словами, между метаморфизованными и неметаморфизованными отложениями аллохтона нет четкой структурной границы. Метаморфизм проявился еще до шарьирования аллохтонных масс.

Сложнее обстоит дело с обоснованием тектонического контакта между автохтоном и аллохтоном на территории восточного склона Таконского хребта. Недостаточная местами обнаженность, однообразие сланцевых толщ затрудняют трассировку разрыва. Этой проблеме посвящены работы Р. Болка (Balk, 1953) в северо-западном Массачусетсе и южном Вермонте и Е. Зена (Zen, 1961) в центральном Вермонте. Оба автора придерживаются различных взглядов на структуру Таконского хребта. Однако они приходят к сходному выводу: в настоящее время невозможно ни доказать, ни отрицать наличие такого разрыва. Местами нельзя наметить и обосновать плоскость надвига, ограничивающего аллохтонную массу с востока. Местами же разрыв устанавливается отчетливо.

Из приведенного краткого обзора ясно, что существуют расхождения в оценке тектонического положения таконских сланцевых серий. Подавляющее большинство геологов, работающих в Вермонте, восточном Нью-Йорке и западном Массачусетсе, при объяснении структуры Таконского хребта придерживаются шарьяжной гипотезы. Они рассматривают терригенные отложения ( $St - O_2$ ) как аллохтонную, смещенную с востока на запад массу.

В настоящее время стратиграфия и фациальные особенности аллохтонных серий изучены хорошо (особенно в Вермонте). Не вызывает сомнений, что кембро-ордовикские отложения Таконского хребта представляли собой осадки, занимавшие промежуточное положение между типично миогеосинклинальными (доломиты, известняки, кварцевые песчаники) на западе и эвгеосинклинальными (граувакки, сланцы, разнообразные эффузивы) образованиями на востоке. Однако существуют определенные разногласия при выяснении положения на местности корневой зоны. Некоторые авторы (Keith, 1932; Hawkes, 1941; Kay, 1942) считают, что Таконский аллохтон был смещен из области восточного склона Зеленых гор на расстояние в 60-70 км. Другие, не отрицая аллохтонной природы нижнепалеозойских сланцев, придерживаются более умеренных построений, полагая, что терригенные отложения накапливались непосредственно к востоку от карбонатных, с которыми были связаны фациальным переходом. В среднем ордовике первые были надвинуты на вторые. Вследствие этого образовался надвиг, ограничивающий аллохтон лишь с запада и отсутствующий на востоке (Hewitt, 1961; Mac Fadyan, Hewitt, 1961). В этом случае амплитуда перекрытия, по-видимому, была невелика. Таконский аллохтон представлял собой не гигантский "клипш", а сравнительно небольшой тектонический "козырек".

Наиболее убедительные палеотектонические реконструкции, в том числе и относительно корневой зоны, были сделаны недавно Е. Зеном (Zen, 1967) и У. Кеди (Cady, 1968), показавшими, что таконские сланцевые серии накапливались на территории современных докембрийских массивов Зеленых гор и Беркшира. В кембрии, раннем и частично среднем ордовике здесь располагался некомпенсированный прогиб, где отлагались маломощные аспидные сланцы, смещенные затем в виде крупной покровной массы к западу, в область преимущественно карбонатной седиментации. Амплитуда надвигания, по-видимому, достигала 30-40 км.

Сейчас трудно отдать предпочтение тем или иным построениям. В свете рассматриваемой проблемы для нас важнее не столько амплитуда смещения, сколько сам факт наличия крупного надвига, существование которого в Таконских горах никто не отрицает.

Остановимся на характеристике внутренней структуры Таконского аллохтона. Здесь выделяются два участка: северный (центральный Вермонт) и южный (юго-западный Вермонт, западный Массачусетс, южная часть восточного Нью-Йорка). Характеристика первого дается по Е. Зену (Zen, 1961, 1967, 1972), второго — по Р. Болку (Balk, 1953).

Покровная масса в центральном Вермонте состоит из серии тектонических пластин, часть которых обладает сложной внутренней структурой. Характерно присутствие крупных, лежащих, иногда ныряющих складок, смятых впоследствии дополнительно. Строение автохтона проще, хотя и здесь встречаются отдельные чешуи, опрокинутые, а иногда и лежащие складки.

Пластина Гиддинг-Брук (рис. 36) — крупнейшая и наиболее сложно построенная структура Таконского хребта. Вкратце остановимся на характеристике разреза этой пластины. Наиболее древними здесь являются зеленые сланцы и филлиты формации Бидди-Ноб ( $St_1$ ), выше которых залегают красные и зеленые аспидные сланцы с маркирующими горизонтами кварцитов, конгломератов и известняков (формация Булл,  $St_1$ ), черные, серые аспидные сланцы и филлиты с горизонтом известняков (формация Вест-Кастлетон,  $St_1$ ). Далее следуют пестрые аспидные сланцы с известняками и конгломератами (формация Маунт-Гамельтон,  $St_3 - O_2$ ), сланцы и грауваки (формация Полет,  $O_2$ ).

В структурном отношении пластина представляет собой сложно и неоднократно деформированную массу. Обычно здесь присутствует каскад лежащих, ныряющих к западу складок, по-видимому, представляющих собой дигитации единой огромной структуры. Часто пластина рассечена серией пологих склов, расчленяющих ее на отдельные чешуи. Уже после образования лежащих складок пластина была деформирована как единое целое (смятие плоскости надвига, ограничивающего ее снизу). Возникла обширная мульдообразная структура (Таконский покровный синклиниорий), центриклинальное окончание которой расположено в пределах северной части Таконского хребта.

Одной из крупнейших складок рассматриваемой пластины является антиклиналь Гиддинг-Брук. Это лежащая, местами обращенная к западу, изоклиная структура, видимая амплитуда которой достигает 12–14 км. Лежачее крыло антиклинали обнажено в пределах восточного склона Таконского хребта, где слагающие ее кембрийские отложения залегают на среднеордовикских сланцах автохтона. Последовательность горизонтов здесь перевернута: в основании появляются породы формации Вест-Кастлетон, а вверх по разрезу — сланцы сначала формации Булл и далее Бидди-Ноб. Слои полого ( $20-40^\circ$ ) погружаются к западу. В пределах гребня хребта обнажается висячее крыло антиклинали, где последовательность стратиграфических горизонтов уже нормальная. Во фронтальной части ядро антиклинали распадается на две самостоятельные складки, верхняя из которых крупнее и почти полностью перекрывает нижнюю.

Структурным аналогом антиклинали Гиддинг-Брук в южной части района является антиклиналь Поркюпайн-Ридж. Это также изоклиная лежащая складка, возникшая, однако, в отложениях более высокого стратиграфического уровня. Действительно, в ядре антиклинали Поркюпайн-Ридж отсутствуют наиболее древние нижнекембрийские слои (сланцы формации Бидди-Ноб и нижние горизонты формации Булл). Зато несравненно шире развиты верхнекембрийские и ордовикские породы. Морфология рассматриваемой структуры своеобразна. Судя по данным Е. Зена, слои в ее подвернутом крыле дислоцированы слабо. Наоборот, висячее крыло осложнено многочисленными более мелкими складками. Это, как правило, сплюснутые, реже открытые, опрокинутые к западу структуры. Преобладают линейные, вытянутые с севера на юг на десятки километров нарушения, хотя местами появляются и брахиформные дислокации. Формирование антиклинали Поркюпайн-Ридж было связано со срывом верхней части сланцев Булл и более верхних горизонтов относительно наиболее

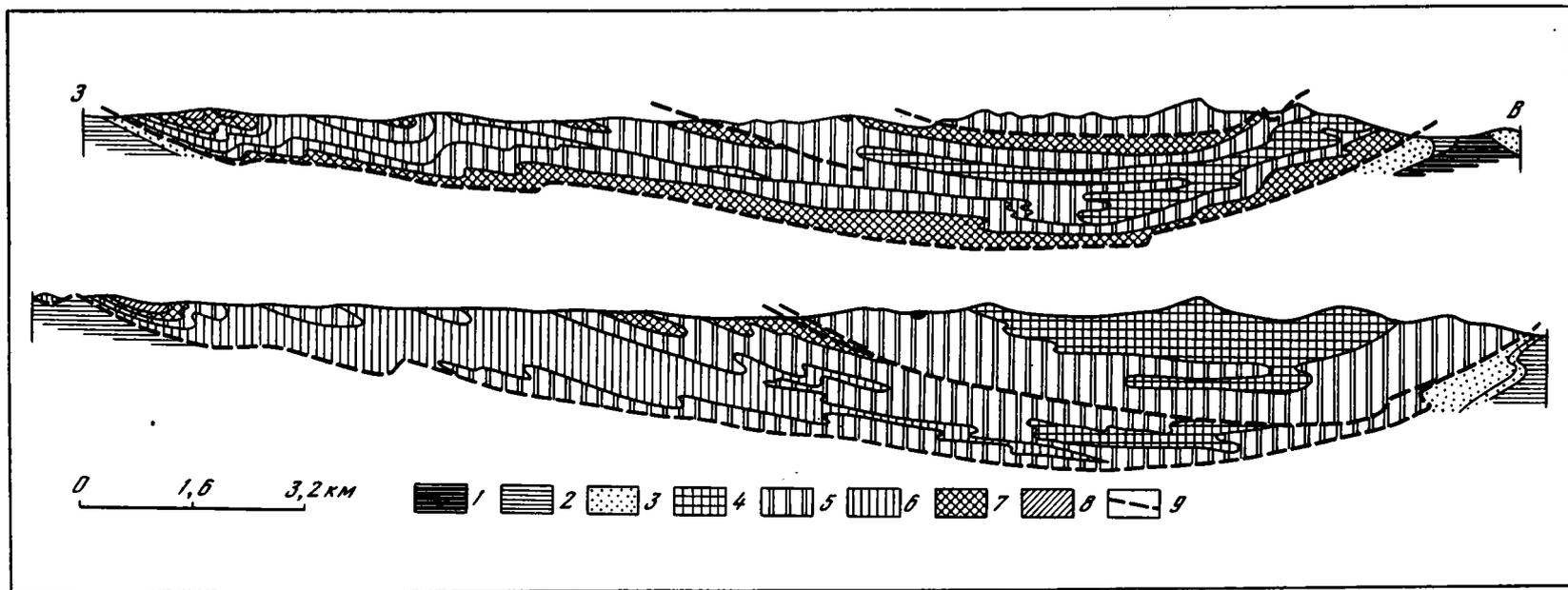


Рис. 36. Геологические профили через "Таконский клипп", центральный Вермонт (Zen, 1961)

1-3 - автохтон: 1 - доломиты и известняки Баском ( $O_1$ ), 2 - известняки ( $O_2$ ), 3 - аргиллиты, песчаники формации Хортонвилл ( $O_{2-3}$ ); 4-9 - аллохтон: 4 - формация Бидди-Ноб

( $St_1$ ), 5 - формация Булл ( $St_1$ ), 6 - граувакки Бомон ( $St_1$ , линзы внутри формации Булл), 7 - формация Вест-Кастлетон ( $St_1$ ), 8 - группа Маунт-Гамильтон ( $St_3-O_2$ ), 9 - формация Полет ( $O_2$ )

древних отложений (формация Бидди-Ноб и нижняя часть формации Булл). При этом первые деформировались отдельно от вторых, создавая как бы независимую структуру. Иными словами, отложения, слагающие антиклиналь Поркюпайн-Ридж, образуют сорванную оболочку антиклинали Гуддинг-Брук.

Таким образом, в период шарьирования Таконского аллохтона в центральном Вермонте возник сложнейший пакет лежащих складок. Местами такие складки имеют нормальные структурные связи, местами же они отделены разрывами, плоскости которых параллельны осевым поверхностям складок. Преобладают, по-видимому, структуры продольного изгиба. Е. Зен (Zen, 1961) показал, что с формированием подобного рода нарушений связано образование послойного кливажа и сланцеватости. В менее компетентных кремнисто-глинистых породах, зажатых между пластами более твердых алевролитов и песчаников, возникла система сколов, субпараллельных слоистости (banding cleavage). Позднее, одновременно с формированием Таконского покровного синклиория и вторичным смятием лежащих складок (деформация их осевых плоскостей), широко развивается кливаж скальвания (slip cleavage). В песчаниках и известняках генетически ему соответствуют лишь более или менее многочисленные сколы (Zen, 1961; Роджерс, 1968).

На территории восточного Нью-Йорка (восточнее долины р. Гудзон) развиты палеонтологически охарактеризованные кембро-ордовикские отложения. Согласно Е. Зену (Zen 1967), это южное продолжение пластин Гиддинг-Брук и Берд-Маунтен. Местами на них, местами выше среднеордовикских черных сланцев автохтона залегают изолированные нащепки зеленых, более или менее сильно метаморфизованных филлитов, выделяемых как верхняя таконская масса (Zen, 1967). Структура аллохтона в рассматриваемом районе отличается от таковой в центральном Вермонте. Во всяком случае система лежащих складок здесь достоверно не установлена (Balk, 1953; Zen, 1967). Вся аллохтонная сланцевая серия весьма сильно, но неоднородно дислоцирована. Преобладают опрокинутые к западу складки. Изоклиналильные структуры редки на западе, однако довольно часто встречаются в Таконском хребте. Кливаж развит широко. Присутствуют многочисленные надвиги и взбросы (особенно на востоке), в целом параллельные простиранию кливажа (Balk, 1953). Таким образом, как будто бы намечаются определенные различия в строении аллохтона центрального Вермонта и более южных районов. Однако в последнее время появились, правда сейчас еще отрывочные, данные о присутствии здесь лежащих, в дальнейшем вторично дислоцированных складок. Так, например, Д. Поттер (Potter, 1963) доказал наличие таких структур в районе Хосик-Фоллз (граница Нью-Йорка и юго-западного Вермонта).

Предполагаемый механизм формирования Таконского аллохтона вкратце сводится к следующему. Согласно У. Кеди (Cady, 1968), на стыке миогеосинклиналильного и эвгеосинклиналильного прогибов в нижнем палеозое располагалось антиклинальное поднятие Вермонт-Квебек. Начиная со среднего ордовика это поднятие выражено наиболее отчетливо. Оно представляло собой постоянно поднимающуюся сушу. В среднем ордовике происходят структурное отслоение кембро-ордовикской сланцевой серии от докембрийского докола и соскальзывание ее к западу под действием гравитационных сил. Скольжение началось в подводных условиях (Zen, 1961, 1967; Роджерс, 1968), вследствие чего вдоль фронта сползающих масс формируется олистострома ("конгломераты Форбес-Хилл"), состоящая из обломков как аллохтонных, так и автохтонных пород. Движения закончились в начале верхнего ордовика (таконская складчатость). Позднее, в конце девона (акадская складчатость), сами пластины были дополнительно смяты, в результате чего возник Таконский покровный синклиорий.

Гравитационное оползание, таким образом, является важным фактором при образовании аллохтона с его характерной структурой (Zen, 1961; Cady, 1968; Роджерс, 1968; Bird, 1969). Однако гравитационный механизм шарьирования не отрицает тангенциального сжатия в кристаллическом фундаменте как первопричину срыва и структурного обособления осадочного чехла.

До недавнего времени его геологическое строение было изучено недостаточно. Лишь новейшие исследования (St-Julien, 1972; Poole, Rodgers, 1972) выявили особенности его структуры.

Квебекский антиклинорий является северо-восточным продолжением антиклинория Зеленых гор и зоны долины оз. Шамплейн. Он протягивается от границы штата Вермонт до п-ова Гаспе на расстояние в 800 км при максимальной ширине 80 км. На северо-западе по региональному надвигу (линия Логана) преимущественно кембро-ордовикские отложения антиклинория граничат с одновозрастными, но фашиально отличными отложениями Северо-Американской платформы. На юго-востоке антиклинорий ограничен полосой выходов терригенных пород, известняков и эффузивов (S-D) синклинория Коннектикут-Вэлли - Гаспе, входящего уже в состав зоны Нью-Брансуик - Гаспе.

Хотя многие детали строения Квебекского антиклинория не вполне выяснены, уже сейчас можно говорить о его крайне сложной структуре. Согласно П. Сент-Жульену (St-Julien, 1972), здесь выделяются следующие элементы (с северо-запада на юго-восток):

1. Полоса аллохтонных пластин, рассеченных дополнительными надвигами на отдельные чешуи и "клиппы". Они сложены флишеподобными песчано-сланцевыми сериями (См - O<sub>2</sub>). Каждая верхняя пластина образована более древними породами, чем подстилающая ее, т.е. кембрийские отложения залегают на нижнеордовикских, а те в свою очередь на среднеордовикских.

2. "Серпентинитовый пояс" представлен алевролитами, песчаниками, аспидными сланцами, олистостромовыми образованиями, офиолитами, включая тела серпентинизированных гипербазитов (См - O<sub>1</sub>).

3. Синклиниорий Сент-Виктор - полоса распространения терригенных флишевых отложений (O<sub>2-3</sub>), залегающих несогласно на породах "серпентинитового пояса".

4. Горы Стоук, на юге, и Шикшок, на северо-востоке, образованы метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами (См - O), прорванными телами гипербазитов.

Отмечается (Osberg, 1969; Poole, Rodgers, 1972), что терригенные серии кембро-ордовика (зона 1) и одновозрастные им вулканогенно-осадочные отложения (зона 2) по составу, внутреннему строению и положению в региональной структуре соответствуют хорошо изученным аллохтонам Нью-Йорка, Вермонта и западного Ньюфаундленда. Эта точка зрения подтверждается тем, что под основными аллохтонными массами Квебека залегают олистостромовые ("дикое-

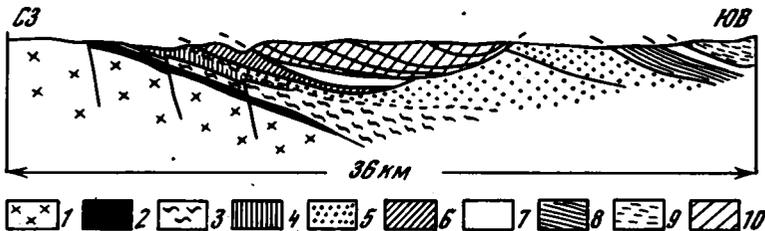


Рис. 37. Геологический профиль через западную часть Квебекского антиклинория (St-Julien et al., 1972)

1-3 - автохтон и параавтохтон: 1 - гнейсы фундамента Северо-Американской платформы (РЄ), 2 - известняки (O<sub>2</sub>), 3 - флиш (O<sub>2-3</sub>); 4-10 - аллохтон: 4 - дикий флиш Цитадель (O<sub>2</sub>, покров Квебекского мыса), 5 - дикий флиш Этчимен (O<sub>2</sub>), 6 - глинистые известняки (O<sub>2</sub>, покров Квебекского мыса), 7 - известняковые конгломераты, известняки, аргиллиты (O<sub>1</sub>, покров Сент-Петроний и Поинт-де-Леви), 8 - известняки, аргиллиты (См-O<sub>1</sub>, покров Викториавилл), 9 - аргиллиты, известняковые конгломераты (См, покров Сент-Хенедин), 10 - песчаники, аргиллиты (См, покров Шодьер)

флишевые") горизонты, являющиеся продуктами размыва продвигающегося фронта покровов.

Терригенные флишеидные серии кембро-ордовика (зона 1) образуют нижнюю систему покровов, сопоставимую с Таконским аллохтоном, породы "Сerpентинитового пояса" (зона 2) - верхнюю, отвечающую офиолитовому аллохтону Ньюфаундленда. Ниже мы рассмотрим строение этих двух зон.

Структура зоны 1. Система аллохтонных пластин северо-западной части Квебекского антиклинория ограничена с северо-запада крупным региональным надвигом ("линия Логана"), по которому они шарьированы на полого залегающие известняки и сланцы платформы. Строение аллохтона рассматривается на примере окрестностей г. Квебека (St-Julien et al., 1972; Poole, Rodgers, 1972). Здесь серия покровных пластин, сложенных песчаниками и сланцами ( $Cm-O_1$ ), залегает на граувакках и олистостроме ( $O_{2-3}$ ).

Аллохтон подразделяется на семь структурных элементов (снизу вверх; рис. 37):

1. Покров Квебекского Мыса. Это известняки и битуминозные сланцы ( $O_2$ ), обнажающиеся вдоль "линии Логана" в виде изолированных чешуй.

2,3. Чешуи Сент-Петроний и Поинт-де-Леви образованы известковистыми аргиллитами и известковыми конгломератами ( $O_2$ ). Также представляют собой фрагментарные тектонические элементы во фронтальной части аллохтона. В целом имеют простую синклинальную форму, хотя внутренние дислокации слоев весьма сложны. Здесь установлены сжатые, прямые или опрокинутые к западу складки, осложненные многочисленными продольными взбросами и надвигами, плоскости которых погружаются к востоку.

4. Покров Бакхус - мощная аллохтонная масса, состоящая из известняков, алевролитов, аргиллитов, песчаников и кремней ( $Cm - O_1$ ). Выделяется несколько тектонических пластин, находящихся в сложных структурных соотношениях с подстилающими и перекрывающими элементами. Местами кембро-ордовикские отложения залегают ниже, местами выше среднеордовикской олистостромы (формация Этчимен). По-видимому, первоначально единый покров был рассечен на серию обособленных пластин, надвигавшихся одна на другую (сдвигание пластин).

5. Покров Викториавилл - глинистые известняки и аргиллиты ( $Cm - O_1$ ), подстилается олистостромой ( $O_2$ ).

6. Покров Сент-Хенедин сложен аргиллитами и известняковыми конгломератами ( $Cm$ ), образующими обширную плоскую аллохтонную массу, дислоцированную в целом конформно с покровом Викториавилл.

7. Покров Шодьер представляет собой два обширных тектонических останца ("клиппа"), имеющих форму плоских синклиналей. Он образован песчаниками ( $Cm$ ), залегающими либо на параавтохтонных ордовикских отложениях (сорванный платформенный чехол), либо на ордовикских отложениях нижних покровов.

Внутренняя структура очень сложная. Установлено три генерации нарушений: ранняя - крупные лежачие и перевернутые складки, средняя - крупные, часто опрокинутые к северо-западу складки, осложненные продольными взбросами, поздняя - пологие надвиги, пересекающие аллохтон на серию пластин.

Время формирования покровного пакета - средний ордовик (таконские деформации), что подтверждается возрастом олистостром подстилающих аллохтоны. Акадские (девонские) движения имели подчиненное значение.

Структура зоны 2. Рассматривается на примере района Тетфорд-Майнз (St-Julien, 1972). Здесь обнажаются более или менее метаморфизованные, осадочные и вулканогенно-осадочные серии, ассоциирующие с телами гипербазитов и габброидов. Толщи интенсивно дислоцированы, образуя морфологически разнообразные складки. Считается, что они возникли в результате смятия покровных пластин.

В пределах "Сerpентинитового пояса" снизу вверх выделяются следующие элементы (рис. 38):

1. Аргиллиты, алевролиты, переходящие вверх по разрезу в толщу глыбовых полимиктовых брекчий (олистострома) формации Сент-Даниель ( $O_{1-2}$ ). Они

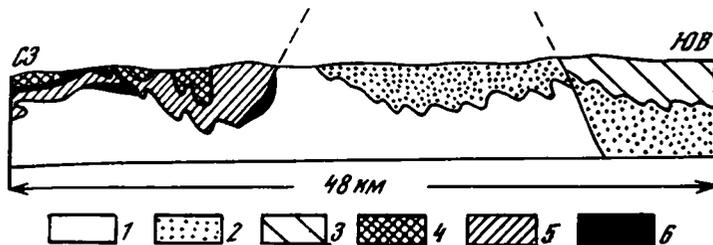


Рис. 38. Геологический профиль через "Серпентинитовый пояс" Квебекского антиклинория (St-Julien, 1972)

1 - полимиктовые глыбовые конгломераты ( $O_{1-2}$ ); 2 - аргиллиты, песчаники ( $O_{2-3}$ ); 3 - известняки, песчаники, аргиллиты (S - D); 4 - алевролиты и ортокварциты (группа Розари, Ст- $O_1$ ); 5 - песчаники, аргиллиты (группа Колдуэлл, Ст- $O_1$ ); 6 - гипербазиты

приурочены к ядру узкой, ориентированной в северо-восточном направлении антиклинальной структуры, являясь наиболее глубоким элементом "Серпентинитового пояса". Слои здесь смяты в систему сжатых, линейных, прямых или несколько наклоненных к северо-западу складок.

Отложения формации Сент-Даниель перекрыты аргиллитами, туфопесчаниками, кислыми туфами и кремнями группы Магог ( $O_{2-3}$ ), выполняющими синклиниорий Сент-Виктор. Он расположен юго-восточнее отмеченной антиклинали и имеет с ней нормальные структурные связи.

2. Офиолитовый комплекс Тетфорд-Майнз ( $O_1?$ ) расположен северо-западнее антиклинали Сент-Даниель, выполняя очень сложно построенную синклиналичную структуру. Гипербазиты и ассоциирующие с ними габброиды образуют узкую (максимальная ширина 9-10 км), тянущуюся на 300 км полосу. В районе Тетфорд-Майнз наблюдается весьма полный разрез комплекса (снизу вверх): дуниты, серпентинизированные перидотиты, пироксениты, габбро, диориты и гранодиориты, перекрытые мощной толщей шаровых базальтов, андезитов и их пирокластов. Венчается разрез хаотической массой дикого флиша (олисторома).

Внутренняя структура офиолитового комплекса определяется наличием серии частных пластин. Так, например, в районе Маунт-Адшток установлено по крайней мере три пластины. На юго-востоке, по контакту с антиклиналью Сент-Даниель, они смяты в напряженные линейные складки. По направлению к северо-западу структура упрощается. Офиолитовые пластины смяты в целом конформно, слагая плоские, широкие мутьдообразные нарушения.

3. В северо-западном направлении офиолиты погружаются под толщу аргиллитов, алевролитов, песчаников, содержащих покровы основных эффузивов групп Розари и Колдуэлл (Ст $_1$  -  $O_1$ ). Это верхний аллохтон "Серпентинитового пояса", выполняющий ядро отмеченной синклиналичной структуры (см. рис. 38).

Необходимо отметить, что если нижний и средний аллохтоны характеризуются нормальной последовательностью слоев, являясь типичными покровами-пластинами, то верхний отличается перевернутым разрезом. Отложения группы Колдуэлл залегают внизу, на офиолитах или отложениях формации Сент-Даниель ( $O_{2-3}$ ), группы Розари (более древние слои кембро-ордовика) - вверху.

Другой особенностью верхнего аллохтона является присутствие многочисленных, очень тонких тел серпентинитов, выделяемых под названием "Пеннингтонской дайки". Основная масса серпентинитов приурочена к подошве аллохтона, маркируя ограничивающую его снизу плоскость сместителя. Кроме того, серпентиниты образуют "пласты", конформно смятые с вмещающими их отложениями кембро-ордовика.

Дислокации верхней аллохтонной пластины отличаются исключительной сложностью. Здесь установлено три генерации нарушений. Наиболее четко выделяется система складок с простираем северо-восток - юго-запад.

Преобладают относительно сжатые складки, опрокинутые к северо-западу, с шарнирами, погружающимися к северо-востоку и юго-западу под углами  $5-85^{\circ}$ . Это поздняя генерация. Ей предшествовало формирование меридиональных широких, более или менее симметричных складок (средняя генерация).

Ранняя генерация нарушений – система покровных лежачих складок – устанавливается с трудом, так как последующие деформации существенно их переработали. Только детальное структурное картирование, дополненное тщательным петроструктурным изучением дислокаций, позволило установить лежащие складки. Их присутствие подтверждается анализом ритмичной слоистости терригенных толщ, показавшим в большинстве случаев перевернутое чередование слоев.

Следует сказать, что разновозрастные нарушения распространены на площади зоны неравномерно. Складки поздней и средней генерации группируются в виде относительно узкой полосы вдоль юго-восточного края "Серпентинитового пояса". По направлению к северо-западу они исчезают, вследствие чего здесь более уверенно устанавливаются лежащие складки ранней генерации.

Возраст покровов "Серпентинитового пояса" таконский, что подтверждается наложением среднеордовикской олистостромы на породы разных аллохтонов. Олистострома состоит из глыб пород офиолитового комплекса кембро-ордовика.

В свете изложенного региональная структура рассмотренной территории лишь формально может считаться антиклинорной, так как Квебекская антиклинорная зона выделяется только на основании широкого развития древних кембро-ордовикских отложений, что отличает ее от синклинория Коннектикут-Вэлли – Гаспе, где преимущественно обнажены силурийские и девонские отложения. По внутреннему строению Квебекская зона скорее является гигантской, сложно построенной синформой, залегающей на платформенных отложениях.

Если построения П. Сент-Жульена верны, то следует предположить значительно более резкие погружения здесь докембрийского фундамента, обнажающегося в пределах антиклинория Зеленых гор. В этом случае возникает проблема корней перечисленных аллохтонов. Решение ее в настоящее время затруднено. Если нижнепалеозойское поднятие, разделявшее миогеосинклинальную и эвгеосинклинальную зоны, здесь и существовало, то оно было полностью перекрыто аллохтонными массами "Серпентинитового пояса". Как показано ранее, именно с воздыманием такого поднятия американские геологи связывают возникновение "Таконского клиппа", гравитационный механизм образования которого как будто бы хорошо обоснован. Все это заставляет с сомнением отнести к гравитационной природе, по крайней мере, офиолитовых покровов (комплекс Тетфорд-Майнэ).

#### ЗОНА БОЛЬШОГО СЕВЕРНОГО ПОЛУОСТРОВА (НЬЮФАУНДЛЕНД)

Эта зона представляет собой структурный элемент, где обнажаются две различные в фациальном отношении, разновозрастные ( $Cm_1 - O_2$ ) стратиграфические серии. Одна из них (нижняя) залегают на докембрийских (гренильских) породах Канадского щита и выделяется как автохтон. Разрез его следующий (снизу вверх): аркозовые песчаники, кварциты, реже аргиллиты и известняки ( $Cm_1$ ), известняки, доломиты и кварциты ( $Cm_2$ ), доломиты, известняки, известняковые конгломераты ( $Cm_3 - O$ ). Выше следуют граптолитовые сланцы и граувакки среднего ордовика (Williams, 1969; Poole, Rodgers, 1972; Neale, 1972).

Верхняя серия рассматривается как аллохтонная (Rodgers, Neale, 1963; Cumming, 1967; Tuke, Baird, 1967; Bird, Dewey, 1970; Stevense, 1970; Dewey, Bird, 1971). Она образует два изолированных участка, являющихся гигантскими тектоническими останцами. Южный выделяется под названием Хамбер-Арм, северный – Хейр-Бэй. Кембро-ордовикские отложения аллохтона представлены в двух фациях: существенно карбонатной и терригенной.

Разрез карбонатной фации (группа Кау-Хэд) – известняки, аргиллиты, известняковые конгломераты ( $Cm_{2-3}$ ), известняки и известковистые аргиллиты ( $O_{1-2}$ ) (Kindle, Whittington, 1958; Whittington, Kindle, 1969; Williams, 1969). Считается, что отложения этого типа накапливались непосредственно к востоку от края Северо-Американской платформы, который, размываясь, поставлял обломочный материал (известняковые конгломераты).

Терригенная фация представлена аргиллитами, песчаниками и конгломератами ( $Cm_2 - O_{1c}$ ), граувакками, граптолитовыми сланцами, с отдельными покровами базальтов в верхней части разреза ( $O_{1-2}$ ). Отложения этого типа рассматриваются как переходные между мио- и эвгеосинклинальными. Они накапливались восточнее зоны с существенно карбонатной седиментацией.

Существуют данные, что отмеченные два типа аллохтонных толщ образуют два обособленных покровных элемента (Bird, Dewey, 1970).

Нижний (карбонатные фации) выделяется как параавтохтон (Кау, 1969), верхний – как аллохтон (зона А).

Выше терригенных отложений ( $Cm_1 - O_2$ ) залегает мощный комплекс гипербазитов, габбро и основных эффузивов кембрийского, но главным образом ордовикского возраста (Williams, 1971). Офиолиты отличаются четкой стратификацией. Они выполняют ядра синклиналей, в которые смяты аллохтонные останцы. На юге офиолиты выделяются под названием комплекса Айленд-Бэй, на севере – комплекса Уайт-Хиллз. Комплекс Айленд-Бэй представляет собой группу тел, протягивающихся в северо-восточном направлении на расстояние 100 км (при ширине 22–25 км). Уайт-Хиллз меньше по размеру.

До недавнего времени большинство авторов рассматривало гипербазиты и габбро как автохтонные локалитет- или лопалитоподобные, в значительной степени размытые тела. Лишь Дж. Купер (Cooper, 1936, 1937) считал, что эти тела снизу ограничиваются субгоризонтальным разрывом, являясь остатком крупной покровной пластины. Первые предположения об аллохтонности терригенных серий (включая офиолиты) Большого Северного полуострова Ньюфаундленда были сделаны Г. Джонстоном (Johnston, 1941) и М. Кэем (Кау, 1954). Однако в региональном аспекте эта проблема была поставлена Дж. Роджерсом и Е. Нилом (Rodgers, Neale, 1963), рассматривавшими офиолиты как составную часть единого аллохтона. М. Тьюк (Tuke, 1968) первый показал, что в районе Хэйр-Бэй офиолиты образуют обособленную пластину. Относительно района Айленд-Бэй к аналогичному выводу пришел Р. Стефенс (Stevenson, 1970). Эти данные плохо увязывались с представлениями, согласно которым гипербазиты имели активные контакты с подстилающими их отложениями (Smith, 1958). Специальные исследования Г. Вильямса (Williams, 1971) показали, что комплекс интенсивно деформированных амфиболитов и зеленых сланцев в основании габбро и гипербазитов не есть экзоконтактовые образования, как это считал Ч. Смит, а является обособленной тонкой пластиной в основании офиолитового аллохтона.

На природу гипербазитов Ньюфаундленда существуют различные точки зрения. Одни авторы (Kennedy, Phillips, 1971) рассматривают их как донижнеордовикские интрузивные образования, другие (Upadhyay et al., 1971) сопоставляют гипербазиты с верхней мантией, а габброиды – с базальтовым слоем Протоатлантики. Однако сейчас все авторы считают, что габбро-гипербазитовый комплекс является гигантским аллохтоном, шарьированным в среднем ордовике из эвгеосинклинальной области в пределы восточного края Северо-Американской платформы минимум на 90–100 км.

Разрез офиолитового комплекса снизу вверх следующий (Smith, 1958; Williams, 1971).

1. Зеленые сланцы по вулканитам; породы интенсивно брекчированы, сложны смяты.
2. Гранатовые амфиболиты, постепенно переходящие в зеленые сланцы.
3. Дуниты, перидотиты, пироксениты.
4. Полосчатое габбро.

5. Массивное габбро.

6. Диориты, кварцевые диориты.

7. Метавулканиты, рассеченные диабазовыми дайками.

8. Свежие основные шаровые лавы с прослоями сланцев, в которых собраны остатки граптолитов ( $O_1t$ ).

Суммарная мощность разреза около 10 км. Слои 1 и 2 образуют особую маломощную пластину, выклинивающуюся к западу. Слои 3–8 по существу представляют собой единую аллохтонную массу, построенную однотипно. Ее нижний контакт маркируется либо резкой тонкой зоной перетертых пород, либо пластом (до 60 м) серпентинитового меланжа, состоящего из глыб офиолитового комплекса и подстилающих терригенных пород кембро–ордовика.

Характерной особенностью внутренней структуры офиолитов является отсутствие послойных срывов, так что покров отличается монолитным строением. Зоны вторичного рассланцевания (массивное габбро превращается в амфиболиты, часто неотличимые от амфиболитов слоя 2) встречаются только в западной части комплекса вдоль нижнего его контакта. Сланцеватость параллельна макрослоистости комплекса или сечет ее под небольшими углами.

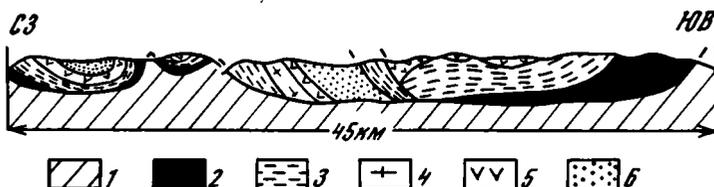


Рис. 39. Геологический профиль через хр. Лонг–Рэндж (Dewey, Bird, 1971)

1 – терригенный комплекс ( $Cm-O_2$ ); 2 – гипербазиты; 3 – габбро; 4 – плагиограниты, гранодиориты; 5 – диабазы; 6 – терригенный комплекс ( $O_1t$ )



Рис. 40. Геологический профиль через район Пистолет-Бэй (Tuke, 1968)

1–4 – формации: 1 – Туэ–Тикл ( $O_2$ ), 2 – Норвест-Арм ( $O_2$ ), 3 – Мидл–Поинт ( $PE-Cm$ ), 4 – Гуэ–Ков (до  $O_1$ ); 5 – гипербазиты

Судя по изгибу первичной полосчатости гипербазитов и габбро, а также слоистости в вулканогенно–осадочной толще, аллохтоны южной части Большого Северного полуострова смяты в простые крупные складки северо–восточного простирания. В пределах нижнего аллохтона развиты осложняющие мелкие, сжатые, опрокинутые к северо–западу, асимметричные складки.

Офиолитовый аллохтон построен проще. Он смят в серию простых, широких, наклоненных к северо–западу складок (рис. 39), сложенных продольными взбросами. Очень характерно присутствие поперечных сдвигов, обладающих, впрочем, небольшими амплитудами.

На севере полуострова, в районе Хэйр–Бэй, в принципе наблюдается сходная картина (Tuke, Baird, 1967; Tuke, 1968; Smith, 1971). Автохтонный комплекс, представленный кварцевыми песчаниками, известняками ( $Cm-O_2$ ) и граувакками ( $O_2$ ), перекрыт двумя пластинами (рис. 40). Нижняя образована граувакками, основными эффузивами докембрийского возраста (формация Мей–

ден-Поинт), верхняя - метаморфизованными основными эффузивами и перидотитами донижнеордовикского возраста (формация Гуз-Ков). Кроме того, в виде изолированных клиньев среди пород автохтона зажаты граувакки, нижнего ордовика, также рассматриваемые как аллохтонный элемент.

Аллохтон дислоцирован очень слабо. Пластины полого погружаются к востоку.

Согласно современным реконструкциям (Роджерс, 1968; Stevense, 1970; Bird, Dewey, 1970; Williams, 1971), офиолиты занимают вполне определенное положение в фациальном ряду зоны перехода от платформы к эвгеосинклинали. Аркозы и карбонатные породы накапливались в пределах восточного края континента, являясь шельфовыми образованиями. Известняковые конгломераты и брекчии (Кау-Хэд) формировались вдоль уступа зоны перехода от континентального края к глубоководному геосинклинальному прогибу. Преимущественно терригенные, редко эффузивные образования заполняли обширный геосинклинальный прогиб, в восточной части которого в это время на меланократовом фундаменте накапливалась мощная толща основных лав. В среднем ордовике в процессе таконской орогении каждый из этих фациальных типов отложений дал начало особому элементу покровной структуры западного Ньюфаундленда.

Надвигание происходило к северо-западу, корни покрова располагались на юго-востоке. По данным М. Тьюка (Tuke, 1968), корневой зоной является п-ов Бурлингтон, на территории которого обнажаются офиолиты, аналогичные отмеченным.

Время шарьирования определяется точно. В районе Порт-о-Порт граувакки аллохтона (пластина Хамбер-Арм), содержащие граптолиты нижнего ордовика, залегают на среднеордовикских известняках формации Пейбл-Хэд. Здесь же они трансгрессивно перекрываются известняками Лонг-Поинт, относящимися к верхам среднего ордовика (Cumming, 1967; Neale, 1972).

Механизм формирования покровов западного Ньюфаундленда остается невыясненным. Слабая дислоцированность тонких пластин, огромные амплитуды надвигания не позволяют привлечь для объяснения образования аллохтона механизм ориентированного в северо-западном направлении стресса. Как альтернатива принимается модель гравитационного соскальзывания, поддерживаемая большинством геологов, работавших в Северных Аппалачах (Кау, 1969; Tuke, 1968). Как было показано ранее, такие построения, по-видимому, вполне применимы для нижних, сложенных терригенными толщами кембро-ордовика покровов ("Таконский клипп", Квебекский антиклинорий). В пользу этого свидетельствует широкое развитие здесь олистостром и крупных лежачих (вплоть до ныряющих) складок. Особенно наглядно такой механизм шарьирования показан на примере антиклинория Зеленых гор и "Таконского клиппа".

Однако для собственно офиолитовых аллохтонов подобный механизм вряд ли приемлем главным образом потому, что в тылу покровных масс нет поднятий, по склону которых возможно гравитационное шарьирование.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ЮЖНЫХ АППАЛАЧ

Центральные и Южные Аппалачи охватывают территорию нескольких восточных штатов США, протягиваясь от южного Нью-Йорка до центральной Алабамы.

Здесь выделяются следующие основные тектонические элементы: 1) Аппалачское плато (Аллегенский синклиниорий); 2) провинция Долин и Хребтов; 3) антиклинорий Голубого хребта и 4) провинция Пидмонт. В настоящем разделе более подробно мы остановимся на характеристике структур, сформировавшихся на территории Аппалачского плато, провинции Долин и Хребтов и Голубого Хребта.

### АППАЛАЧСКОЕ ПЛАТО

На его территории расположены крупные, вытянутые в целом согласно с общим простиранием Аппалач, плоские коробчатые синклинали. В пределах их широких (до 30 км) днищ слои залегают горизонтально. Синклинали разделены узкими, часто вытянутыми на десятки и сотни километров гребневидными антиклиналями, в подвернутых крыльях которых появляются надвиги. Такие нарушения установлены в Западной Виргинии и Пенсильвании (Rodgers, 1963; Perry, 1967), в Теннесси и Алабаме (Rodgers, 1950; Stearnse, 1955; Wilson, Stearnse, 1958; Milici, 1963). Однако классической является структура Камберлендского нагорья в северо-восточном Теннесси, южной Виргинии и прилегающих районах Кентукки. Ее подробному описанию посвящено много работ (Butts, 1927, 1933, 1940; Rich, 1934; King, 1950a; Роджерс, 1968).

В тектоническом отношении Камберлендское нагорье представляет собой обширную пластину (рис. 41). При длине в 200 км ее ширина равна 35-40 км. На юго-западе пластина ограничена левым сдвигом Джексборо (амплитуда смещения 19 км), на северо-востоке - правым сдвигом Рассел-Форк (амплитуда 3 км), снизу - надвигом Пайн-Маунтен. Последний вдоль северо-западного фронта отчетливо картируется по налеганию верхнедевонских сланцев на миссисипские и пенсильванские отложения. Пространственно его выход на поверхность приурочен здесь к подвернутому северо-западному крылу антиклинали, опрокинутой в сторону платформы. К юго-востоку от антиклинали расположена синклиналь Мидлсборо, выполненная горизонтально залегающими отложениями верхнего девона, миссисипия и пенсильвания. Лишь вдоль юго-восточного крыла синклинали появляются силурийские, ордовикские и верхнекембрийские слои, слагающие ядро расположенной юго-восточнее антиклинали Пауэлл-Вэлли. Именно здесь Ч. Баттсом (Butts, 1927) были обнаружены тектонические окна, в пределах которых силурийские песчаники и сланцы аллохтона подстилают верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения аллохтона. Амплитуда перекрытия достигает 8 км (Роджерс, 1968).

Установление тектонических окон позволило Ч. Баттсу и Д. Ричу предположить, что надвиг Пайн-Маунтен, плоскость которого во фронтальной части па-

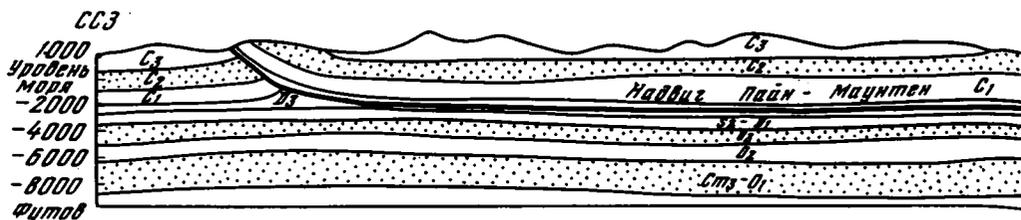


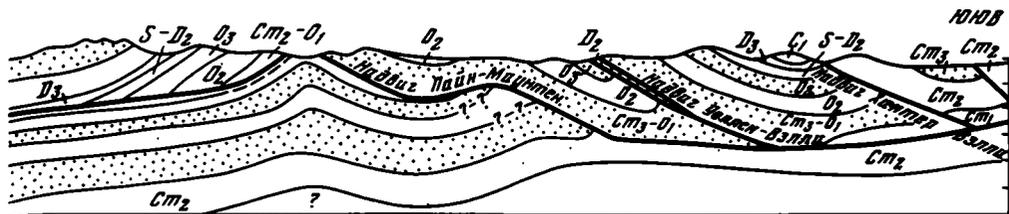
Рис. 41. Геологический профиль через Камберлендское нагорье, по Дж. Роджерсу (1968)

дает к юго-востоку под углом  $30^\circ$ , быстро выполаживается, становясь почти горизонтальным. Последующее смятие привело к деформации самой надвинутой пластины: возникла антиклиналь Пауэлл-Вэлли, в ядре которой и были вскрыты отложения автохтона. Работы Ч. Баттса и Д. Рича по Камберлендскому нагорью сыграли выдающуюся роль при объяснении особенности структуры и механизма образования дислокаций Аппалачского плато и провинции Долин и Хребтов. Они показали, что надвиги, осложняющие складки этого района, не являются поверхностным выражением разломов, заложившихся в кристаллическом фундаменте, а представляют собой послонные срывы осадочного чехла, приуроченные к определенным литологическим горизонтам. В северо-западной части Камберлендской пластины такой срыв проходит по сланцам верхнего девона, на юго-востоке — сланцам верхнего кембрия — нижнего ордовика. Местами плоскость разрыва переходит с одного стратиграфического уровня на другой, пересекая разделяющую эти уровни толщу. Иными словами, послонный срыв переходит сначала в более или менее крутой секущий скол и далее опять в послонный срыв. В местах появления секущего разрыва начинают формироваться антиклинали. Это объясняет и то, что фронтальный выход надвига обязательно связан с антиклиналью, т. е. срывы, сколы и складчатые деформации пространственно и генетически взаимосвязаны, являясь отражением единого процесса смещения определенной части осадочного чехла.

Идеи Ч. Баттса и Д. Рича получили дальнейшее развитие в работах Ф. Кинга, Дж. Роджерса и В. Гвинна (Gwinn, 1964). Дж. Роджерсом (Rodgers, 1963) поверхностная природа предполагалась для антиклинали Бирнинг-Спрингс (Пенсильвания и Западная Виргиния). Антиклиналь возникла в результате срыва и дисгармоничного смятия ордовикских, силурийских, девонских и миссисипских отложений. Буровые работы подтвердили правильность такой картины, хотя плоскость разрыва и не вскрыта на поверхности. Горизонтальное смещение вдоль послонного срыва компенсировалось здесь не фронтальным надвигом, а лишь дисгармоничным смятием верхней части осадочного чехла.

Аналогичная структура установлена Дж. Роджерсом (Rodgers, 1950) в пределах Теннесси и Алабамы. Здесь вдоль фронта провинции Долин и Хребтов прослежена антиклиналь Секвотчи. Ее длина достигает 320 км. В ядре обнажаются ордовикские и миссисипские, на крыльях — пенсильванские породы. В периклинальных частях складка представляет собой прямую структуру. Однако в средней части она опрокидывается к северо-западу, здесь же вдоль подвернутого крыла появляется разрыв, по которому ордовикские отложения ядра надвинуты на пенсильванские — северо-западного крыла (Rodgers, 1950; Milici, 1963). Юго-восточнее антиклинали расположена обширная плоская синклиналь, выполненная миссисипскими и пенсильванскими осадками. На северо-востоке и юго-западе так же, как и в случае с Камберлендской пластиной, антиклиналь Секвотчи ограничена сдвигами.

Таким образом, наблюдается большое сходство в структурах Камберлендского нагорья, с одной стороны, центрального Теннесси, а также северной Алабамы, с другой. Вполне вероятно, что все отмеченные дислокации принадлежат к единому типу структур, находящихся на разных ста-



диях развития. В Пенсильвании и Западной Виргинии послонный срыв привел лишь к дисгармоничному короблению осадочного чехла. В Теннесси и Алабаме наряду с дисгармоничным смятием появляется фронтальный скол. В Камберлендском нагорье сорванный чехол образует изолированную тектоническую пластину, амплитуда надвигания которой достигает значительных размеров.

### ПРОВИНЦИЯ ДОЛИН И ХРЕБТОВ

Юго-восточнее Аппалачского плато расположена зона напряженных линейных складок провинции Долин и Хребтов. От структур плато она отделена резкой границей, получившей название "Аллегенского фронта". В Центральных Аппалачах это полоса стоящих вертикально или опрокинутых к западу слоев, в Южных Аппалачах появляется система падающих к юго-востоку надвигов.

Строение провинции Долин и Хребтов меняется по направлению с северо-востока на юго-запад. На северо-востоке (Пенсильвания, Западная Виргиния, северная часть Виргинии) развиты складки, имеющие обычно нормальные структурные связи. Осложняющие их сколы наблюдаются сравнительно редко. Зеркало складчатости погружается к северо-западу, в сторону Аппалачского плато. Напряженность деформаций в целом нарастает к юго-востоку.

В качестве примера рассмотрим строение провинции Долин и Хребтов в северной части Виргинии (Butts, 1933, 1940).

К северо-западу от антиклинария Голубого хребта здесь расположена узкая зона сжатых, опрокинутых к северо-западу складок, сложенных преимущественно кембрийскими отложениями. Далее к северо-западу они переходят в широкую, относительно плоскую синклинали: Массануттен (рис. 42, I), чаще это прямое, местами опрокинутое к северо-западу нарушение. Его ядро четко фиксируется по развитию верхнеордовикских сланцев. Крылья сложены доломитами и известняками кембро-ордовика. Днище структур относительно широкое (до 15-20 км), иногда плоское, иногда осложнено серией более мелких нарушений. Последние представляют собой систему прямых или наклонных, обычно небольшой амплитуды, открытых, гармоничных складок, обладающих плавными изгибами слоев в замках. Наиболее сложно построено северо-западное крыло синклинали, осложненное серией складок. В подвернутом крыле западной из них расположен надвиг Норт-Маунтен. Он ограничивает всю зону кембро-ордовикских отложений, слагающих синклинали Массануттен, отделяя ее от полосы преимущественного развития девонских и миссисипских пород. Надвиг Норт-Маунтен прослеживается на территории Виргинии и Западной Виргинии на расстояние в 250 км. Его амплитуда равна 6-7 км. Аналогичные, менее крупные разрывы появляются в южной части структуры. Ч. Баттс (Butts, 1940) показал, что надвиги формировались на определенном этапе в подвернутых крыльях опрокинутых антиклиналей. Иными словами, процесс горизонтального сжатия нашел отражение в смятии, а затем и дроблении осадочного чехла на отдельные чешуи.

Северо-западнее надвига Норт-Маунтен расположена полоса развития силурийских, девонских и миссисипских отложений. Это западная часть провинции Долин и Хребтов. Строение ее весьма своеобразно. Вдоль линии надвига

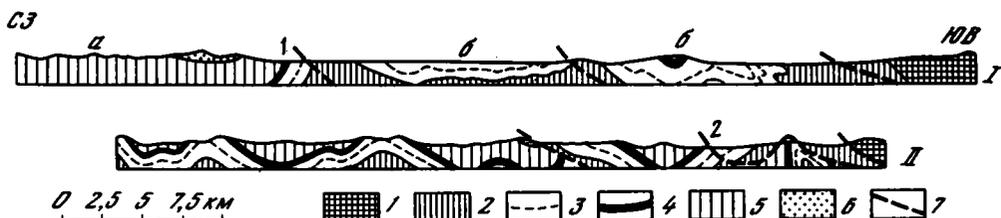


Рис. 42. Геологические профили через провинцию Долин и Хребтов, Виргиния (Butts, 1933): I – через северную, II – через южную части синклиория Массануттен

1 – докембрийские, 2 – кембрийские, 3 – ордовикские, 4 – силурийские, 5 – девонские, 6 – миссисипские отложения; 7 – разломы. Обозначения на профиле: а – синклиналь Эллиотт–Ноб, б – синклиорий Массануттен; 1 – надвиг Норт–Маунтен, 2 – надвиг Пулласки

в лежащем его крыле расположена антиклиналь, в ядре которой вскрыты ордовикские отложения. Местами они обнажены хорошо, местами же почти полностью перекрыты кембрийскими доломитами висячего крыла надвига Норт–Маунтен. Северо–западнее антиклинальной зоны протягивается синклиналь Эллиотт–Ноб. Ее ядро выполнено верхнеордовикскими и нижнемиссисипскими отложениями. По форме синклиналь коробчатая, с широким (до 15 км) плоским дном, в пределах которого слои залегают горизонтально, и узкими флексуорообразными крыльями. В морфологическом отношении она сходна с коробчатыми дислокациями Камберлендского нагорья.

Северо–западнее синклинали Эллиотт–Ноб расположена серия узких, относительно крутых складок, являющихся пограничными структурами между провинцией Долин и Хребтов и Аппалачского плато. Крупнейшие из них – антиклинали Хот–Спрингс и Хайтаун–Уиллс–Маунтен. Интересные данные бурения в пределах антиклинали Уиллс–Маунтен были опубликованы Перри (Perry, 1967). Скважина, заложенная на юго–восточном ее крыле, прошла отложения всего ордовика, верхнего и среднего кембрия. На глубине 3000 м она вновь вошла в верхнеордовикские слои. Последние образуют резко опрокинутую к северо–западу синклиналь, совершенно не выраженную на поверхности. Характерно, что разрыв, разделяющий ордовикские (внизу) и кембрийские (вверху) породы, на поверхность не выходит. В этом смысле отмеченное нарушение аналогично таковому в подошве антиклинали Бирнинг–Спрингс (Rodgers, 1963).

Следовательно, для северной части Виргинии и прилегающих районов Западной Виргинии характерно присутствие широких плоских синклиналей, разделенных узкими зонами сжатых, опрокинутых к северо–западу складок, вдоль подвернутых крыльев которых иногда возникают надвиги.

По направлению к югу (округи Аугуста и Рокбридж) структура провинции Долин и Хребтов меняется. Напряженность дислокаций возрастает, появляются многочисленные чешуи. Складки становятся более линейными, узкими, их амплитуда увеличивается. Они равномерно насыщают всю территорию провинции Долин и Хребтов (см. рис. 42, II). Действительно, в северной Виргинии выделялись две структурные зоны: юго–восточная (синклиналь Массануттен) и северо–западная (синклиналь Эллиотт–Ноб). Первая была образована почти исключительно кембро–ордовикскими, вторая – силурийско–девонскими и миссисипскими слоями. В южной Виргинии и северном Теннесси, хотя зеркало складчатости и погружается к северо–западу, дислокации, даже прилегающие к фронту Голубого хребта, сложены породами, стратиграфический диапазон которых колеблется в интервале нижний кембрий – миссисипий. Меняется и морфология структур. Там, где они не нарушены разрывами (центры и периклинальные окончания), это симметричные прямые нарушения, характеризующиеся пологими углами наклона слоев на крыльях и широкими плоскими сводами. Од-

нако по направлению к средним их частям они превращаются в более сжатые асимметричные, наклонные или опрокинутые к северо-западу складки, здесь же в подвернутых крыльях начинают появляться осложняющие сколы.

Примером подобного рода нарушений может служить антиклиналь Синкинг-Крик-Вэлли, в подвернутом крыле которой появляется один из крупнейших в Аппалачах надвиг Солтвилл. Он протягивается на территории Виргинии и Теннесси на расстояние более чем 350 км. Вдоль него кембрийские породы ядра надвинуты на девонско-миссисипские отложения северо-западного крыла. Видимая амплитуда перекрытия в Виргинии достигает 6-7 км и несколько увеличивается в пределах Теннесси. Аналогичная картина наблюдается для надвигов Пуласки, Купер-Крик, Нерроу и др. Иногда, особенно в наиболее южных округах Виргинии и в Теннесси, количество осложняющих разрывов настолько возрастает, что вместо гармонично сочетающихся складок мы видим чешуйчатые зоны, в пределах которых лишь местами удается различить обрывки прежних нарушений. Слои в висячих крыльях обычно залегают более или менее согласно с плоскостями надвигов, в лежачих они примыкают к последним резко несогласно. Это, а также прослеживание изменения морфологии структур по простиранию показывают, что генетически надвиги и складки теснейшим образом связаны, причем те и другие имеют вполне определенные пространственно-структурные соотношения; сколы возникают в подвернутых крыльях антиклиналей. В этом смысле структуры провинции Долин и Хребтов сходны со структурами бассейна оз. Шамплейн в Северных Аппалачах.

Однако местами такие соотношения устанавливаются с трудом. Это бывает тогда, когда амплитуда надвига значительна и аллохтонная масса перемещается на большое расстояние от корневой зоны, переходя в непосредственное соприкосновение с совершенно чужеродными структурными элементами. Примером может служить надвиг Пуласки - крупнейший разрыв в пределах провинции Долин и Хребтов. Его протяженность достигает 450 км, максимальная видимая амплитуда 20 км, однако возможно, что истинные размеры горизонтального смещения превышают эту цифру (Butts, 1940).

Принципиальное значение имеет соотношение складчатых и разрывных нарушений. Следует сказать, что вообще в висячих крыльях слои залегают согласно с плоскостью сместителя. Иначе обстоит дело с отложениями лежачего крыла, которые, как правило, дислоцированы сильно и резко несогласно по отношению к надвигу (Ирдли, 1954, см. рис. 45). Это явление, по-видимому, можно объяснить двояко: 1) пластины надвинулись на уже сформировавшуюся сложно-складчатую структуру, т.е. аллохтон активно двигался к северо-западу; 2) смешался на северо-запад не аллохтон, а пододевигался к юго-востоку аллохтон. Последний двигался активно, вследствие чего и был интенсивней деформирован.

Говоря о генезисе региональной структуры провинции Долин и Хребтов, необходимо отметить следующие основные положения, впервые в общем виде сформулированные Ч.Баттсом и Д.Ричем, а впоследствии развитые в работах Ф.Кинга (King, 1950b), У.Бачера (1957), В.Гвинна (Gwinn, 1964) и особенно Д.Роджерса (Rodgers, 1964; Роджерс, 1968). Под антиклиналями Аппалачского плато и провинции Долин и Хребтов нет выступов фундамента. Крупные структурные элементы (например, "Аллегенский фронт", основные надвиги) не являются поверхностным выражением глубинных разломов, рассекающих чехол и фундамент. Формирование системы складок, тектонических покровов связано с близким к послонному срывом осадочного чехла. Такой срыв на юго-востоке проходит в кровле нижнекембрийской толщи; на северо-западе, в пределах Аппалачского плато, он поднимается на более высокие уровни, проявляясь, например, в отложениях верхнего девона. Смещение осадочной оболочки произошло на огромной территории, протяженность которой достигает 1400 км, а ширина - 200 км. Согласно Дж.Роджерсу (1968), суммарная амплитуда поперечного сжатия равна по крайней мере нескольким десяткам километров. Наличие пластичных и относительно жестких горизонтов облегчало такой срыв.

Строение антиклинория в Центральных и Южных Аппалачах различно (King, 1950b; Ирдли, 1954). В Мериленде, северной и центральной Виргинии это относительно узкое поднятие с четко выраженным докембрийским гнейсовым ядром и обрамляющими его поясами позднедокембрийских и нижнекембрийских отложений. Местами в связи с наложением палеозойского метаморфизма переход от антиклинория Голубого хребта к расположенным восточнее образованиям плато Пидмонт структурно выражен не резко.

Внутренняя структура Голубого хребта в Мериленде и Виргинии вкратце может быть охарактеризована следующим образом. Это сводовое, асимметричное позднепалеозойское поднятие с относительно широким и очень неравномерно дислоцированным сводом. Продольные разломы, представляющие собой взбросы, встречаются сравнительно редко. Местами складчатые нарушения, фиксируемые по изгибу позднедокембрийских и нижнекембрийских слоев, просты. (Дислокации кристаллического фундамента, сформировавшиеся в докембрии, здесь не учитываются.) Так, например, Ф. Кинг (King, 1950a) описал в центральной Виргинии обширные плоские складки. Углы наклона на их крыльях часто равны  $10-15^{\circ}$  и лишь иногда осложнены серией мелких, более напряженных дислокаций.

Несколько севернее (северная Виргиния) кристаллические породы цоколя развиты шире. Древние гнейсы сматы в систему изоклиальных, круто опрокинутых к северо-западу складок, часто осложненных многочисленными продольными разрывами. Внутри гнейсового поля прослежена сплюснутая, обычно изоклиальная синклиналь, выполненная отложениями чехла (Bloomer, Werner, 1955). В целом структура несет здесь следы более резкого поперечного сжатия, что выражается не только в появлении указанных складок, но и в возникновении мощных зон милонитизации, расщепления и т.д.

Наибольший интерес, однако, представляет строение западного крыла антиклинория. Еще сравнительно недавно считалось (Jonas, 1932; Jonas, Stose, 1939; Butts, 1940), что пограничной структурой между провинцией Долин и Хребтов, с одной стороны, и Голубым хребтом — с другой, является крупный, выраженный повсеместно надвиг (Blue Ridge overthrust). Однако в дальнейшем было установлено (Клоос, 1958; Bloomer, 1951; King, 1950a), что в Мериленде в ряде районов такой разрыв отсутствует. Так, например, в Южных горах Мериленда Е. Клоос (1958) показал, что при переходе от провинции Долин и Хребтов к антиклинорию Голубого хребта происходит существенное изменение стиля деформаций. На северо-западе (провинция Долин и Хребтов) преобладали дисгармоничные по отношению к фундаменту складки продольного изгиба, формирование которых сопровождалось проскальзыванием слоев, развитием межпластового кливажа, а на юго-востоке, в зоне западного крыла антиклинория Голубого хребта, расположены резко асимметричные структуры течения. Кливаж осевой поверхности распространен очень широко, причем в отличие от провинции Долин и Хребтов и цоколь и чехол деформировались совместно вследствие ламинарного течения вещества. Это является важнейшей чертой, характеризующей антиклинорий Голубого хребта в секторе Центральных Аппалач (King, 1950b).

Само возникновение антиклинория было связано с пластическим течением вещества вдоль плоскостей кливажа, поперечных слоистости и обусловленных интенсивным тангенциальным сжатием.

Таким образом, вдоль западного крыла антиклинория Голубого хребта формировались складки течения или скола. Как правило, это опрокинутые к северо-западу структуры, осложненные многочисленными нарушениями второго порядка. Следует сказать, однако, что местами в пределах таких структур возникают более или менее крупные разрывы. Иногда это прерывистые крутые сколы (King, 1950a), иногда же целая серия относительно пологих надвигов. Разрывы не образуют единой выдержанной зоны; суммарная их амплитуда не превышает первых километров.

Следовательно, процессы поперечного сжатия в Мериленде и Виргинии в отдельных районах западной части антиклинория Голубого хребта нашли различное выражение. Местами это опрокинутые к северо-западу кливажные складки, местами же прерывистые сколы типа взбросов или надвигов.

В Теннесси и Северной Каролине структура Голубого хребта иная. Начиная с самых южных округов Виргинии и далее к юго-востоку на стыке провинции Долин и Хребтов и Голубого хребта появляется система крупных надвигов (Wilson, 1935; King, 1950 b, 1964 b; Neuman, 1951; King, Ferguson, 1960; Hadley, Goldsmith, 1963; Роджерс, 1968; и др.). Докембрийские и нижнекембрийские образования Голубого хребта надвинуты здесь минимум на несколько десятков километров к северо-западу на средне-верхнекембрийские и ордовикские отложения провинции Долин и Хребтов. Аллохтонные пластины в дальнейшем были дислоцированы. При размыве сформировавшихся антиклинальных структур в их ядрах обнажились породы, подстилающие покровы. Так образовалась серия тектонических окон, собственно и позволивших доказать шарьяжную природу Голубого хребта в Южных Аппалачах. В дальнейшем мы рассмотрим два наиболее характерных района. Один из них расположен в северо-восточной части Теннесси, второй – по границе Теннесси и Северной Каролины, в Больших Дымных горах.

Северо-восточное Теннесси и прилегающие районы Северной Каролины и Виргинии. Описание района дается в основном по Кингу и Фергюсану (King, Ferguson, 1960) и Роджерсу (1968). В структурном отношении район представляет собой систему тектонических пластин, залегающих на кембро-ордовикских отложениях провинции Долин и Хребтов. Последние слагают два участка: Аппалачскую долину, протягивающуюся перед фронтом пластин, и обширное тектоническое окно Маунтен-Сити, расположенное в его тылу (рис. 43). Аппалачская долина в структурном отношении является системой относительно простых, наклоненных к северо-западу складок, местами осложненных небольшими разрывами. Выше ордовикских отложений залегает первая снизу тектоническая пластина Шейди-Вэлли. На западе она ограничена надвигом Холстон-Маунтен, который протягивается в юго-восточном направлении вдоль гор Холстон и четко различается по налеганию нижних горизонтов нижнего кемб-

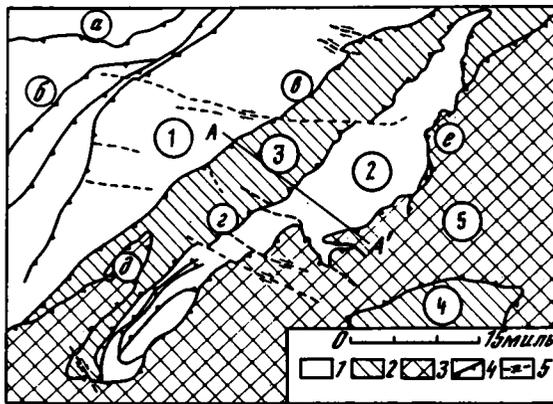


Рис. 43. Тектоническая схема северо-восточного Теннесси (King, Ferguson, 1960)

Автохтон: 1 – нижнепалеозойские отложения провинции Долин и Хребтов ( $С_{m1}-O_2$ ); аллохтон: 2 – нижняя пластина ( $P\epsilon - C_{m1}$ ), 3 – верхняя пластина ( $P\epsilon$ ); 4 – надвиги; 5 – сдвиги

Цифры и буквы на схеме: 1 – Аппалачская долина, 2 – окно Маунтен-Сити, 3 – пластина Шейди-Вэлли, 4 – окно Грандзасер-Маунтен, 5 – пластина Стоун-Маунтен; а – надвиг Солтвилл, б – надвиг Пулласки, в – надвиг Холстон-Маунтен, г – надвиг Айрон-Маунтен, д – надвиг Буффало-Маунтен, е – надвиг Стоун-Маунтен

рия на ниже-среднеордовикские слои. Плоскость надвига обычно полого падает к юго-востоку, углы наклона редко достигают  $40-45^{\circ}$ . На востоке пластина ограничена выходами доломитов и сланцев нижнего кембрия, слагающих окно Маунтен-Сити. Структура окна своеобразна (рис. 44). С северо-запада на юго-восток здесь расположены следующие элементы: а) синклиналь, образованная верхними горизонтами нижнего кембрия. Она сложена серией опрокинутых к северо-западу складок; б) антиклинальная зона гор Дое и Драй-Ран. Это полоса развития напряженных антиклинальных, опрокинутых к северо-западу складок, рассеченных многочисленными взбросами; в) синклиналь, аналогичная таковой на северо-западе; г) надвиговые пластины гор Форж. В их пределах базальные горизонты нижнего кембрия, а местами и кристаллические породы цоколя надвинуты на доломиты ( $Sp_1$ ). Размеры окна значительны. В юго-западном направлении оно протягивается на 100 км при ширине 12 км.

На юго-востоке (по границе с отложениями, вскрытыми в тектоническом окне) пластина Шейди-Вэлли ограничена надвигом Айрен-Маунтен, плоскость которого под углом  $20-30^{\circ}$ , редко  $40-50^{\circ}$  падает к северо-западу. Вдоль него базальные слои нижнего кембрия лежат на доломитах и сланцах верхов нижнего кембрия. Надвиги Холстон-Маунтен представляют собой соответственно северо-западный и юго-восточный выходы единого разрыва, ограничивающего пластину Шейди-Вэлли. Структура аллохтона очень проста. Слои образуют плоскую широкую (до 16 км) синклиналь, почти лишенную осложняющих нарушений. Характерно, что наклон слоев почти идеально совпадает с падением плоскости сместителя, т.е. надвиг Холстон-Маунтен первоначально являлся послынным срывом, образовавшимся вдоль плоскости несогласия докембрий - нижний кембрий. Видимая амплитуда покровного перекрытия достигает 30 км, хотя, по-видимому, истинные размеры смещения были более значительными.

Выше покрова Шейди-Вэлли залегает система пластин Стоун-Маунтен и Буффало-Маунтен. Это обширная аллохтонная масса, образованная почти исключительно кристаллическими породами цоколя. Плоскость надвига, ограничивающая его снизу, полого падает к юго-востоку. Докембрийские породы покрова Стоун-Маунтен слагают юго-восточное обрамление окна Маунтен-Сити, где залегают на верхних горизонтах нижнего кембрия.

Примерно в 10 км юго-восточнее фронта надвига Стоун-Маунтен расположено второе тектоническое окно (Грендфазер-Маунтен). Оно представляет собой выступ, в пределах которого обнажаются как кембрийские, так и нижекембрийские отложения. На последних залегают разнообразные докембрийские гнейсы цоколя и перекрывающие их терригенно-вулканогенные толщи позднего докембрия. Размеры окна значительны ( $75 \times 30 \text{ км}^2$ ). Структурное положение толщ, вскрытых в нем, оценивается различно. Согласно Дж. Роджерсу (1968), они могут слагать особую промежуточную пластину. Ф. Кинг и Г. Фергюсон (King, Ferguson, 1960) считают их аналогом покрова Шейди-Вэлли. Однако независимо от этого минимальная видимая амплитуда надвига равна 40 км.

При объяснении механизма формирования отмеченных покровов Ф. Кинг (King, Ferguson, 1960; King, 1964a) применяет схему, обоснованную им для разломов Камберлендского плато (King, 1964b). В основном она сводится к следующему: послынные срывы переходят в относительно крутые секущие склоны и далее в срывы, расположенные, однако, уже на более высоких уровнях.

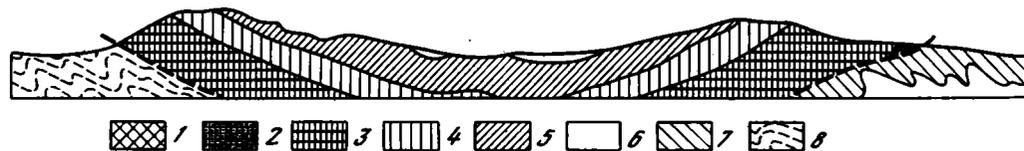


Рис. 44. Геологический профиль через северо-восточную часть Теннесси (King, Ferguson, 1960)

1 - кристаллические породы пластины Стоун-Маунтен (Р<sub>С</sub>); 2 - кристаллические породы и песчаники серии Окое пластины Шейди-Вэлли (Р<sub>С</sub>); 3-5 -

Таким образом возникает своеобразный ступенчатый разлом, постепенно поднимающийся к земной поверхности. Так, например, рассматривая покров Шейди-Вэлли, Кинг полагает, что основной срыв проходил по границе докембрий – нижний кембрий, в некоторых фронтальных (северо-западных) частях пластины он пересекает нижнекембрийскую толщу, локализуясь в подошве пластичных сланцев (Ст<sub>2</sub>). В тыловых юго-восточных частях он становится секущим склоном, уходя на большую глубину в породы кристаллического фундамента.

Большие Дымные горы (Теннесси и Северная Каролина). Описание района дается по Ф. Кингу (King, 1964b), Дж. Хедли (Hadley, Goldsmith, 1963) и Р. Нейману (Neumann, 1951). В целом строение района сходно со строением северо-восточного Теннесси. Вдоль северо-западных предгорий Больших Дымных гор обнажаются почти исключительно известняки и доломиты нижнего ордовика, песчаники и сланцы среднего ордовика. Структурно выше, образуя горный хребет, залегает мощная аллохтонная масса, сложенная породами трех структурных комплексов: гнейсы и мигматиты докембрийского фундамента; терригенные, реже с прослоями карбонатных пород, на востоке с эффузивами, позднедокембрийские тоши серии Окое (залегает на фундаменте несогласно); кварц-полевошпатовые песчаники и сланцы нижнего кембрия (залегает на докембрии несогласно). Так же, как и в северо-восточном Теннесси, покров вторично был смят, вследствие чего здесь возникла серия тектонических окон.

На территории Больших Дымных гор выделяются два покрова: нижний – Грейт-Смоуки и верхний – Гринбриер.

Покров Грейт-Смоуки образован верхнедокембрийскими и нижнекембрийскими отложениями и представляет собой сравнительно тонкую пластину. Вдоль фронта надвига расположена система чешуй. Далее к юго-востоку обнажается простая плоская синклиналь, ядро которой выполнено песчаниками нижнего кембрия, а крылья сложены породами докембрия. Характерно, что смятие слоев пластины и ограничивающей ее плоскости сместителя идентично, т.е. срыв вдоль современного фронта покрова был послышным. Еще юго-восточнее расположена серия пологих чешуй, также образованных докембрийскими породами. В поле их развития находится два тектонических окна, представляющих собой куполовидные структуры диаметром в 8–10 км. В их пределах обнажаются ордовикские отложения. Это окна Тукаличи-Ков и Виер-Ков. Видимая амплитуда перекрытия ордовикских пород докембрийско-нижнекембрийской массы равна 18 км.

Выше рассмотренного покрова залегает мощная пластина Гринбриер, образованная только докембрийскими породами.

В отличие от ранее рассмотренных покровов, которые были надвинуты, пластина Гринбриер является в основном сорванной. Как правило, песчаники и сланцы позднего докембрия залегает на гнейсах фундамента тектонически. Лишь местами нижнедокембрийские гнейсы, сохранившиеся в подошве этой пластины, залегает на песчаниках серии Окое покрова Грейт-Смоуки. В этом случае тектоническая природа верхней пластины видна отчетливо. Аллохтонная масса смята в серию сложных складок. Это опрокинутые к северо-западу изоклинальные или открытые нарушения, осложненные многочисленными взбросами. В ядрах некоторых антиклиналей обнажаются породы покрова Грейт-Смоуки. Максимальная видимая амплитуда смещения равна 32–35 км.



группа Чилхови: 3 – формация Униоки (Ст<sub>1</sub>), 4 – формация Хэмптон (Ст<sub>1</sub>), 5 – формация Эрвин (Ст<sub>1</sub>); 6 – формация Шэйди (Ст<sub>1</sub>); 7 – формация Ран (Ст<sub>1</sub>); 8 – средний ордовик

Формирование шарьяжной структуры района, согласно Ф. Кингу (King, 1964b), Дж. Хедли и Р. Гольдсмиту (Handley, Goldsmith, 1963), происходило опять-таки по схеме скол – срыв – скол. В породах цоколя надвиг имел форму скола, уходящего на глубину. Однако далее к северо-востоку, когда плоскость сместителя вышла на уровень несогласия гнейсовый комплекс – серия Окое (поздний докембрий), надвиг превратился в срыв. Обособилась пластина Гринбриер. Надвигание происходило, по-видимому, в среднем палеозое (возможно, в девоне).

В верхнем палеозое происходит образование надвига Грейт-Смоуки. Срыв на уровне несогласия гнейсовый цоколь – серия Окое переходит в систему крутых сколов, рассекающих нижнекембрийскую толщу до уровня пластичных сланцев верхов нижнего кембрия (рис. 45, I), где возникает еще один срыв.

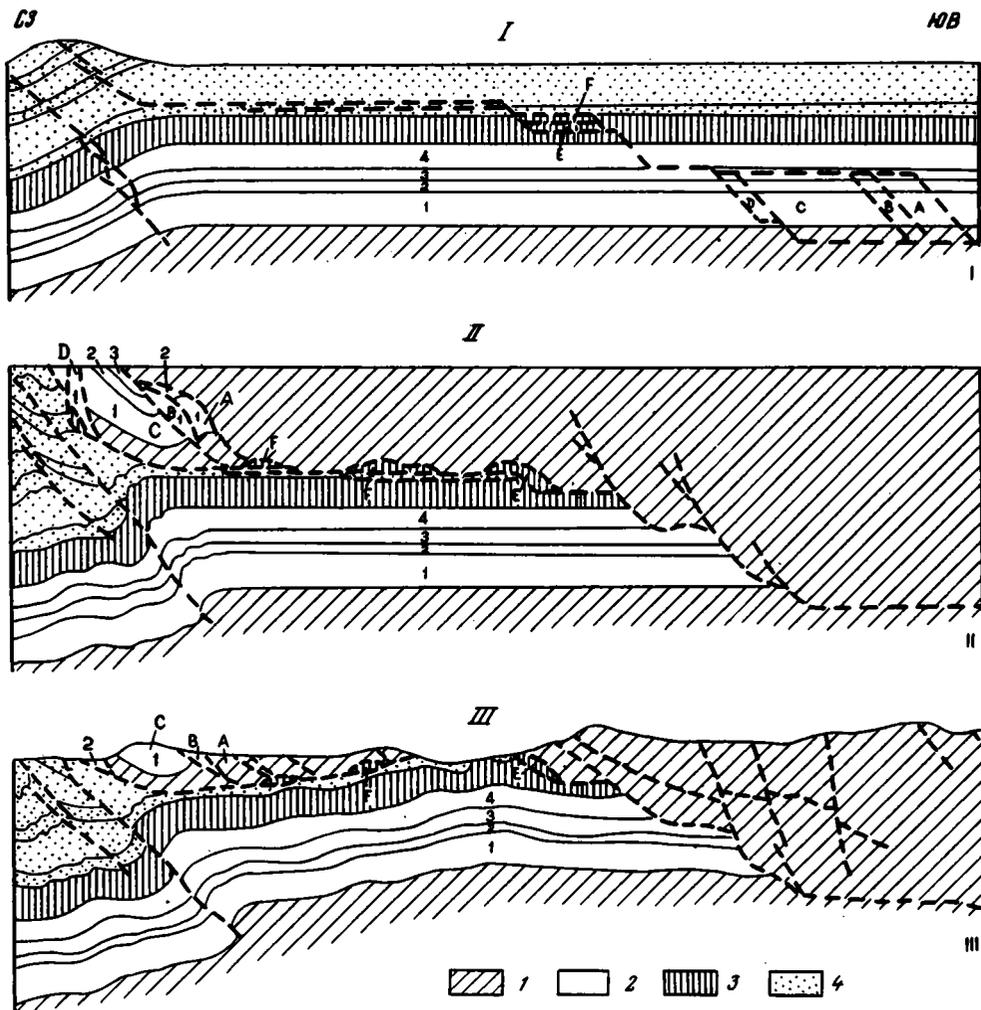


Рис. 45. Геологические профили, иллюстрирующие развитие структуры района Больших Дымных гор, Теннесси – Северная Каролина (King, 1964b)

I – заложение системы срыв-скол и обособление пластины, II – надвиг покрова Грейт-Смоуки, III – современная структура

1 – докембрийские породы; 2 – нижне-среднекембрийские отложения: 1 – группа Чилхови ( $Ст_1$ ), 2 – формация Шейди ( $Ст_1$ ), 3 – формация Ран ( $Ст_1$ ), 4 – группа Конасуга ( $Ст_2$ ); 3 – формация Нокс ( $Ст_3-O_1$ ); 4 – отложения ордовика

A–D – чешуи, возникшие при обособлении покрова Грейт-Смоуки

Он также трансформируется в скол, достигающий средней части нижнеордовикской толщи. Здесь формируется еще один срыв, переходящий затем в основной срыв (в подошве среднего ордовика), который, наконец, сменяется по фронту сколом, выходящим на дневную поверхность. По такому первично "ступенчатому" разлому и происходит надвигание аллохтона (см. рис. 45, II).

Формирование шарьяжей Голубого хребта, провинции Долин и Хребтов, а также Аппалачского плато, по-видимому, представляет собой единый процесс (Rodgers, 1953). Он зарождается во внутренних зонах Аппалачского геосинклинального пояса, распространяясь отсюда в его внешние части (Campbell; Holden, 1925). Однако такая схема отражает лишь самую общую последовательность формирования покровно-складчатой структуры Южных Аппалач и при переходе к конкретным дислокациям она часто нарушается. Так, например, применительно к покровам Голубого хребта Ф. Кинг и Г. Фергюсон предлагают следующую последовательность их образования. Все они, за исключением среднепалеозойского покрова Гринбриер, возникли в позднем палеозое. Наиболее ранним является шарьяж Шейди-Вэлли. Уже под надвинутой пластиной происходило дополнительное сжатие автохтонных кембро-ордовикских слоев провинции Долин и Хребтов. Далее смещался покров Стоун-Маунтен и, наконец, Грейт-Смоуки.

Шарьирование — первая стадия развития структуры района. Далее пластины были смяты, образовав крупные покровные синклинали и антиклинали, в пределах которых располагаются тектонические окна (вторая стадия). В дальнейшем складчатые структуры были рассечены системой незначительных по размерам поперечных сдвигов (третья стадия).

Кратко остановимся теперь на строении очень своеобразной структуры Южных Аппалач зоны Бревард. Это узкая (1,5–2 км), протягивающаяся на 500 км от Алабамы до Северной Каролины полоса бластомилонитов и слюдистых филонитов, которые возникли в позднем палеозое или раннем триасе в результате динамометаморфизма докембрийских или нижнепалеозойских пород (Reed, Bryant, 1964). Ранее указанная зона рассматривалась либо как сжатая синклиналь, выполненная нижнепалеозойскими сланцами, несогласно залегающими на докембрийских образованиях Голубого Хребта, либо как полоса ретроградно метаморфизованных пород, сформировавшихся вдоль зоны крупного надвига (Jonas, 1932). В пользу второго решения говорили широкое развитие здесь милонитов и резкое несоответствие геологического строения районов по обе стороны от зоны Бревард.

В настоящее время установлено, что зона Бревард по существу представляет собой узкий, круто падающий к юго-востоку клин, разделяющий покровы Голубого хребта и структуры Пидмонта, причем на территории Ленуар (Северная Каролина) пространственно он почти смыкается с юго-восточным окончанием тектонического окна Грэндфаэер-Маунтен. На основании региональной структуры зоны и ориентировки петроструктурных элементов Дж. Рид и Б. Бриан (Reed, Bryant, 1964) пришли к выводу о существовании здесь правостороннего сдвига амплитудой свыше 200 км. В известной степени эту точку зрения принял и Ф. Кинг (King, 1964a). Однако, как показали Б. Бурчфил и Дж. Ливингстон (Burchfiel, Livingston, 1967) и Дж. Роджерс (1968), зона Бревард очень похожа на некоторые корневые структуры Альп. В этом смысле зона Бревард может рассматриваться как корневая структура покровов Голубого хребта. По-видимому, первоначально на стыке Голубого хребта и плато Пидмонт располагался синклинорий, который в связи с поперечным сжатием был совершенно расплюснут, а выполнявшие его толщи были выжаты к северо-западу, дав начало системе шарьяжей Голубого хребта. В соответствии с этим "зона Бревард представляется большим глубинным разломом или, лучше, может быть, сказать, зоной глубинного погружения, или "засасывания", перехода между консолидированным стабильным фундаментом провинции Долин и Хребтов и пластичными текучими породами Пидмонта" (Роджерс, 1968, стр. 13). Сдвиговые нарушения появились уже после оформления шарьяжей.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ АППАЛАЧ

Структура Аппалач меняется не только вкрест, но и по простиранию, при переходе от одного сектора к другому. Проблеме поперечной зональности посвящено много работ. В настоящее время четко намечены различия во внутреннем строении каждой из тектонических зон, в значительной мере выяснены кинематические типы нарушений и динамическая обстановка их формирования. Существуют, конечно, известные разногласия в понимании структуры отдельных элементов и механизма их образования. Однако большинство геологов, касающихся общих проблем образования дислокаций Аппалачского складчатого пояса, сходятся в том, что начиная с раннего палеозоя и вплоть до перми включительно здесь имело место горизонтальное сжатие, обусловленное активными подкоровыми процессами (Бачер, 1957; King, 1950b, 1964a; Клоос, 1958; Cadu, 1968; и многие другие). Это явление определило покровно-складчатую структуру Аппалач. Однако реализация сжатия в отдельных районах в силу ряда причин происходила по-разному. Во внешних зонах (Аппалачское плато, провинция Долин и Хребтов, антиклинории Голубого и Зеленого хребтов) сжатие реализовалось преимущественно в виде сколов, которые в некоторых местах в конечном счете трансформировались в крупные шарьяжи (Бачер, 1957). Во внутренней зоне ("метаморфический и плутонический пояс" Пидмонта и Новой Англии, по Ф. Кингу) в условиях повышенной мобильности деформированного материала возникли гигантские складки течения пеннинского типа (King, 1950b; Бачер, 1957; Рождерс, 1968).

Более подробно остановимся на характеристике структуры внешних зон. Основные различия их строения в отдельных секторах сводятся к следующему. В Южных Аппалачах в пределах и Аппалачского плато, и провинции Долин и Хребтов, и Голубого хребта развиты надвиги и шарьяжи, постепенно затухающие к северу (Виргиния, Западная Виргиния). Здесь на месте грандиозной системы чешуй и пластин появляется серия относительно напряженных линейных складок, лишь иногда осложненных небольшими надвигами.

В Центральных Аппалачах структура проще. В Аппалачском плато и провинции Долин и Хребтов складок меньше; они шире и не так сдавлены. Одновременно меняется и строение Голубого хребта, представляющего собой не пакет шарьированных пластин, а простую антиклинорную структуру. Характерно, что здесь на стыке провинции Долин и Хребтов и Голубого хребта разрывные нарушения часто вообще отсутствуют.

В Северных Аппалачах в зоне, соответствующей провинции Долин и Хребтов, тектонические чешуи хотя местами и появляются (северо-западный Вермонт), они не столь значительны как на юге, да и не выдержаны по простиранию, исчезая, например, в Квебеке, а частично и в южном Нью-Йорке. Отличие по сравнению с Южными Аппалачами заключается в том, что на севере палеозойские толщи провинции Долин и Хребтов и докембрийские породы антиклинория Зеленых гор (структурный аналог Голубого хребта) далеко не всегда отделены разломами. В этом смысле структура сходна с таковой в Центральных Аппалачах. Зеленые горы представляют собой просто построенный антиклинорий, имеющий нормальные связи с расположенным западнее синкли-

норием. На территории Северных Аппалач находится, кроме того, особый тектонический элемент — "Таконский клипп", обладающий специфическим внутренним строением. В известной степени это инородная структура, по-видимому, не имеющая аналогов ни в Центральных, ни в Южных Аппалачах.

Итак, в пределах всех трех секторов Аппалач строение тектонических зон меняется. Наиболее резко в структурном отношении отличны Южные и Центральные Аппалачи. Северные Аппалачи имеют промежуточное строение, обладая некоторыми чертами как Южных, так и Центральных Аппалач. Изменение структуры всех трех зон при переходе от одного сектора к другому очевидно. Такая тесная пространственная приуроченность определенных типов нарушений к определенному району конечно не случайна. Действительно, там, где шарьяжи развиты в Голубом хребте, чешуйчатое строение имеют провинция Долин и Хребтов и Аппалачское плато. Там, где в пределах Голубого хребта появляются простые складки, аналогичное строение имеет провинция Долин и Хребтов.

Картина эта, по-видимому, лучше всего может быть объяснена следующим образом. Уже говорилось, что большинство исследователей Аппалач связывает формирование их структуры с обстановкой тангенциального сжатия в коре. Отражением такого сжатия являются не только шарьяжи, надвинутые чешуи, дисгармоничные по отношению к фундаменту линейные складки чехла в провинции Долин и Хребтов и на Аппалачском плато (Бачер, 1957; Rodgers, 1964; Роджерс, 1968), но и выступы докембрийского фундамента антиклинорий Голубых и Зеленых гор (Бачер, 1957; Клоос, 1958; Роджерс, 1968). Сжатие, которое в конечном счете привело к значительному сокращению первоначальной ширины Аппалач, проявлялось неравномерно. В южном секторе оно было максимальным, вследствие чего здесь возникли многочисленные чешуи и тектонические покровы, в центральном — минимальным. В пользу такого объяснения говорит и факт постепенного перехода по простиранию простых широких корытообразных складок в напряженные линейные, осложненные надвигами нарушения, а тех в свою очередь в чешуи. Иными словами, весь комплекс складчато-разрывных дислокаций в каждом из рассмотренных секторов в первую очередь определялся интенсивностью тангенциального сжатия. В этом смысле определенный тип структуры в тектонических зонах каждого сектора тесно связан не только пространственно, но и генетически.

Так обстоит дело с продольной зональностью. Однако кроме продольной наблюдается четкая поперечная зональность, которая выражается в быстром увеличении напряженности деформаций с запада на восток, в сторону внутренних частей складчатого пояса. Увеличивается также и амплитуда нарушений, отражающая уровень глубины их заложения. На этом, например, основана структурно-морфологическая зональность Аппалач, предложенная У. Бачером (1957). В Южных Аппалачах с запада на восток выделяются: 1. Внешний пояс неглубокой складчатости и надвиговых явлений, включающий нарушения Аппалачского плато и провинции Долин и Хребтов. Обычно он сопоставляется с дислокациями Юры (Rodgers, 1964). Важнейшая их черта, что все они являются поверхностными, сорванными и дисгармоничными по отношению к кристаллическому фундаменту (Rich, 1934; King, 1964b; Rodgers, 1964). Напряженность дислокаций постепенно увеличивается от Аппалачского плато, на западе, до Аппалачской долины, на востоке. 2. Краевые надвинутые массы (покровы Голубого хребта). Согласно У. Бачеру (1957), Ф. Кингу (King, 1964b), Дж. Хедли (Hadley, Goldsmith, 1963) это типичные сорванные покровы, образующие крупные аллохтонные, вторично деформированные массы, сопоставляемые с покровами Предальп. В отличие от последних уровень первичного срыва здесь проходил не только в осадочном чехле (по поверхности чехол — фундамент), но и далее к востоку уже и в кристаллическом фундаменте. Таким образом, отмеченные покровы могут рассматриваться как структуры смешанного типа: сочетание шарьяжей чехла и основания. 3. Пояс складок коры и метасоматоза. Это зона развития покровных складок течения пеннинского типа.

Уже говорилось, что образование рассмотренного комплекса структур обычно связывается с резко выраженными силами бокового сжатия.

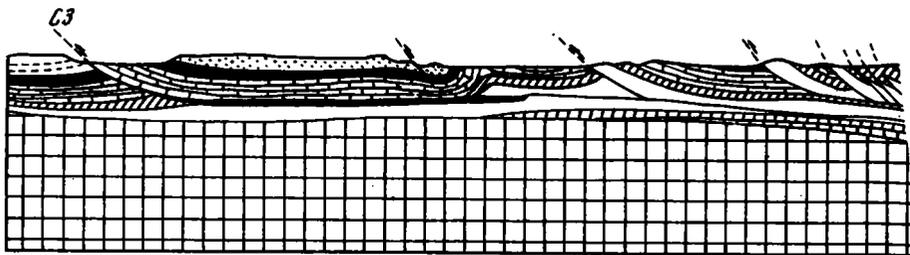


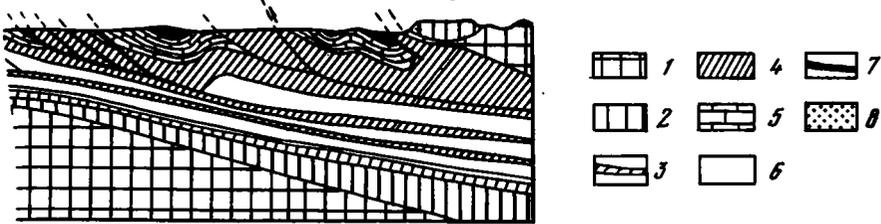
Рис. 46. Тектонический профиль через Южные Аппалачи (King, 1950b)

1 - докембрий; 2 - группа Чилхови ( $Cm_1$ ); 3 - формация Шейди ( $Cm_1$ ); 4 - формация Ран ( $Cm_1$ ); 5 - группа Конасуга ( $Cm_2$ ); 6 - формация Нокс ( $Cm_3-O_1$ ); 7 - средний ордовик-девон; 8 - миссисипий

Кроме того, по крайней мере для некоторых типов структур, иногда предлагается гравитационное происхождение. Такой механизм можно было бы, например, предположить для складок и чешуй провинции Долин и Хребтов - поднятие кристаллического ядра Голубого хребта и Пидмонта создало уклон, по которому отложения чехла скользили к западу. Однако, как отмечает Дж. Роджерс (1968), гравитационные оползания вряд ли возможны, в первую очередь потому, что здесь отсутствует наклоненная к западу поверхность, по которой могло осуществляться такое оползание. Плоскость сместителя, ограничивающая дисгармоничные складки и чешую провинции Долин и Хребтов Южных Аппалач, погружается не к западу, в сторону от Голубого хребта, а к востоку, под Голубой хребет, докембрийские толщи которого надвинуты на палеозойские породы чехла, (рис. 46).

Более приемлемо объяснение У. Бачера (1957), который полагал, что прогибание коры, обусловленное горизонтальным сжатием покровных масс, компенсируется воздыманием геантклинальных зон, которые в дальнейшем опрокидываются в сторону внешних прогибов и в конечном счете могут дать начало крупным шарьяжам. Значение последних изучено достаточно хорошо (Rodgers, 1964). Они играют роль своеобразных "пальцев", сдирающих осадочный чехол с фундамента и создающих дисгармоничные структуры юрского типа. Однако такая схема не всегда приемлема. Далеко не всегда на стыке внешних и внутренних зон возникают значительные тектонические покровы. Местами они вообще отсутствуют, а дисгармоничные нарушения срыва здесь развиты. Примером могут служить Центральные Аппалачи. Характерно, правда, что в последнем случае напряженность и количество сорванных дислокаций не столь значительны.

Далее необходимо учитывать, что даже самые большие из покровов Голубого хребта все-таки приурочены к узкой внутренней зоне провинции Долин и Хребтов, перекрывая в лучшем случае четверть ширины полосы сорванных структур. Малая прочность пород, участвующих в процессе тектонической деформации, не позволяет им передавать напряжения на сколько-нибудь значительное расстояние. Поэтому вряд ли боковое давление, распространяющееся из внутренних активных, согласно Бачеру, зон Аппалач, могло обусловить напряжения, необходимые для срыва чехла в западной части провинции Долин и Хребтов, а тем более в Аппалачском плато. Очевидно, как это отмечает Дж. Роджерс (1968), складки и чешуи внешних (западных) зон возникли не в результате бокового давления, создаваемого покровными массами Голубого хребта, а в результате сил сжатия, которые существовали здесь же на месте. Иными словами, региональное горизонтальное сжатие распространялось целиком на все зоны Южных Аппалач, хотя, по-видимому, и неравномерно. Максимальным оно было во внутренних зонах, где образовались крупные шарьяжи и покровные складки, минимальным - в Аппалачском плато, где формировались лишь незначительные срывы и дисгармоничные складки.



Шарьяжи, появившиеся на стыке Голубого хребта и провинции Долин и Хребтов, есть отражение единого процесса сжатия, а их надвигание на дислокации внешних зон в лучшем случае могло лишь несколько усложнить первоначальную структуру. В пользу подобного рода схемы говорит и сходство морфологии надвигов Аппалачского плато, провинции Долин и Хребтов и Голубого хребта. Все они первоначально закладывались как линии срыва, приуроченные к определенным плоскостям. Как показал Ф. Кинг (King, 1964 a,b), в этом смысле нет большой разницы между надвигами Аппалачского плато (например, надвиг Пайн-Маунтен) и Голубых гор (надвиг Грейт-Смоуки). Плоскость отслоения осадочного чехла, проходившая в Голубом хребте в основном на уровне контакта кристаллический фундамент – серия Окое, к западу постепенно поднималась в более верхние горизонты, пока не достигла поверхности в пределах Аппалачского плато. Так возник огромный самостоятельный структурный элемент, который в процессе прогрессирующего сжатия мялся, распадаясь на отдельные чешуи, некоторые из которых и дали начало тектоническим покровам.

Уже говорилось, что "Таконский клипп", а возможно, и нижние пластины Квебекского антиклинория представляют собой существенно иные покровные элементы. Это гигантские аллохтонные останцы, обладающие специфической внутренней структурой. Пожалуй, основной их особенностью является развитие здесь крупных лежачих, иногда ныряющих, изоклиналильных или близких к такому складок продольного изгиба.

Отмеченные "клиппы" располагаются перед фронтом реально существующих или предполагаемых геантиклинальных поднятий. Характерно, что именно на широте "клиппов", в их тылу, в пределах осевых частей антиклинориев, появляются выходы докембрийских пород фундамента. Так, например, на территории центрального Вермонта, где перед фронтом антиклинория Зеленых гор находится "Таконский клипп", в ядре этого антиклинория появляются докембрийские породы, обнажающиеся далее к югу в западном Массачусетсе и Коннектикуте.

Таким образом, в Северных Аппалачах как будто бы намечается тесная пространственная связь аллохтонных останцев ("клиппов") и районов выходов кристаллических пород фундамента в пределах антиклинориев, ограничивающих такие останцы с востока. Эта связь не случайна. Палеогеографические реконструкции, проводившиеся в последнее время, показали (Zen, 1967; Cady, 1968; Rodgers, Neale, 1963), что отложения, слагающие "клиппы", ранее располагались либо на стыке миеосинклиналильного и эвгеосинклиналильного прогибов, либо в самых западных частях эвгеосинклинали. Следовательно, их первоначальное положение как раз соответствовало территории кристаллических ядер антиклинориев. В этом смысле становится понятна пространственная связь "клипп" – выходы фундамента. Аллохтонные останцы представляют собой осадочный чехол, сорванный с фундамента и смещенный к западу. Такое смещение происходило в среднем ордовике; возможно, что образовавшиеся покровные структуры деформировались при более поздних движениях. По-видимому, все авторы, признающие шарьяжную природу таконских серий, связывают возникновение аллохтона с гравитационными процессами (Zen, 1961, 1967; Cady, 1968; Роджерс, 1968; Bird, 1969; Osberg, 1970; и др.). Отслоение и оползневое шарьирование таконских нижнепалеозойских серий происходили вдоль западного склона геантиклинального, орографически четко выра-

женного поднятия Вермонт–Квебек (Cady, 1968). При этом сформировался рассмотренный ранее сложнейший пакет лежащих и ныряющих складок. Таким образом, генетическая связь поднятие – Таконская сложноскладчатая аллохтонная масса здесь несомненна.

Однако не следует понимать такую связь упрощенно. Само возникновение геоантиклинальных поднятий на стыке мио- и эвгеосинклинали обусловлено тангенциальным сжатием. В этом смысле большой интерес имеют классические исследования Е. Клооса (1958) в Южных горах Мэриленда, показавшие перво-степенную роль бокового сжатия при формировании таких структур. В рассматриваемом Клоосом районе поднятие – антиклинорий Катоктен (Южные горы), северная часть антиклинория Голубого хребта – в морфологическом отношении представляет собой единую асимметричную, опрокинутую к северо–западу складку скальвания, в пределах которой происходило интенсивное ламинарное течение вещества, осуществлявшееся по многочисленным субпараллельным плоскостям кливажа осевой поверхности. Так как складка обычно резко опрокинута к северо–западу, плоскости течения падают к юго–востоку. Формирование обусловлено интенсивным боковым сокращением первоначального объема как фундамента, так и перекрывающих его осадков, сопровождавшимся течением вещества более или менее перпендикулярно слоистости. Последнее вызвало подъем глубинных масс к поверхности, вследствие чего и возникла рассматриваемая антиклиналь. Вследствие наклона ее осевой плоскости нормальный к поверхности Земли подъем глубинного вещества был не очень велик, хотя в некоторых районах перетекание материала вдоль осевой плоскости достигло внушительных размеров. Как специально отмечает Е. Клоос, деформация пород частично происходила на ранних этапах их затвердевания, т.е. в нижнем палеозое. По–видимому, структура Южных и Зеленых гор возникла и развивалась приблизительно в одно и то же время.

Рассмотренный пример является крайним случаем. Процессы течения вещества имели сквозной характер. Плоскости кливажа проходили из фундамента в чехол, а в структурном отношении оба они представляли единый элемент, который подвергался единой деформации. Отслоение чехла от фундамента в этом случае не происходило. В Зеленых горах картина другая. Очевидно, боковое сжатие вещества имело место в докембрийском фундаменте, где установлены зоны расслаивания, многочисленные взбросы и относительно крупные (амплитудой до нескольких километров) надвиги (Balk, 1953; Zen, 1967). Это привело к отслоению палеозойских серий, которые в дальнейшем сползли по западному склону поднятия, образуя сложное нагромождение складок “Таконского клиппа”.

Такое объяснение помогает понять и несоответствие ширины выходов докембрийских образований в пределах антиклинория Зеленых гор, с одной стороны, и ширины “Таконского клиппа” – с другой. Дело в том, что современная ширина полосы развития кристаллических пород в Зеленых горах приблизительно равна 24–25 км. Ширина “Таконского клиппа” равна 24–25 км. Однако, как показал Е. Зен (Zen, 1967), если развернуть лежащие складки, ширина аллохтона достигнет 40–50 км, т.е. на 15–25 км больше, чем ширина его корневой зоны. Ссылаясь на исследования Н. Ратклиффа, установившего надвиги в пределах докембрийского ядра Зеленых гор, Зен отмечает, что наличие таких нарушений в какой–то степени решает эту проблему.

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что возникновение покровно–складчатой структуры Аппалач – результат сжатия, существовавшего в глубинных частях коры. Покровы и надвиги необходимо рассматривать только лишь как поверхностное выражение такого сжатия. Размеры последнего (а следовательно, и амплитуды сместителей) последовательно увеличивались по направлению к внутренним частям Аппалач. Такая зависимость отражает процесс пододвигания внешних структурных элементов под внутренние. Пример Южных Аппалач наиболее показателен. Аналогичные структуры распространены и в Северных Аппалачах. В этом смысле офиолитовые аллохтоны Квебека и Ньюфаундленда не представляют исключения, укладываясь в общую схему по-

кровных структур как верхние (первично наиболее восточные) элементы. Формирование этих аллохтонов отражает общий процесс пододвигания платформенных (континентальных) масс под эвгеосинклинальные. По-видимому, нет принципиальной разницы с точки зрения механизма их образования между надвигами бассейна оз. Шамплейн и Квебекского антиклинория, с одной стороны, и шарьяжами западного Ньюфаундленда — с другой. В пользу этого свидетельствует и одновозрастность их образования: те и другие возникли в конце среднего ордовика (таконские деформации).

Кратко остановимся теперь на характеристике возрастных соотношений основных аппалачских структур. Обычно здесь выделяются следующие эпохи складчатости (Woodward, 1957; Роджерс, 1968): таконская (ордовик, 450 млн. лет), акадская (девон, 360 млн. лет), аллеганская (карбон — пермь, 250 млн. лет). Площадное распределение складчатых деформаций различного возраста в отдельных секторах не одинаково. В Северных Аппалачах таконские движения фиксируются по угловым несогласиям в интервале средний ордовик — нижний силур. С этими движениями связано воздымание современных Зеленых гор, образование Таконского аллохтона, а также серии чешуй района оз. Шамплейн.

Зона акадской складчатости расположена восточнее, в пределах Новой Шотландии, Нью-Брансуика и Новой Англии. Геосинклинальный комплекс включает здесь исключительно сложно дислоцированные толщи кембрия, ордовика, силура и нижнего девона. Породы обычно интенсивно метаморфизованы, прорваны девонскими гранитоидами. Выше несогласно залегают нижнекаменноугольные, преимущественно наземные или паралические (угленосные) отложения. Это орогенный комплекс. Лишь местами в его основании залегают осадки среднего и верхнего девона. Слои дислоцированы полого. В юго-восточной части Новой Англии каменноугольные отложения силура смяты в резкие складки, метаморфизованы и прорваны верхнепалеозойскими гранитами. Это зона аллеганской (собственно аппалачской) складчатости. Следовательно, в Северных Аппалачах намечается омоложение завершающих складкообразовательных движений с запада на восток.

Иная картина наблюдается в Южных Аппалачах. До настоящего времени роль таконских движений здесь не выяснена. По мнению некоторых исследователей (Hadley, 1964; King, 1964a; Роджерс, 1968), с этим периодом были связаны процессы метаморфизма и гранитообразования. Согласно Дж. Хедли (Hadley, 1964), данные определения абсолютного возраста в Пидмонте и Голубом хребте имеют два пика значений: 440 и 340—360 млн. лет, что соответствует двум периодам разогрева земной коры. Как отмечает Дж. Роджерс (1968), это отражает разный возраст орогенических движений, но не определяет возраста складчатых дислокаций. Очевидно лишь, что в нижнем палеозое, по-видимому в среднем ордовике, во внутренних зонах Южных Аппалач сформировалось орографически выраженное поднятие, поставляющее большое количество терригенного материала в прилегавший с северо-запада миогеосинклинальный прогиб. Такое поднятие сопровождалось процессами регионального метаморфизма. Однако трудно судить, насколько значительными были в это время и были ли вообще складкообразовательные движения.

Более определенно можно говорить об акадских деформациях. Во всяком случае довольно точно установлено присутствие здесь среднепалеозойских (девонских) покровов (King, 1964b; Hadley, Goldsmith, 1963). Основными складкообразовательными движениями были, однако, аллеганские. Они существенно переработали более древние нарушения в Голубом хребте и Пидмонте, создали покровно-складчатую структуру провинции Долины и Хребтов, а также Аппалачского плато.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И АППАЛАЧ

### СТРУКТУРА

Сходство геологического строения Урала и Аппалач известно давно. Вместе с тем до недавнего времени считалось, что в их структуре существуют и принципиальные отличия, важнейшим из которых является присутствие в Аппалачах гигантских шарьяжей, отрицавшихся на Урале. Однако, как было показано, новейшие исследования дают основание считать, что тектонические покровы широко распространены и на Урале. Более того, почти все структурные элементы, установленные на Южном Урале, в том или ином виде встречаются в Аппалачах.

Полосе развития линейно вытянутых гребневидных антиклиналей, разделенных плоскими широкими синклиналями (Бельская впадина), соответствуют дислокации Аппалачского плато. И там и тут складки имеют сходную морфологию, они пространственно связаны с надвигами и возникли в результате срыва и дисгармоничного смятия верхней части осадочного чехла платформы. Морфологическое и генетическое сходство здесь настолько очевидно, что не требует особых комментариев. Единственное отличие, пожалуй, заключается в том, что складки Бельской впадины гораздо более погружены, будучи перекрыты кунгурскими и верхнепермскими отложениями. Возможно, в связи с этим они морфологически хуже выражены.

Линейным дислокациям передовой зоны Урала соответствуют структуры провинции Долин и Хребтов, а также бассейна оз. Шамплейн. В обоих случаях эти нарушения отделены от зоны гребневидных складок флексурами (Тастубская или Сакмарская флексура на Урале, Аллегенский фронт в Аппалачах). Обычно к таким флексурам приурочены выходы региональных надвигов, что указывает на их тесную генетическую связь. Форма складок и на Урале, и в Аппалачах сходна. Это осложненные надвигами и взбросами, образованные отложениями кембрия – нижнего карбона (Аппалачи), верхнего девона – нижней перми (Урал) дислокации продольного изгиба. На Урале они построены проще, осложняющие разрывы здесь встречаются не столь часто. В Аппалачах им соответствуют структуры Западной Виргинии. На юге Аппалач (Виргиния, Теннесси) и севере (Нью-Йорк) они по простиранию сменяются зонами тектонических чешуй, возникших в результате разрыва подвернутых крыльев линейных складок. На Южном Урале нет аналогичных структур. Однако наблюдаемые непосредственно в поле переходы от линейных складок к чешуям указывают на их генетическую близость. И те и другие снизу экранируются поверхностями крупных (в Аппалачах очень значительных, на Урале несколько меньших) надвигов. Все это указывает на сходство структуры зоны передовых складок Урала и нарушений провинции Долин и Хребтов.

Граувакки и аспидные сланцы ( $С_{m1} - O_2$ ) Таконской массы и Квебекского антиклинория в формационном отношении близки к отложениям зиларской свиты ( $D_3 - C_1$ ). И те и другие занимают сходное структурное положение, располагаясь на стыке зоны передовых складок и антиклинориев, сложенных

докембрийскими отложениями. Внутренняя структура граувакковых серий Ап-палач изучена лучше, чем на Урале. Это объясняется в первую очередь их лучшей фаунистической охарактеризованностью. Здесь выделяются два типа дислокаций: ранний – лежащие складки. На Урале основательных данных о региональном распространении лежащих складок нет, хотя мы и отмечали отдельные нарушения этого типа (например, Иньякская антиклиналь). Крутые кли-важные складки здесь развиты очень широко. Вполне возможно, что они совершенно затушеввали нарушения ранней генерации.

Очевидно, граувакковые толщи Апалач и Южного Урала накапливались в сходных тектонических условиях на стыке мио- и эвгеосинклинальных зон. Однако современное положение этих комплексов несколько различно. Оба они находятся в аллохтонном залегании. На Урале зилаирские отложения, каменноугольный флиш и нижнепермская морская моласса образуют единую покровную массу. Наоборот, в Апалачах Таконский аллохтон образует обособленный покров, резко продвинутый к западу.

Антиклинорий Уралтау соответствует антиклинориям Голубого и Зеленого хребтов, а также хр. Лонг-Рэндж в Ньюфаундленде. Следует сказать, что и на Урале и в Апалачах антиклинорийные структуры обычно рассматриваются как выступы докембрийского фундамента крайних к востоку частей древних платформ. Такие выступы разделяют мио-эвгеосинклинальные зоны.

Построены они, особенно в Апалачах, сложно. Так, например, в Южных Апалачах они образуют гигантский аллохтон, шарьированный к западу. В Центральных и Северных Апалачах это горстообразные выступы, в пределах которых породы фундамента, а иногда и перекрывающего чехла дислоцированы очень интенсивно. Здесь развиты сжатые крутые складки, часто переходящие по простиранию в сплошные зоны расщепления. Именно такое же строение имеет и Уралтау.

Краевые офиолитовые аллохтоны в Ньюфаундленде (зона А, см. стр. 126) и на Урале также имеют сходное строение. Однако здесь мы наблюдаем и существенные отличия. Так, на Урале офиолитовый комплекс представлен полнее. Наряду с породами океанического фундамента здесь установлена более мощная, относительно пестрая по составу вулканогенно-осадочная толща. В Северных Апалачах она представлена маломощными диабазами с прослойками фтанитов и красных аргиллитов.

Офиолитовые аллохтоны Урала и Северных Апалач имеют сходное структурное положение. И те и другие слагают верхние покровные элементы в системе шарьяжей восточных окраин платформ. Однако их структурное развитие отличалось. В Апалачах офиолитовые массы более или менее одноактно были надвинуты на граувакки и аспидные сланцы, которые в свою очередь перекрывали разновозрастные карбонатные отложения платформенного чехла. На Урале офиолиты шарьировались по крайней мере трижды (в эйфеле, живете и среднем карбоне). Первоначально они были надвинуты на платформенные серии. В дальнейшем были законсервированы граувакками и лишь в позднем палеозое совместно с этими граувакками образовали систему покровных складок. Таким образом, для Апалач устанавливается следующая последовательность шарьирования: 1) возникновение граувакковых аллохтонов; 2) возникновение офиолитовых аллохтонов (Bird, Dewey, 1970). Те и другие сформировались в среднем ордовике. Для Урала картина обратная: 1) сначала появляются офиолитовые, затем 2) граувакковые аллохтоны. Развитие во втором случае гораздо более длительное.

Это обусловило значительное различие в строении покровных масс Ньюфаундленда и Сакмарской зоны. В Ньюфаундленде офиолиты представлены в виде мощного целикомого аллохтона, редко распадающегося на частные пластины. Его мощность достигает внушительных размеров, внутренняя структура проста. Соотношения между отдельными частями габбро-гипербазитового комплекса и вулканитами редко бывают тектоническими. Отличительной особенностью является неширокое развитие серпентинитового меланжа. В структурном отношении офиолиты Ньюфаундленда соответствуют Войкаро-Сыншинскому массиву Поляр-

ного Урала и, по-видимому, Кракинским массивам на Среднем Урале (Перфильев, Руженцев, 1973б).

Сакмарская зона построена гораздо сложнее. Неоднократная "перетасовка" пластин привела к интенсивному меланжированию пород океанического фундамента. Появление пластичных масс серпентинитового меланжа, его межпокровное положение обусловили формирование очень пестрого набора структур. По сложности строения Сакмарская зона, по-видимому, не имеет себе равных среди офиолитовых аллохтонов мира. В какой-то степени с ней схожи лишь покровы Квебекского антиклинория.

Все сказанное позволяет утверждать, что западные тектонические зоны Южного Урала и Аппалач, несмотря на некоторые отличия, имеют однотипное строение. Каждому из структурных элементов Урала обязательно соответствует такой же элемент в каком-либо из секторов Аппалач. Сходство внутреннего строения, их положение в региональной структуре, закономерное сочетание тектонических зон — все это говорит об одном механизме образования рассматриваемых нарушений. Как было показано, он сводится к более или менее быстрому пододвиганию платформенных масс под эвгеосинклинальные. Судя по тому, что амплитуда покровов, интенсивность их деформаций увеличиваются по направлению к эвгеосинклиналям, максимальное сжатие было как раз в зоне стыка платформ и эвгеосинклиналей.

Восточнее антиклинорий Уралтау и Голубого хребта — Зеленых гор — Лонг-Рэндж расположены собственно эвгеосинклинальные зоны. На Южном Урале с запада на восток выделяются Магнитогорский прогиб, Урало-Тобольское поднятие и Зауральский прогиб. По сравнению с западным склоном Урала указанные зоны отличаются сравнительно простой структурой. Здесь преобладают (особенно в Магнитогорском прогибе) крупные, просто построенные складки, рассеченные продольными или диагональными крутыми разломами. Иногда вдоль них появляются узкие, вытянутые на десятки километров грабены.

Эвгеосинклинальные прогибы выполнены мощной, в фаціальном отношении пестрой вулканогенно-осадочной толщей, в составе которой выделяются обычно две части. Нижняя представлена спилит-диабазовыми или контрастными (диабазы — натриевые липариты) сериями. Последние приурочены обычно к верхам разреза, хотя местами встречаются и в нижней ее части (например, губерлинская свита Сакмарской и Сакмарско-Вознесенской зон). Вулканиды содержат более или менее многочисленные прослои яшм, туффигов, туфосилицитов, вулканомиктовых обломочных пород. Диабазы по ряду признаков сопоставляются с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов (Иванов, Смирнов и др., 1972). Они, по-видимому, формировались на безграницном фундаменте океанического типа.

По простиранию отмеченные вулканогенно-осадочные комплексы замещаются однотипно построенными, относительно маломощными и глубоководными отложениями (терригенными, терригенно-туфогенными и кремнистыми), характеризующимися крайне слабой фаціальной изменчивостью. Условно они сопоставляются с образованиями абиссальных равнин.

Верхняя часть разреза эвгеосинклинальной толщи представлена более пестрым в фаціальном отношении набором отложений. Это порфириновые серии, образование которых сопровождается накоплением обильных масс туфов и вулканомиктовых песчаников. Здесь же присутствуют граувакковые серии и олистостромовые горизонты. В целом отмеченный комплекс сопоставляется с образованиями островных дуг и их склонов. Намечается определенная направленность в изменении химизма вулканидов вверх по разрезу, которая заключается в повышении содержания калия и кальция за счет натрия и отчасти магния (Иванов, Ефимов и др., 1972). В это же время происходит формирование тел плагиогранитов.

Смена спилит-диабазовых серий порфириновыми (преимущественно андезиты, андезито-базальты) в разных зонах Урала происходит неодновременно. В целом наблюдается постепенное ее омоложение к востоку. В Сакмарской зоне спилит-диабазовые, контрастные и кремнистые серии ордовик-силурий-

ские. Восточнее (Ирендыкская зона Магнитогорского прогиба) к ним относятся также отложения нижнего девона—эйфеля (низы ирендыкской свиты), еще восточнее — эйфеля (карамалыташская свита), в Зауральском прогибе — верхнего девона.

В Аппалачах строение эвгеосинклиналиной зоны лучше всего изучено в Ньюфаундленде, где она выделяется под названием Центрального подвижного пояса. С запада на восток здесь выделяются следующие тектонические элементы, отличающиеся структурой и особенностями развития (Bird, Dewey, 1970; Poole, Rodgers, 1972; Neale, 1972; Williams et al., 1972).

Зона В характеризуется присутствием гренвильского гранито—гнейсового фундамента, трансгрессивно перекрытого кварцитами и карбонатными породами платформенного чехла ( $P\epsilon - Pz_1$ ). Это автохтон, выше которого залегают расланцованные песчаники ( $P\epsilon - Pz_1$ ), относящиеся к аллохтону. В отличие от Большого Северного полуострова и автохтонные и аллохтонные образования вторично дислоцированы и метаморфизованы в досилурийское время.

Зона С (территория п-ова Бурлингтон). Здесь преимущественно развиты глинистые сланцы, расланцованные песчаники, метакогломераты группы Флер—де—Лис ( $P\epsilon - Pz_1$ ). В восточной части зоны среди них появляются горизонты зеленых сланцев, а также участки, образованные диабазами и кислыми вулканитами. Здесь присутствуют синкинематические тела гранодиоритов. Отмеченный комплекс отложений сложнее дислоцирован, образуя крупные лежачие складки, шарьированные на гренвильский автохтон (Kennedy, 1971). И аллохтон и автохтон впоследствии были смяты в систему крутых складок. По составу, возрасту и особенностям деформаций отложения зоны С аналогичны отложениям зоны 2 Квебекского антиклинория (см. стр. 123, 124).

На востоке поле распространения пород Флер—де—Лис ограничено слабее дислоцированными отложениями ордовика, силура и девона, от которых отделены полосой серпентинитов. Ордовикские отложения представлены диабазами и кремнями, силурийско—нижнедевонские — базальтами, андезитами, вулканомиктовыми песчаниками, кислыми вулканитами (в том числе игнебритами). Вся толща прорвана девонскими гранитами и сиенитами.

Зона D характеризуется резким преобладанием основных лав, которые формировались на океаническом фундаменте (Upadhyay et al., 1971). Кроме базальтов ( $O_{1-2}$ ), слагающих основную часть разреза, присутствуют туфы, кремни, кремнисто—глинистые сланцы, граувакки. В верхней части разреза иногда появляются покровы дацитов и андезитов (Horn, Helwig, 1969). В целом это типичный офиолитовый комплекс, надвинутый к западу на силурийско—девонские породы зоны С.

Зона E представлена относительно слабо дислоцированными кембро—ордовикскими осадками (Kay, 1966, 1969; Horn, Helwig, 1969; Horn, 1970). Вулканиты присутствуют в подчиненном количестве в низах разреза. Преобладают вулканомиктовые конгломераты, кремни. В основании разреза иногда встречаются мощные олистостромовые образования (формация Даннэйдж).

В раннем силуре формируются мощные терригенные серии, образовавшиеся за счет размыва вулканических пород ордовика зоны D. Верхний силур — красноцветные песчаники, основные и кислые вулканиты.

Отложения прорваны многочисленными телами девонских гранитов.

Зона F — слои дислоцированы сильнее, образуя систему опрокинутых к востоку, вплоть до лежачих, складок, впоследствии смятых дополнительно. Ордовикские и нижнесилурийские отложения представлены филлитами, глинистыми сланцами, туфами, прорванными телами габбро и серпентинизированных гипербазитов. Верхний силур — красноцветные песчаники и конгломераты, основные и кислые эффузивы.

Толща прорвана девонскими гранитами.

Зона G — метаморфизованные, сложно дислоцированные песчаники ( $P\epsilon - Pz_1$ ), несогласно перекрытые ордовикскими аргиллитами и силурийскими кислыми вулканитами и аркозовыми песчаниками. По своему строению зона во многом сходна с зоной С.

Приведенные материалы показывают, что Центральный подвижный пояс Ньюфаундленда построен во многом схоже с Уральской эвгеосинклиналью. Вулканогенно-осадочные серии, выполняющие его, формировались на безгранитной коре океанического типа. Несмотря на некоторые различия, и на Урале, и в Ньюфаундленде наблюдается вполне определенная вертикальная и латеральная смена осадочных и вулканогенных комплексов.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Прежде чем дать сравнительное описание тектонического развития Урала и Ньюфаундленда, кратко остановимся на характеристике стадийности развития эвгеосинклинальных зон в целом. В настоящее время главным образом работами А.В. Пейве (1969; Пейве, Книшпер и др., 1971; Пейве, Штрейс и др., 1972; Перфильев, Руженцев, 1973а) показано, что спилит-диабазовые комплексы нижних частей эвгеосинклинального разреза, формирующиеся на гипербазит-габброндном фундаменте, по ряду признаков сопоставимы с образованиями срединно-океанических хребтов. Располагающиеся выше порфиритовые серии сопоставимы с вулканиками островных дуг. Во время накопления порфиритовых и связанных с ними толщ начинает формироваться кора континентального типа. Считается, что в период появления спилит-диабазовых серий господствует режим тектонического растяжения, порфиритовых – тектонического сжатия. В дальнейшем в процессе усиливающегося сжатия происходит утолщение первоначально сравнительно тонкого "гранитного" слоя, что обусловлено скучиванием гранитоидных масс. Накапливаются отложения орогенного типа. В то же время появляются многочисленные тела гранитов.

В соответствии с такого рода сменой комплексов в разрезе, а также изменением строения коры выделяются три основные стадии развития эвгеосинклинали: океаническая, переходная и континентальная. Каждая из них характеризуется определенным набором осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, типом магматизма, преобладанием вполне определенных структур. Кроме отмеченных стадий необходимо, как нам кажется, выделить особую начальную грабеновую (рифтовую) стадию. Она характеризуется накоплением грубых терригенных отложений, возникших за счет размыва древнего сиалического цоколя. Не исключено, что образования этого типа присутствуют не во всех эвгеосинклиналях. Однако очевидно, что они весьма обычны для линейных эвгеосинклинальных поясов.

Сравнительная характеристика тектонического развития Урала и Аппалач недавно была проведена А.В. Пейве (1973), который показал, что последовательность геологических событий в этих регионах сходна, хотя они происходили там и здесь в различное время. В обоих случаях ведущим процессом является перерождение коры океанического типа в континентальную. Однако анализ строения наиболее древних осадочных комплексов Урала и Аппалач дает основание считать, что структуры океанического типа здесь были новообразованными. Они возникли в результате разрыва и раздвига древней континентальной плиты.

Грабеновая (рифтовая) стадия. Формирование эвгеосинклинальных поясов начинается с появления грабеновых структур. Они возникают в результате расчленения континентальных масс на отдельные блоки и их последующего раздвигания. В зоне разрыва образуются многоступенчатые грабены, заполняемые аркозами и ортокварцитами – продуктами размыва уступов сиалического цоколя. Состав, сортировка, фациальная изменчивость осадков указывают на мелководные условия накопления и близость источников сноса. В центральных, наиболее погруженных частях грабенов наряду с аркозами в подчиненном количестве накапливаются основные вулканы. Возможно, что здесь кора была уже лишена "гранитного" слоя. Таким образом, грабеновые отложения формируются частично на погруженном (относительно тонком) гранито-гнейсовом (континентальном) фундаменте, частично, по-видимому, на океаническом. К

образованиям грабенового типа в Ньюфаундленде относятся аркозы и базальты группы Флер-де-Лис (P<sub>6</sub>-Pz<sub>1</sub>, зоны В и С), а также разновозрастные им песчаники зоны G (Dewey, Bird, 1971; Neale, 1972), на Южном Урале – песчаники кидрясовской, а также, песчаники, базальты и кремни куагачской свит (Сm<sub>3</sub> – O<sub>1ar</sub>).

**Океаническая стадия.** Грабены отражают начало раздвигания континентальных плит. В процессе такого раздвигания все большие площади оказываются лишенными "гранитного" слоя, вследствие чего в их пределах вскрываются породы "базальтового" слоя.

Состав и фациальная изменчивость вулканогенно-осадочного комплекса, образующегося в океаническую стадию, изучены, особенно в Ньюфаундленде, достаточно хорошо. Здесь сравнительно давно было подмечено (Williams, 1964) симметричное строение Центрального подвижного пояса. Действительно, краевые части эвгеосинклинального прогиба выполнялись преимущественно терригенными (граувакковыми) отложениями, содержащими в нижней части разреза покровы диабазов. На западе это породы, слагающие средний аллохтон Большого Северного полуострова, на востоке – вулканомиктовые песчаники и конгломераты, граувакки, кремни, в основании разреза диабазы (Сm? – O) зон E, F и G.

В центральной части пояса (зоны С и D, а также верхний аллохтон Большого Северного полуострова) накапливались мощные вулканогенные, вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-терригенные толщи (Сm? – O). Они формировались в пределах вулканического поднятия (Horn, Helwig, 1969). Переход от поднятия к зонам периферических глубоководных ванн был резким, что подчеркивается присутствием олистостром. Породы, слагающие вулканические постройки, интенсивно размывались, поставляя в прогибы обильный вулканомиктовый материал.

Считается (Пейве, Штрейс и др., 1972), что граувакки и вулканомиктовые серии характерны для следующей, переходной стадии развития эвгеосинклинали. Действительно, во многих случаях, например для Урала, дело обстоит именно так. Появление в Ньюфаундленде граувакк, тесно с ними ассоциирующих олистостром и турбидитов на ранней стадии указывает на специфику развития Аппалачской эвгеосинклинали. По мнению А.В. Пейве (1973), это связано с тем, что хотя Аппалачский эвгеосинклинальный прогиб и был достаточно обширным, так как в нем имелось несколько, сейчас тектонически сближенных зон, он представлял собой окраину Протоатлантического океана. Его дно испытывало интенсивные деформации, локализовавшиеся преимущественно в вулканической зоне. Это обусловило появление тектонического рельефа и как следствие – активный перемыв вулканогенных толщ. По-видимому, сравнительная узость эвгеосинклинали и резкий выступ срединного вулканического хребта определили весьма специфический (преувакковый, вулканомиктовый) состав осадков краевых ее частей.

На Урале восточный край эвгеосинклинали не известен; западный изучен достаточно хорошо. Мы рассматривали его строение и развитие специально (см. стр.111). Поэтому необходимости останавливаться на этом вопросе нет. Отметим только, что, так же, как и в Ньюфаундленде, в пределах центральных частей Уральской эвгеосинклинали располагались вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, состав и строение которых в обоих регионах по существу сходны. Иначе обстоит дело с отложениями периферических частей, сопоставляемых с древними абиссальными равнинами. В отличие от Ньюфаундленда, где основной снос обломочного материала шел из области срединно-океанического хребта, на Южном Урале основная масса обломочного материала имела сиалическое (континентальное) происхождение. Вулканомиктовые образования большого значения здесь не имеют, локализуясь почти исключительно во внутренних, частных, бассейнах, располагавшихся в пределах вулканической зоны.

Режим тектонического растяжения существовал и на Урале, и в Ньюфаундленде. В первом случае такое растяжение было, по-видимому, значительнее, что находит отражение в закономерной смене "грабеновых" отложений тонкими терригенными, а тех в свою очередь кремнистыми осадками, смене, обус-

ловленной постепенным удалением (отодвиганием) сиалического источника сноса.

Кроме отмеченных различий в строении "океанического" комплекса отложенный весьма примечательны различия в пространственном соотношении вулканогенных (срединные хребты) и осадочных (абиссальные равнины) серий. В Ньюфаундленде такое соотношение можно назвать стандартным. Оно выражается в постепенном замещении осадочными толщами вулканогенных по направлению к осевым частям эвгеосинклиналей. Действительно, в ее периферических частях вулканиты встречаются только в основании разреза ( $S_1 - O_1$ ), в пределах срединной зоны слагают весь разрез ( $O_1 - S$ ; Helwig, 1969). На Урале картина обратная. Вулканические образования со временем замещают осадочные, достигая максимального развития в силуре.

Сказанное имеет принципиальное значение с точки зрения понимания движения тектонических блоков на территории рассматриваемых эвгеосинклиналей. Среди американских, канадских и английских геологов в настоящее время очень популярны идеи, лежащие в основе гипотезы "глобальной тектоники плит". Каледониды Ньюфаундленда и Великобритании рассматриваются сейчас, пожалуй, как наиболее яркий пример складчатого палеозойского сооружения, подтверждающего правильность этой гипотезы. Основные ее положения хорошо известны, поэтому нет нужды специально их характеризовать. Отметим только — считается, что относительно жесткие плиты смещаются по зоне волновода. Они разрастаются в пределах океанических хребтов, где постоянно возникает новообразованная кора. Так происходит расширение океанического дна (спрединг). Одновременно внешние края плит погружаются в зонах глубоководных желобов, возвращаясь в астеносферу. Растяжение и пододвигание компенсируют друг друга. Излияния базальтов в срединно-океанических хребтах более или менее одновременны формированию ультрабазитов и габбро рифтовых зон. Это означает, что по направлению от океанических хребтов вулканогенные комплексы становятся все более древними. В этом же направлении происходит их перекрытие все более древними осадками абиссальных равнин. Предложенная модель в основе своей согласуется с картиной, наблюдаемой в Ньюфаундленде.

Однако, как показали А.В. Пейве (1973) и М.С. Марков (1973), в ряде случаев такая модель кажется слишком упрощенной. "Базальтовый" слой коры так же, как и "гранитный", имеет длительную и очень сложную историю развития. Он состоит из основных пород нескольких тектонических циклов. Подтверждением этому служит тот факт, что часто вулканогенные толщи, формирующиеся на коре океанического типа, содержат продукты перемыва зеленых сланцев и амфиболитов, образовавшихся за счет вулканитов основного состава. Наличие двух разновозрастных вулканогенных толщ, нижняя из которых претерпела существенный метаморфизм, и, возможно, складчатость, позволяет говорить о разновременности, а иногда о большом временном отрыве излияний океанических базальтов и формирования меланократового фундамента. Это приводит нас к очень важному следствию: крупные горизонтальные движения внутри земной коры определили срыв "гранито-гнейсовой" оболочки с "базальтового" слоя. Иными словами, появление "океанической" коры обусловлено не механизмом "спрединга", а удалением "гранитного" слоя. Базальная плоскость перемещения локализуется не в зоне волновода, а приурочена к древней поверхности Конрада. Рассмотренная модель недавно была убедительно продемонстрирована А.Л. Книппером (1973) на примере Альпийского пояса.

Все сказанное позволяет считать, что отнюдь не только волновод — базальная поверхность, по которой происходят горизонтальные перемещения плит. Наряду с ней существуют другие поверхности, важнейшими из которых является зона стыка гипербазитов и габброидов, сопоставляемая с древним Мохо (Uphayu et al., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973а), а также подошва "гранито-гнейсового" комплекса. В этом смысле плиты не следует понимать как нечто жесткое, смещаемое в виде единой массы. В процессе движения они расслаиваются, причем каждая из отделившихся частей может смещаться более или менее независимо. Дифференцированное их движение, по-видимому, объяс-

няет основные особенности строения вулканогенно-осадочного комплекса, формирующегося в океаническую стадию. В случае Ньюфаундленда основные перемещения плит происходили по волноводу, вследствие чего механизм "спрединга" здесь вполне приемлем. Это подтверждается и перекрытием диабазовых серий осадочными образованиями, и тем, что отсутствуют резкие возрастные и структурные отличия между вулканитами и габброидами (Upadhyay et al., 1971). Очевидно, "базальтовый" и "гранитный" слои раздвигались совместно, а на освободившейся территории появлялся новообразованный "базальтовый" слой.

На Южном Урале картина существенно отличалась. Разрыв и последующий раздвиг "базальтового" слоя и верхней мантии, по-видимому, здесь имели место, хотя, насколько значительными они были, сказать трудно. Однако, по нашему мнению, ведущим здесь был процесс срыва и смещения блоков "гранитного" слоя. В результате вскрывался древний меланократовый фундамент, на котором начиная с ордовика и формируются сопоставляемые с океаническими вулканогенно-осадочные серии. Это подтверждается тем, что и вулканогенные и осадочные толщи содержат горизонты песчаников и конгломератов, состоящих из обломков гипербазитов, габбро, амфиболитов и зеленых сланцев (Поспелов, Руженцев, 1972). В краевых частях эвгеосинклиналей вследствие более значительного смещения "гранито-гнейсовой" оболочки освобождались участки, лишённые вулканогенных отложений. Меланократовый фундамент здесь перекрывался непосредственно глубоководными осадками. Лишь начиная с силура вулканическая деятельность усиливается, вследствие чего вулканогенные образования получают более широкое распространение.

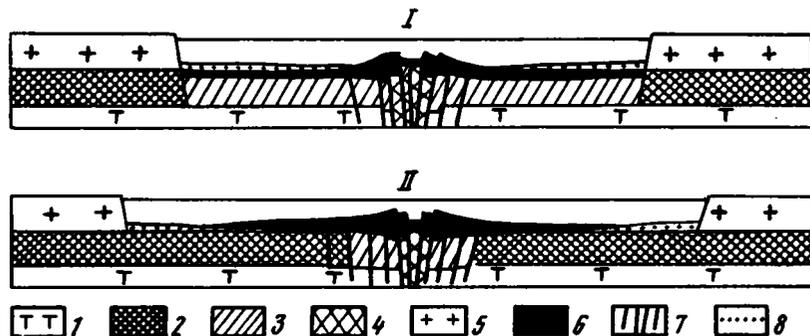


Рис. 47. Схемы, иллюстрирующие строение Аппалачской (I) и Южноуральской (II) эвгеосинклиналей (океаническая стадия)

1 - мантия; 2 - древний "базальтовый" слой; 3 - новообразованный "базальтовый" слой; 4 - кора-мантийная смесь; 5 - "гранито-гнейсовый" слой; 6 - вулканиты (спилит-диабазовая и контррастная серии); 7 - дайки диабазов; 8 - осадочные образования абиссальных равнин

Таким образом, возникновение Аппалачской и Уральской океанических структур обусловлено процессами растяжения древних континентальных блоков. Однако в обоих случаях оно реализовалось по-разному (рис. 47). В Аппалачах базальная плоскость, ограничивающая смещавшиеся плиты, располагалась значительно глубже, а сами они двигались как монолитные блоки. Новообразованная при этом океаническая кора постепенно расширялась (спрединг). Вулканогенные толщи, более или менее одновозрастные подстилающему их меланократовому фундаменту, существуют на всей территории Центрального пояса. На Урале, по-видимому, было два уровня движений, один - в зоне волновода, другой, более существенный - в подошве "гранитного" слоя. Новообразованная океаническая кора занимала здесь меньшие территории, зато древний меланократовый фундамент был вскрыт на широких площадях. Более быстрое смещение "гранитных" плит освобождало участки фундамента, которые перекры-

вались непосредственно глубоководными осадками. Подобного рода невулканические зоны были весьма характерны для Южного Урала.

Океаническая стадия в Ньюфаундленде охватывает временной интервал кембрий – ордовик. Она заканчивается почти повсеместно на рубеже нижнего силура, хотя и существуют некоторые отклонения. Так, например, в западной части эвгеосинклинали в связи с пододвиганием Северо-Американской платформы, начавшимся на рубеже кембрия и ордовика и особенно резко проявившимся в конце среднего ордовика, океанический режим отмирает уже в среднем ордовике.

Океаническая стадия на Южном Урале охватывает в различных зонах различные временные интервалы. В целом наблюдается омоложение ее окончания с позднего силура – раннего девона на западе до позднего девона, а возможно, раннего карбона на востоке.

Переходная стадия. Характеризуется преимущественным развитием андезитового вулканизма, грубообломочных вулканомиктовых толщ и граувакковых серий (Пейве, Штрейс и др., 1972). Отложениям здесь присущи быстрая изменчивость фаций и мощностей, местные перерывы и несогласия, свидетельствующие о достаточно расчлененном тектоническом рельефе. Образование такого рельефа и тесно связанных с ним конседиментационных структур указывает на возникновение частных прогибов и поднятий. Все это обусловлено процессами горизонтального сжатия, начинающегося в это время и в дальнейшем нарастающего. Уже в начале переходной стадии формируются отдельные плагиогранитные тела, приуроченные преимущественно к частным поднятиям. Это свидетельствует о локальном зарождении "гранитного слоя".

Как уже отмечалось, смена океанической стадии переходной в Аппалачах и особенно на Урале происходит не одновременно. В целом можно говорить, что она омолаживается в восточном направлении. Такое латеральное замещение образований переходной стадии океаническими свидетельствует о миграции определенного режима. Процессы сжатия раньше проявляются на западе. На востоке в это время существовали условия растяжения (формируются океанические серии).

Таким образом, смысл перехода от океанической стадии к переходной по существу сводится к "борьбе" двух процессов: сжатия и растяжения. Раз начавшись, сжатие в конечном счете приводит к перерождению океанических структур в сложно построенные складчатые системы, с более или менее хорошо развитым "гранитным" слоем.

Реализация сжатия идет по-разному. В общем намечается два пути.

1. В краевых частях океанических структур происходит пододвигание более или менее мощного сиалического фундамента. Офиолитовые массы (включая меланократовый фундамент) оказываются шарьированными на платформу. Если мощность "гранитного" слоя была значительной, а размеры шарьирования не слишком большими, чтобы "сиалические" массы оказались в зоне мантийных магматических очагов, эвгеосинклиналиное развитие на этом заканчивается. Под офиолитовыми сериями оказывается достаточно мощный "гранитный" слой, а сами они в дальнейшем деформируются совместно с краем платформы. Образование переходной стадии здесь отсутствуют. Океаническая стадия непосредственно сменяется континентальной. Примером этому могут служить офиолитовые серии Большого Северного полуострова Ньюфаундленда, шарьированные в среднем ордовике в пределы восточной части Северо-Американской платформы.

В случае, если амплитуда пододвигания была значительной и сиалические породы попали в область действующих магматических очагов, происходит формирование неоавтохтонных комплексов, петрохимические особенности которых определяются процессами гибридизма (толеитовые магмы обогащаются литофильными элементами). Примером этому могут служить эйфельские и живетские трахиандезиты, трахиандезито-базальты и натриевые липариты чанчарской свиты. Такие образования мало чем отличаются от щелочных комплексов, рассматриваемых как проявление платформенного или субплатформенного вулканизма (Моссаковский, 1973).

2. В центральных частях эвгеосинклиналей горизонтальное сжатие реализуется в виде постепенного сучивания океанических масс. Это находит выражение в появлении частных прогибов и поднятий. Перерождение океанической коры в кору переходного типа происходит постепенно, вследствие общего утолщения и некоторого разуплотнения "базальтового" слоя, а также локального появления сначала плагиогранитов, а затем гранодиоритов. Соответственно происходит постепенная и неравномерная во времени смена спилит-диабазовых и контрастных серий непрерывными. Процесс пододвигания континентальных масс под эвгеосинклиналиные здесь также имеет место, хотя по времени он несколько запаздывает по сравнению с краевыми частями.

Таким образом, процесс перерождения океанической коры в континентальную, осуществляемый в переходную стадию, происходит или очень быстро, или в течение длительного времени. В первом случае континентальные плиты пододвигаются под океанические серии. Формации переходной стадии здесь либо отсутствуют, либо представлены в резко сокращенном виде. Во втором случае они развиты широко. Становление континентальной коры осуществляется как бы в два приема: сначала постепенное превращение океанической коры в кору переходного типа с ее отдельными изолированными массами гранитов, затем пододвигание континентальных плит. Сучивание обоих типов сиалических масс приводит к появлению сравнительно мощного гранитного слоя.

В Ньюфаундленде переходная стадия начинается главным образом в раннем силуре. По мнению А.В. Пейве (1973), имевшего возможность ознакомиться с разрезами ее отложений в поле, переходная стадия характеризуется исключительно пестрым набором формаций, местами отделенных от океанических образований резким угловым несогласием. Палеогеографическая обстановка в это время отличалась значительным развитием наземных фаций как вулканических, так и осадочных, существенным значением грубообломочных горизонтов. В центральных зонах С и D силурийские и нижнедевонские отложения представлены кварцевыми порфирами, фельзитами, их туфами, андезитовыми порфиритами, базальтами. Здесь же присутствуют толши молассоподобных конгломератов, мелководных аркозовых песчаников, граувакк. В краевых зонах F, F и G преобладают в фациальном отношении пестрые флишеподобные граувакки. Роль грубообломочных пород увеличивается вверх по разрезу (Кау, 1969). Далее, начиная с позднего силура и до девона включительно, формируются красноцветные молассоподобные конгломераты, песчаники, ассоциирующие с кислыми, реже основными вулканитами.

На Южном Урале переходная стадия охватывает временной интервал: в Сакмарской зоне поздний силур – средний девон, в Магнитогорском прогибе средний девон – ранний карбон. Преимущественным развитием здесь пользуются образования непрерывных вулканических серий. Терригенные породы имеют подчиненное значение, хотя местами довольно широко распространены вулканотерригенные и граувакковые толши, а также олистостромы (Смирнов и др., 1971; Руженцев, Хворова, 1974).

В заключение отметим, что в переходную стадию происходит направленное превращение структуры океанического типа в структуры, характеризующиеся чередованием отдельных, морфологически резко выраженных поднятий и прогибов. В пределах поднятий формировались преимущественно вулканогенные, в пределах прогибов – терригенные толши. Такое перерождение связано с постепенной сменой тектонического режима растяжения горизонтальным сжатием, которое в конечном счете привело к возникновению тектонических покровов. Шарьирование начинается в краевых частях эвгеосинклиналей, когда на большей части их территории еще господствует режим растяжения. Первые подвижки в Аппалачах происходят на рубеже кембрия и ордовика, а также в конце среднего и в позднем ордовике, на Южном Урале – в середине силура и в эйфеле. Максимальное шарьеобразование проявляется, однако, позже, в конце переходной или на рубеже переходной и континентальной стадий. В Аппалачах это акадские (среднедевонские), на Урале – варисские (среднекаменноугольные) движения.

Континентальная стадия. Начало континентальной стадии (орогенный этап) характеризуется продолжением тектонического сжатия, определяющего превращение структур переходного типа в складчатые сооружения. В это время формируются эвгеосинклинальные молассы, широкое распространение получает процесс образования гранитной магмы, приводящий к появлению массивов гранодиорит-гранитного и монзонит-граносyenитового состава. Кроме того, очень характерно широкое проявление преимущественно наземного андезит-дацитового и липаритового вулканизма известково-щелочного или щелочного ряда (Моссаковский, 1973). Происходит дальнейшее увеличение мощности "гранитного" слоя, которая достигает в среднем 25-30 км. Со структурной точки зрения в это время возникают либо покровно-надвиговые, либо глыбово-складчатые нарушения. Первые характерны для краевых, вторые для внутренних частей складчатых сооружений.

В Аппалачах и на Урале становление континентальной коры - процесс длительный. Однако, по мнению А.В. Пейве (1973), решающую роль в конечном счете имели акадские (Аппалачи) и варисские (Урал) движения. Они непосредственно предшествовали появлению основной массы гранитоидов.

В пределах Аппалачской эвгеосинклинали начиная с эйфеля формируются мульды и грабены, заполнявшиеся в основном континентальными, относительно слабо дислоцированными осадками. Это преимущественно конгломераты и песчаники ( $D_2 - C_1$ ), имеющие типично молассовый облик. Присутствуют прослои известняков и сланцев, покровы кислых и основных эффузивов. Выше залегает толща угленосной молассы ( $C - P$ ).

На Урале орогенные образования ( $C_3 - T_1$ ) накапливались только в пределах Предура́льского прогиба. Остальная территория представляла собой область размыва. В это время здесь формируются относительно приподнятые и опущенные узкие зоны, разделенные крутыми продольными разломами.

Глыбовым движениям, имевшим место во внутренних частях складчатых сооружений Урала и Аппалач, соответствует шарьяжеобразование в их периферических западных частях. Окончательно оформляются рассмотренные ранее покровные структуры Южных Аппалач и Южного Урала.

Следующий платформенный этап континентальной стадии характеризуется стабилизацией строения континентальных плит, резким снижением контрастности движений, накоплением платформенных отложений.

\* \* \*

Сравнение геологического строения и эволюции Урала и Аппалач показывает, что ведущими здесь были два процесса: 1) становление океанического прогиба в результате разрыва и раздвижения континентальных плит (грабеновая и океаническая стадии) и 2) превращение океанических структур в континентальные в условиях горизонтального сжатия, одним из характерных проявлений которого являются шарьяжи (переходная и континентальная стадии). Установленная последовательность (стадийность) событий и на Урале и в Аппалачах удивительно сходна. Более того, наблюдается определенная синхронность таких событий. Разница заключается лишь в том, что их последовательность на Урале отстает примерно на один период по сравнению с Аппалачами. Впервые на эту закономерность обратил внимание А.В. Пейве (1973), считающий, что это является важным аргументом в пользу понимания глобальности основных этапов тектонического развития Урала и Аппалач. Конечно, не следует понимать такую "глобальность" упрощенно как глобальность отдельных фаз движений, однако синхронность основных тектонических этапов очевидна.

Сравнение Урала и Аппалач приводит нас к принципиально важному выводу о взаимообусловленном развитии этих двух эвгеосинклинальных поясов.

Действительно, заложение Аппалачской эвгеосинклинали началось в позднем докембрии - раннем ордовике. Максимальной ширины Аппалачский (Протоатлантический) океан достиг в среднем-позднем кембрии. На рубеже поздний кембрий - ранний ордовик по крайней мере в западной части эвгеосинклинали

устанавливается режим сжатия. Это привело к пододвиганию сиалических масс Северо-Американской платформы под офиолитовые серии. Начиная с этого момента происходит постепенное сужение Протоатлантики. Расширение ее, имевшее место во внутренних зонах, с избытком компенсировалось шарьированием в краевых. Максимальное развитие этот процесс получил в конце среднего и в позднем ордовике (таконские деформации).

Соответственно на Урале заложение океанической структуры (грабеновые фации) началось в конце кембрия – начале ордовика (первая фаза сжатия в Аппалачах). В среднем и позднем ордовике Уральская эвгеосинклиналь уже представляла собой обширную структуру с хорошо выраженными осевой вулканической зоной и краевыми абиссальными равнинами, на которых отлагались глубоководные осадки. В Аппалачах в это время имели место таконские деформации.

Смена океанической стадии переходной, отразившаяся в установлении режима тектонического сжатия на всей территории Аппалач, происходит в силуре. На Урале в это время океаническая структура достигает максимальной ширины.

Фаза сжатия и крупный этап шарьяжеобразования в Аппалачах имели место в эйфеле (акадские деформации). В это время здесь окончательно формируется гранитный слой. На Урале в эйфеле возникают первые крупные шарьяжи.

В верхнем девоне – нижнем карбоне в Аппалачах образуются орогенные формации, на Урале в это время накапливаются отложения переходной стадии. Главная фаза шарьяжеобразования на Урале имела место в среднем карбоне. В это время, по крайней мере в Северных Аппалачах, закладывается первая система рифтов, отражающая, по мнению американских геологов (Belt, 1968; Ballard, Uchupi 1972), начало формирования Атлантического океана.

Отмеченное отставание в развитии Урала по сравнению с Аппалачами несколько сглаживается в верхнем палеозое. В обоих случаях в перми возникают покровно-складчатые нарушения западных (многоэосинклинальных) зон. В триасе продолжают развиваться рифтовые системы. В Аппалачах этот процесс получил максимальное развитие, определив появление обширной океанической структуры. На Урале рифтогенез проявился относительно слабо. Здесь образуется лишь система продольных грабенов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### КРАЕВЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ, ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Рассмотренный материал позволяет сделать вывод о том, что часто в зоне стыка платформ и эвгеосинклиналей возникают очень сложные, однако закономерно построенные покровно-складчатые сооружения. Отличительная их черта заключается в том, что здесь происходит тектоническое сложение платформенных и многоэосинклинальных (континентальных) и эвгеосинклинальных (океанических) толщ. Как правило, последние образуют верхние аллохтонные элементы. Такие покровно-складчатые сооружения характерны для Альпийского складчатого пояса, Скалистых гор Канады и США, Урала и Тянь-Шаня, Апалач и каледонид Шотландии и Ирландии, т.е. для регионов, относимых к линейным складчатым поясам (Пейве, Штрейс и др., 1972).

Присутствие вполне определенного набора разрывных и складчатых нарушений как в платформенных, так и эвгеосинклинальных аллохтонах, их закономерное пространственное и временное сочетание показывают, что структурное развитие этих зон было обусловлено единым механизмом. Некоторые различия в морфологии конкретных дислокаций определяются в первую очередь составом деформируемых горизонтов. Так, например, специфика структуры эвгеосинклинальных аллохтонов обусловлена широким развитием процессов тектонического брекчирования и последующего меланжирования гипербазит-габбрового комплекса. Там, где это явление не получило широкого распространения (например, Ньюфаундленд), строение пластин и покровных складок, сложенных вулканогенно-осадочными отложениями, мало чем отличается от строения аллохтонов, образованных отложениями многоэосинклинального или платформенного типа. Несмотря на длительное и сложное развитие покровных пакетов, выражающееся в более или менее многократной повторяемости движений, механизм шарьирования в целом сводился к активному пододвиганию платформенных плит под эвгеосинклинальные толщи.

Размеры такого шарьирования варьируют в широких пределах. Однако палин-эластические реконструкции (даже в случаях заведомо заниженных амплитуд надвигов) дают огромные величины, не сопоставимые с современной шириной складчатых поясов. Сейчас из-за несовершенства методов палеоструктурных реконструкций трудно точно оценить размеры поперечного сокращения первоначальной ширины таких поясов, но даже весьма приблизительные подсчеты говорят о величинах, равных сотням километров.

Амплитуды шарьирования, кинематический тип и напряженность складчатости — все указывает на то, что покровы возникали в условиях интенсивного горизонтального сжатия. Именно его величина определяет конкретную структуру рассматриваемых покровных систем. По-видимому, максимальным оно было в Альпийском поясе, где уже давно известны гигантские покровные нарушения, отражающие процесс выдавливания и переброса образований целых структурно-фациальных зон. В палеозоидах размеры сжатия были несколько меньшими, хотя такое сравнение является весьма условным.

Реализация горизонтального сжатия на разных структурных уровнях происходит неодинаково. В тех складчатых сооружениях, где позволяют условия вреза, было установлено, что максимальным оно является на более глубоких

уровнях. Анализ структуры автохтонных элементов в Альпах, на Памире и других зонах показывает, что именно здесь формируются наиболее сложные, напряженные и грандиозные по размеру покровно-складчатые нарушения. Аллохтон по существу является лишь поверхностным отражением горизонтального перераспределения глубинных масс.

Процесс расслоения коры, по-видимому, играет гораздо большую роль, чем предполагалось раньше. В этом смысле очень большое значение имеют данные о сопоставимости гипербазит-габбрового комплекса с верхней мантией и "базальтовым" слоем прошлого. Изучение строения этого комплекса показало, что в подошве габброидов расположена линзовидно-полосчатая толща (0,3 км) чередующихся клинопироксенитов, гарцбургитов, дунитов и габбро, рассматриваемая как древняя поверхность Мохо (Пейве, 1969; Upradhyay et al., 1971; Dewey, Bird, 1971). Особенности ее структуры (складки волочения, будинаж) указывают на значительное течение вещества в ее пределах (Перфильев, Руженцев, 1973а). Возможно, что такая же зона течения располагалась на стыке габброидов и гранито-гнейсового комплекса. Вполне естественно по аналогии с поверхностными частями коры предположить, что главные границы раздела разнотолщинных масс на глубине являются плоскостями срыва, по которым происходит дифференцированное смещение отдельных плит. Взаимосвязанное их движение определяет ту структурную обстановку, которая существует в том или ином регионе.

Раздвигание континентальных плит обуславливает появление океанической структуры, их сближение, более или менее быстрое перерождение океанов в структуры сначала переходного, а затем и орогенного типа. Формирование океанических структур может идти двумя путями: либо в результате разделения всей толщи пород выше волновода и раздвига образовавшихся таким образом блоков в виде монолитных масс, либо в результате независимого и более значительного смещения "гранито-гнейсовых" частей плиты по поверхности Конрада. В первом случае океаническая кора является новообразованной, во втором — древней. Закрытие (сжатие) океанических структур в любом случае сводится к пододвиганию континентальных плит под эвгеосинклинальные. Анализ разреза офиолитовых аллохтонов показывает, что, как правило, они включают в себя габброиды, перекрывающие их амфиболиты и зеленые сланцы (древний базальтовый слой), а также более или менее маломощный горизонт гипербазитов. Это свидетельствует о том, что плоскость базального срыва, в результате которого произошло обособление офиолитового аллохтона, совпала с древней поверхностью Мохо или проходила несколько ниже. Именно на этом уровне шло внедрение континентальной плиты в толщу пород океанического типа.

Одним из основных положений новой глобальной тектоники плит является то, что растяжение в пределах срединно-океанических хребтов компенсируется погружением внешних краев разрастающихся океанических плит на глубину и в сторону континентов. Эта модель, базирующаяся на геофизических данных, удовлетворительно объясняет картину, наблюдаемую для западной части Тихоокеанского кольца с ее островными дугами и краевыми морями. Естественно, что она предполагает по крайней мере относительное надвигание континентов на океаны. Компенсация растяжения сжатием происходит целиком в пределах океанической структуры.

Сравнение структурных соотношений океанических и континентальных масс прошлого и настоящего показывает определенное несоответствие наблюдаемой в обоих случаях картины. В палеозойских и альпийских складчатых поясах эвгеосинклинальные (включая офиолиты) толщи всегда шарьированы на континентальные. Происходит не пододвигание океанических плит под континентальные, а наоборот. При этом очень важно отметить, что пододвигание континентальных плит начинается уже тогда, когда в центральных частях эвгеосинклиналей господствуют условия растяжения и происходит формирование толщ, характерных для океанической стадии. Этот факт имеет принципиальное значение, так как позволяет, как нам кажется, предполагать, что перерождение

океанических структур (растяжение) в континентальные (сжатие) не происходит здесь вследствие постепенной закономерной эволюции самой океанической структуры, а в значительной степени связано с процессами, происходящими вне ее.

Итак, одним из основных противоречий гипотезы глобальной тектоники плит является то, что для современных океанов предполагается погружение океанических плит под континентальные вдоль зон Бенъефа. Этот процесс и возникающие в результате него структурные соотношения получили название субдуктивных (subduction). Для древних эвгеосинклинальных поясов, сопоставляемых на ранних стадиях своего развития с палеоокеанами, наблюдается обратная картина. Для решения этого противоречия привлекались различные модели. Однако, пожалуй, наибольшей популярностью пользуются построения Р. Колемана (Coleman, 1971), предложившего механизм дополнительного срыва офиолитовых пластин над субдуктивной зоной и их надвигания на край континента. В этом случае континентальный край играет роль своеобразного клина, расщепляющего океаническую плиту на нижнюю поддвигающуюся и верхнюю надвигающуюся части. Этот процесс получил название обдуктивного (obduction). Нетрудно заметить, что ведущим здесь предполагается расширение океанического дна, а надвиги офиолитов рассматриваются только как побочное явление, осложняющее поддвигание океанической плиты под континентальную и не имеющие самостоятельного значения. Активное движение масс в пределах океанов находится в резком контрасте с пассивными континентальными блоками (Bird, Dewey, 1970; Hatcher, 1972).

Идеи Р. Колемана были развиты Дж. Дьюи и Дж. Бердом (Dewey, Bird, 1971), которые наряду с рассмотренной выше моделью допускают случаи (например, Восточное Средиземноморье), когда активнодвигающиеся континентальные плиты погружаются под океанические. Возникают обдуктивные структуры (т.е. офиолиты надвигаются на платформу), хотя процесс по своему существу был обратным субдукции.

Для удобства изложения первый случай можно рассматривать как отраженную (следствие субдукции), второй – прямую обдукцию. С нашей точки зрения, суб- и обдуктивные процессы являются равнозначными и в механическом отношении однотипными. Применительно к определенному эвгеосинклинальному поясу первый соответствует стадиям растяжения, второй – сжатия. Более того, отраженная обдукция вообще маловероятна, так как активное надвигание очень тонких (2–5 км), слабо дислоцированных пластин на расстояние в десятки и сотни километров невозможно.

Как было показано, весь комплекс структурных данных свидетельствует об активном поддвигании платформенных (континентальных) блоков под эвгеосинклинальные (океанические), т.е. в пользу механизма прямой обдукции.

Растяжение компенсируется сжатием. В областях тихоокеанического типа такая компенсация происходит внутри самих океанических структур за счет погружения избыточных масс океанической коры вдоль зон Бенъефа (субдукция). Однако в областях атлантического типа, где таких зон нет, компенсация может происходить только за счет других структур, т.е. раскрытие одного океана должно сопровождаться сужением другого, выражаемым в форме прямого обдуктивного процесса. Образовавшиеся конкретные структурные формы могут быть весьма разнообразными (Dewey, Bird, 1971). Возникают одно- (Аппалачи, Урал и Тянь-Шань) и дивергентные (Альпийский пояс) системы.

Картина резко усложняется при существовании микроконтинентов. Решающим, однако, является процесс поддвигания активно смешавшейся континентальной плиты под океаническую. Микроконтинентальные массы в этом случае оказываются наиболее верхними аллюхтонными элементами (например, некоторые "срединные массивы" Альпийского пояса – Пейве, 1969). Если предложенная схема верна, то взаимообусловленное развитие отдельных, более или менее удаленных одна от другой, но одинаково пространственно ориентированных океанических структур является обязательным. По-видимому, этим объясняется синхронное развитие Урала и Аппалач, хотя, конечно, нужно иметь в виду, что

возможно существование других меридиональных океанических структур (например, палеозойских эвгеосинклиналей Северо-Американских Кордильер - Der-court, 1970), развитие которых может усложнить картину.

Таким образом, шарьирование эвгеосинклинальных (включая офиолитовый комплекс) образований на платформу есть следствие прямого обдуктивного процесса. В результате континентальные плиты с хорошо выраженным "гранитным" слоем оказываются пододвинутыми под океанические. Размеры подвига значительны. Не исключено, что современный "гранитный" слой складчатых поясов является гетерогенным образованием, включающим в себя как мантийные производные, так и продукты анатексиса пододвинутых древних гранитных масс. Как обратил внимание А.В. Пейве (1973), далеко не случайно, что массовое гранитообразование на Урале и в Аппалачах имело место сразу же вслед за основными периодами шарьяжеобразования (соответственно в среднем карбоне и среднем девоне). Для акадских гранитоидов Ньюфаундленда и Нью-Брансуика палигennyй характер устанавливается вполне определенно (Williams et al., 1972).

В структурном отношении в линейных складчатых поясах, сформировавшихся за счет океанических областей, выделяются две зоны: внутренняя и внешняя. Внутренняя характеризуется относительно глубоким перерождением пододвинутого древнего "гранитного" покоя (относительный автохтон), ремобилизацией вещества его пород, которая "спаяла" континентальные (платформенные) и эвгеосинклинальные (относительный аллохтон) массы. Внешняя отличается сравнительно высоким положением "гранито-гнейсового" покоя. Процессы анатексиса сколь-нибудь значительной роли не играли. По существу шарьяжеобразование обусловило здесь окончание эвгеосинклинального развития. Местами (Ньюфаундленд) такое развитие закончилось на уровне океанической, местами (Южный Урал) - переходной стадий. С тех пор здесь господствовал орогенный (Предуральский краевой прогиб) или платформенный (Большой Северный полуостров Ньюфаундленда) режимы.

Краевыми офиолитовыми аллохтонами мы называем эвгеосинклинальные образования, шарьированные в пределы прилегающих платформ и располагающиеся на территории тех внешних частей складчатых поясов, которые с момента своего структурного обособления характеризовались орогенным или платформенным режимом. Отмеченные аллохтонные комплексы отличаются наиболее полными из всех известных в мире разрезами коры палеоокеанов, сохранившейся в относительно не нарушенном виде. Офиолиты, включая гипербазит-габбровый комплекс и перекрывающие его вулканогенно-осадочные серии, слагают подавляющую часть разреза этих аллохтонов. Образования переходной стадии здесь пользуются сравнительно нешироким распространением, часто вообще исчезают. Орогенная стадия представлена формациями краевых прогибов, которые, впрочем, могут и отсутствовать.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллин А.А., Касымов М.А., Львов К.А. 1969. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, "Наука".
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Калябурдина А.И., Кузнецов А.А., Бачин А.П., Бельтенева Е.Б., Игошин Б.Л., Кленчин Н.Н., Чергинцев В.Ф. 1968. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Архангельский А.Д. 1932. К вопросу о покровной тектонике Урала. — Бюл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 1.
- Бачер У. 1957. Деформации в орогенных поясах. — В кн.: Земная кора. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Блохин А.А. 1932. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. — Бюл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 1.
- Богданов А.А. 1947. Тектоника Ишимбаевского Пруралья. — Мат-лы к познанию геол. строения СССР, нов. серия, вып. 7 (11). М., изд. МОИП.
- Богданов А.А., Келлер Б.М. 1947. О некоторых формах тектонических нарушений каменноугольно-артинских отложений западного склона Южного Урала. — Бюл. МОИП, отд. геол., 22, вып. 4.
- Борукаев Ч.Б. 1970. О палинспастических построениях. — Геотектоника, № 6.
- Буртман В.С. 1968. О складчатых шартыжах в Южном Тянь-Шане. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Водорезов Г.И. 1960. Основные черты стратиграфии палеозоя Мугоджар. — В кн.: Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Воинова Е.В., Кириченко Г.И., Навлякин Б.В., Константинова Л.И., Разумовская Е.Э., Разумовский Н.К., Сергиевский В.М., Хабакон А.В. 1941. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Госгеолиздат.
- Гаврилов А.А. 1967. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. — Труды ГИН АН СССР, вып. 169.
- Заварицкий А.Н. 1923. К тектонике Урала. — Изв. Геол. ком., 42, № 2.
- Зегебарт Д.К. 1936. О геологическом исследовании правобережья р. Сакмары. — Труды НГРИ, серия А, вып. 8.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1972. Природа Уральской эвгеосинклинали. — Докл. АН СССР, 206, № 5.
- Иванов С.Н., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Минкин Л.М., Молдованцев Ю.Е., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. 1972. Проблемы тектоники Урала. — В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тезисы докладов. М.
- Ильинская М.Н., Коптева В.В., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В. 1972. Геология центральной части Сакмарской зоны Урала. — Сов. геология, № 7.
- Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. 1969. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала. — Докл. АН СССР, 189, № 5.
- Камалетдинов М.А. 1965. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. — Геотектоника, № 1.
- Камалетдинов М.А. 1968. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа. — Геол. нефти и газа, № 3.
- Камалетдинов М.А. 1972. Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис. М.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. 1970. Складчатые

- покровы западного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. 1970. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. — Бюл.МОИП, отд. геол., 45, вып. 4.
- Камалетдинов М.А., Камалетдинов Р.А., Шамов Д.Ф. 1967. Об особенностях строения срединной части Предуральской депрессии (по материалам Мелеузского широтного профиля). — Труды Уфимск. нефт. ин-та, вып. 20.
- Камалетдинов М.А., Чибрикова Е.В., Казанцев Ю.В. 1968. Новые данные о геологии северной части так называемого Сакмарского поднятия в Зилаирском синклиории. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 12. Уфа.
- Камалетдинов М.А., Швынденков Ю.Н., Филиппова Е.А. 1966. Новые данные о строении и нефтеносности антиклинальных складок кинзебулатовского типа в южной части Предуральского прогиба. — Геол. нефти и газа, № 11.
- Карпинский А.П. 1874. Геологические исследования в Оренбургском крае. — Зап. СПб.Мин. об-ва, ч. 9.
- Келлер Б.М. 1949. Флишевая формация в Зилаирском синклиории и сходные с ней образования. — Труды ГИН АН СССР, вып. 104.
- Келлер Б.М., Розман Х.С. 1961. Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала. — Труды ГИН АН СССР, вып.18.
- Кинг Ф. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Клоос Е. 1958. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд. — В кн.: Структурная геология. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Книппер А.Л. 1973. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф. докт. дис. М.
- Корень Т.Н., Петровский А.Д. 1967. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала. — Труды ВСЕГЕИ, 144.
- Кориневский В.Г. 1971. Кальевые щелочные базальтоиды эфеля Сакмарской зоны Мугоджар. — В кн.: Ежегодник (Ин-т геологии и геохимии УФ АН СССР). 1970, Свердловск.
- Кропачев С.М. 1970. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. — Вестн. МГУ, геол., № 1.
- Кузнецов Е.А., Захаров Е.Е. 1926. К тектонике восточного склона Урала. — Бюл. МОИП, отд. геол., 4, вып. 1-2.
- Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Леоненок Н.И. 1955. Силурийские отложения Косистекского района (Северные Мугоджары). — Труды Лабор. геологии угля АН СССР, вып. 3.
- Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К. 1932. О древнейших отложениях Урала. — Зап. Росс. мин. об-ва, 61, вып. 1.
- Либрович Л.С. 1932. К геологии южной части Башкирского Урала. — Труды Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 144.
- Марков М.С. 1973. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. Автореф. докт. дис. М.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. 1972. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). — Геотектоника, № 4.
- Моссаковский А.А. 1973. Орогенные структуры и вулканизм континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М.
- Нейман-Пермякова О.Ф. 1931. Силурийские отложения западного склона Среднего Урала. — Изв. Главн. геол.-развед. управления, вып. 36.
- Ожиганов Д.Г. 1955. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. — Уч. зап. Башк. пед. ин-та, вып. 4.
- Оффман П.Е., Буш Э.А. 1972. О тектонике западного склона Урала в связи с проблемой его нефтегазоносности. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Павлинов В.Н. 1936. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Курганского района на Южном Урале. — Труды МГРИ, 1.
- Павлинов В.Н. 1937. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. — Труды МГРИ, 9.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 5.
- Пейве А.В. 1973. Тектоника и развитие Урала и Алпалач — сравнение. — Геотектоника, № 3.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1972. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклиналиальных областей. — В кн.: Тектоника. (Международ. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклиналиальный процесс. — Докл. АН СССР, 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. 1971.

- Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. 1972. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиналильного процесса. — Сов. геология, № 12.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1973а. Геотектоническая природа офиолитовых ассоциаций Урала. — В кн.: Тезисы докладов международного симпозиума "Офиолиты в земной коре". М., "Наука".
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1973б. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. — Геотектоника, № 3.
- Петров Н.Ф. 1970. К стратиграфии ордовикских отложений западного склона Южного и Среднего Урала. — Труды Ин-та геол. и геохим. Уф АН СССР, вып. 87, Свердловск.
- Петровский А.Д. 1962. Литология и условия образования тремадокских песчанников южной части Южного Урала. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 86. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала.
- Петровский А.Д. 1965. Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения Южного Урала и Северных Мугоджар. Автореф. канд. дис., Л.
- Петровский А.Д. 1970. Ордовикские отложения Сакмарской структурно-фациальной зоны Южного Урала и Северных Мугоджар. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 127. Мат-лы по литологии, стратиграфии и палеогеографии.
- Поспелов И.И., Руженцев С.В. 1972. К проблеме "офиолитового комплекса" центральной части Сакмарской зоны Урала. — Докл. АН СССР, 203, № 1.
- Пушаровский Ю.М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Труды ГИН АН СССР, вып. 28.
- Роджерс Дж. 1968. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. — Геотектоника, № 3.
- Руженцев В.Е. 1946. Основные фациальные зоны верхнего карбона на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 53, № 8.
- Руженцев В.Е. 1948. Основные фациальные зоны сакмаро-артинского комплекса на Южном Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Руженцев С.В. 1968. Тектоническое развитие восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 192.
- Руженцев С.В. 1970. Некоторые особенности механизма формирования сорванных покровов. — Геотектоника, № 6.
- Руженцев С.В. 1971а. Геология южной части Сакмарской зоны Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Руженцев С.В. 1971б. Некоторые особенности тектонической структуры Косистекского района (Северные Мугоджары). — Докл. АН СССР, 196, № 1.
- Руженцев С.В. 1971в. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. — Труды ГИН АН СССР, вып. 223.
- Руженцев С.В. 1972а. Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала. — Докл. АН СССР, 207, № 5.
- Руженцев С.В. 1972б. Шарьяжи, их морфология и генезис. — В кн. Тектоника. (Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Руженцев С.В., Белов А.А. 1973. Некоторые методы палеотектонических реконструкций в сложноскладчатых областях. — Геотектоника, № 4.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. 1974. Среднепалеозойские олистостромы Сакмарской зоны Южного Урала. — Литология и полезные ископаемые, № 1.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. 1961. Материалы к палеогеографии Урала. — Очерк 3. Фаменский век. — Труды Горногеол. ин-та Уф АН СССР, вып. 60.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л. 1971. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 204, № 6.
- Соболев И.Д. 1968. Основные черты глубинного строения Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Фридерикс Г.Н. 1927. Вопросы тектоники Урала. — Вестн. Геол. ком., № 4.
- Хабаков А.В. 1935. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. — Зап. Русск. мин. об-ва, вып. 1.
- Хворова И.В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. — Труды ГИН АН СССР, вып. 37.
- Херасков Н.П., Милановский Е.Е. 1953. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. — В кн.: Памяти проф. А.Н. Мазаровича. М., изд. МОИП.
- Хрычев Б.А., Лысенков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П. 1968. Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов Б.И. 1965. Морфология и условия образо-

- вания голоморфной складчатости на примере Зилаирского синеклиория Южного Урала. М., "Наука".
- Яншин А.Л. 1932. Тектоника Каргалинских гор. — Бюл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 2.
- Ярош А.Я. 1968. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Balk R. 1953. Structure of graywack areas and Taconic Range, east of Troy, New York. — Bull. Geol. Soc. America, 64, N 7.
- Ballard R.D., Uchupi E. 1972. Carboniferous and triassic rifting: preliminary outline of the tectonic history the gulf of Main. — Bull. Geol. Soc. America, 83, N 8.
- Belt E.C. 1968. Post-Acadian rifts and related facies, Eastern Canada. — In: Studies of Appalachian geology: northern and maritime. N.Y. Interscience.
- Bird J.M. 1969. Middle ordovician gravity sliding, Taconic Range. — Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 12.
- Bird J.M., Dewey J.F. 1970. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen. — Bull. Geol. Soc. America, 81, N 4.
- Bloomer R.O. 1951. A folded overthrust and its effect upon stream development in Central Virginia. — Amer. J. Sci., 249, N 9.
- Bloomer R.O., Werner H.J. 1955. Geology of the Blue Ridge region in Central Virginia. — Bull. Geol. Soc. America, 66, N 5.
- Booth V.H. 1950. Stratigraphy and structure of the Oak Hill Succession in Vermont. — Bull. Geol. Soc. America, 61, N 10.
- Bucher W.H. 1957. "Taconic" klippe: a stratigraphic-structural problem. — Bull. Geol. Soc. America, 68, N 6.
- Burchfiel B.C., Livingston J.L. 1967. Brevard zone compared to alpine root zones. — Amer. J. Sci., 265, N 4.
- Butts Ch. 1927. Fensters in the Cumberland overthrusts block of Southwest Virginia. — Bull. Virginia Geol. Surv., 28.
- Butts Ch. 1933. Geologic map of the Appalachian valley of Virginia with explanatory text. — Bull. Virginia Geol. Surv., 42.
- Butts Ch. 1940. Geology of the Appalachian valley in Virginia, pt 1. — Bull. Virginia Geol. Surv., 52.
- Cady W.M. 1945. Stratigraphy and structure of West-Central Vermont. — Bull. Geol. Soc. America, 56, N 5.
- Cady W.M. 1960. Stratigraphic and geotectonic relationships in Northern Vermont and Southern Quebec. — Bull. Geol. Soc. America, 71, N 5.
- Cady W.M. 1968. Tectonic setting and mechanism of Taconic slide. — Amer. J. Sci., 266, N 7.
- Campbell M.R., Holden R.J. 1925. Geologic structure. On the valley coal field of Virginia. — Bull. Virginia Geol. Surv., 25, N 1.
- Clark T.H. 1933. Structure and stratigraphy of Southern Quebec. — Bull. Geol. Soc. America, 45, N 1.
- Coleman R.G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. — Geophys. Res., 76, N 10.
- Cooper J.R. 1936. Geology of the southern half on the Bay of Islands igneous complex. — Bull. Geol. Surv. Newfoundland, N 34.
- Cooper J.R. 1937. Geology and mineral deposits of the Hare Bay area. — Bull. Geol. Surv Newfoundland, N 2.
- Craddock J.C. 1957. Stratigraphy and structure of the Kinderhook quadrangle New York and the "Taconic" klippe. — Bull. Geol. Soc. America, 68, N 6.
- Cumming L.M. 1967. Platform and klippe tectonics of Western Newfoundland; a review. — Roy. Soc. Canada Spec. Publ., N 10.
- Cushing H.P., Ruedemann R. 1914. Geology of Saratoga Springs and vicinity. — Bull. N.Y. State Museum, 162.
- Dercourt J. 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques. — Bull. Soc. géol. France, 7 sér., 12, N 2.
- Dewey J.F., Bird J.M. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolite in Newfoundland. — J. Geophys. Res., 76, N 14.
- Goldring W. 1943. Geology of Coxackie quadrangle. New York. — Bull. N.Y. State Museum, 332.
- Gwinn V.E. 1964. Thin-skin tectonics in the plateau and northwestern Valley and Range province of the Central Appalachians. — Bull. Geol. Soc. America, 75, N 9.
- Hadley J.B. 1964. Correlation of isotopic ages, crustal heating and sedimentation in the Appalachian region. Tectonics of the Southern Appalachian. — Virginia Polytechn. Inst. Dept Geol. Sci., Mem. 1.
- Hadley J.B., Goldsmith R. 1963. Geology of the Eastern Great Smoky mountains, North Carolina nad Tennessee. — US Geol. Surv. Profess. Paper, N 349-B.
- Hawkes H.E. 1941. Roots of the Taconic fault in West-central Vermont. — Bull. Geol. Soc. America, 52, N 5.
- Helwig J. 1969. Redefinition of Exploits group, Lower Paleozoic, Northeast Newfoundland. — Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 12.
- Hewitt P.C. 1961. The geology of the Equinox quadrangle and vicinity, Vermont. — Bull. Vermont Geol. Surv., 18.

- Horn G.S. 1970. Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog belt of Northeastern Newfoundland. - *Bull. Geol. Soc. America*, **81**, N.6.
- Horn G.S., Helwig J. 1969. Ordovician stratigraphy of Notre Dame Bay, Newfoundland. - *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **12**.
- Hutcher R.D. 1972. Development model for the Southern Appalachians. - *Bull. Geol. Soc. America*, **83**, N9.
- Jonas A.J. 1932. Structure of metamorphic belt of the Southern Appalachians. - *Amer. J. Sci.*, **230**, N 2.
- Jonas A.J., Stose G.W. 1939. Age relations of the pre-Cambrian rocks in the Catoctin Mountain-Blue Ridge and Mount Rogers anticlinoria in Virginia. - *Amer. J. Sci.*, **237**, N 3.
- Johnston H. 1941. Paleozoic lowlands of Western Newfoundland. - *Trans. N.Y. Acad. Sci.*, ser. 2, **3**, N 1.
- Kay M. 1942. Development of the northern Allegheny synclinorium and adjoining regions. - *Bull. Geol. Soc. America*, **53**, N 11.
- Kay M. 1954. Paleogeographic and palinspastic maps. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **29**, N 4.
- Kay M. 1966. Comparison of the Lower Paleozoic volcanic and nonvolcanic geosynclinal belts in Nevada and Newfoundland. - *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **14**, N 4.
- Kay M. 1969. Thrust sheets and gravity slides of Western Newfoundland. - *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **12**.
- Keith A. 1932. Stratigraphy and structure of Northwestern Vermont - *J. Wash. Acad. Sci.*, **22**, N 2.
- Kennedy M.J. 1971. Structure and stratigraphy of the Fleur de Lys supergroup in the Fleur de Lys area, Burlington Peninsula, Newfoundland. - *Proc. Geol. Assoc. Canada*, **24**, N 1.
- Kennedy M.J., Phillips W.E.A. 1971. Ultramafic rocks of Burlington Peninsula, Newfoundland. - *Proc. Geol. Assoc. Canada*, **24**, N 1.
- Kindle C.H., Whittington H.B. 1958. Stratigraphy of the Cow Head region, Western Newfoundland. - *Bull. Geol. Soc. America*, **69**, N 2.
- King P.B. 1950a. Geology of the Elkton area Virginia. - *US Dept Interiors Geol. Surv. Profess. Paper*, N 230.
- King P.B. 1950b. Tectonic framework of southeastern United States. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **34**, N 4.
- King P.B. 1964a. Further thoughts on tectonic framework of the southeastern United States. - *Virginia Polytechn. Inst. Dept Geol. Sci.*, Mem. 1.
- King P.B. 1964b. Geology of the central Great Smoky Mountains, Tennessee. - *US Geol. Surv. Profess. Paper*, N 349-C.
- King P.B., Ferguson H.W. 1960. Geology of Northeasternmost Tennessee. - *US Dept Interiors Geol. Surv. Profess. Paper*, N 311.
- Logan W. 1863. *Geology of Canada*. Montreal.
- Mac Fadyan A., Hewitt P.C. 1961. A clarification of the Mac Fadyan-Hewitt position on the Taconics. - *Amer. J. Sci.*, **261**, N 9.
- Milici R.C. 1963. Low-angle overthrust faulting, as illustrated by the Cumberland plateau-Sequatchil valley fault system. - *Amer. J. Sci.*, **261**, N 9.
- Neale E.R.W. 1972. A cross section through the Appalachian orogen in Newfoundland. - *XXIV Internat. Geol. Congr., Excursion A62-C62*. Montreal.
- Neuman R.B. 1951. The Great Smoky fault. - *Amer. J. Sci.*, **249**, N 4.
- Osberg P.H. 1969. Lower Paleozoic stratigraphy and structural geology, Green Mountain-Sutton Mountain anticlinorium, Vermont and Southern Quebec. - *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **12**.
- Perry W.J. 1967. Geology of Ray Spoungle well, Pendleton County, West Virginia. - *Amer. J. Sci.*, **265**, N 5.
- Poole W.H., Rodgers J. 1972. Appalachian geotectonic elements of the Atlantic provinces and Southern Quebec. - *XXIV Internat. Geol. Congr., Excursion A63-C63*. Montreal.
- Potter D.B. 1963. Stratigraphy and structure of the Hoosick Falls area. - *Stratigraphy, structure, sedimentation and paleontology of the southern Taconic region, Eastern New York*. - In: *Geological Society America. Guidebook, field trip 3*. Albany.
- Prindle L.M., Knopf E.B. 1932. Geology of the Taconic quadrangle. - *Amer. J. Sci.*, **24**, N 2.
- Ratcliffe N.M. 1965. Bedrock geology of the Great Barrington area, Massachusetts. *Pittsburg, Pennsylvania State Univ.*
- Reed J.C., Bryant B. 1964. Evidence for strike-slip faulting along the Brevard zone in North Carolina. - *Bull. Geol. Soc. America*, **75**, N 12.
- Rich J.L. 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland Mountain thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **18**, N 12.
- Rodgers J. 1950. Mechanics of Appalachian folding as illustrated by Sequatchie anticline, Tennessee and Alabama. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, **34**, N 4.
- Rodgers J. 1953. The folds and faults of the Appalachian Valley and Ridge province. - *Kentucky Geol. Surv. Spec. Publ.*, N 50.

- Rodgers J. 1963. Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and West Virginia. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 47, N 8.
- Rodgers J. 1964. Basement and no-basement hypotheses in the Jura and Appalachian Valley and Ridge. — *Virginia Polytechn. Inst. Dept Geol. Sci., Mem.* 1.
- Rodgers J., Neale E.R.W. 1963. Possible "Taconic" klippen in Western Newfoundland. — *Amer. J. Sci.*, 261, N 8.
- Ruedemann R. 1909. Types of inliers observed in New York. — *Bull. N.Y. State Museum*, 133, N 1.
- Shaw A.B. 1958. Stratigraphy and structure of the St-Albans area. — *Bull. Geol. Soc. America*, 69, N 5.
- Smith C. H. 1958. Bay of Island igneous complex Western Newfoundland, Ottawa.
- Smith W.R. 1971. Stratigraphy and structure of part of Hare Bay allochthon, Newfoundland.— *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 24, N 1.
- St-Julien P. 1972. Appalachia tectonics in the eastern township of Quebec. — XXIV *Internat. Geol. Congr., Excursion B-21*, Montreal.
- St-Julien P., Hubert C., Skidmore B. 1972. Appalachian stratigraphy and structure in the province of Quebec. — XXIV *Internat. Geol. Congr., Excursion A56-C56*. Montreal.
- Stearnse R.G. 1955. Low-angle overthrusting in Central Cumberland plateau, Tennessee. — *Bull. Geol. Soc. America*, 66, N 6.
- Stevens R.K. 1970. Cambro-ordovician flysch sedimentation and tectonics in West Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic ocean. — *Geol. Assoc. Canad. Spec. Paper*, N 7.
- Tuke M.F. 1968. Autochthonous and allochthonous rocks in the Pistolet Bay area in northernmost Newfoundland. — *Canad. J. Earth Sci.*, 5, N 3.
- Tuke M.F., Baird D.M. 1967. Klippen in Northern Newfoundland. — *Roy. Soc. Canada Spec. Publ.*, 10.
- Upadhyay H., Dewey J.F., Neale E.R.W. 1971. The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland. — *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 24, N 1.
- Whittington H.B., Kindle C.H. 1969. Cambrian and ordovician stratigraphy of Western Newfoundland. — *Mem. Assoc. Amer. Petrol. Geologists*, 12.
- Williams H. 1964. The Appalachians in Northeastern Newfoundland — a two-sided symmetrical system.— *Amer. J. Sci.*, 262, N 10.
- Williams H. 1969. Pre-Carboniferous development of Newfoundland Appalachian. — *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 12.
- Williams H. 1971. Mafic-ultramafic complexes in Western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation: a review and interim report. — *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 24, N 1.
- Williams H., Kennedy M.J., Neale E.R.W. 1972. The Appalachian structural province St-Jone. — *Dept Geol., Mem. Univ. Newfoundland*.
- Wilson C.R. 1935. The Great Smoky Thrust fault in the vicinity of Tuckaleeche, Wear and Cades Coves, Blount and Sevier countries, Tennessee. — *Tenn. Acad. Sci. Geol. J.*, 2, N 3.
- Wilson C.W., Stearnse R.G. 1958. Structures of the Cumberland plateau, Tennessee.— *Bull. Geol. Soc. America*, 69, N 10.
- Woodward H.P. 1957. Chronology of Appalachian folding. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 41, N 7.
- Zen E-an. 1961. Stratigraphy and structure at the north end of the Taconic range in West-Central Vermont. — *Bull. Geol. Soc. America*, 72, N 2.
- Zen E-an. 1967. Time and space relationship of the Taconic allochthon and autochthon. — *US Geol. Surv. Spec. Paper*, N 97.
- Zen E-an. 1972. Some revision in the interpretation of the Taconic allochthon on West-Central Vermont. — *Bull. Geol. Soc. America*, 83, N 9.
- Zen E-an, White W.S., Hadley J.B., Thompson J.B. 1969. *Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime*. N.Y., Wiley-Interscience.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> . . . . .	3
<b>Глава первая</b>	
<b>ТЕКТОНИКА САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА</b> . . . . .	4
История развития взглядов на тектонику западного склона Южного Урала . . . . .	5
Стратиграфия и типовые разрезы палеозойских отложений Сакмарской зоны . . . . .	9
К проблеме фундамента вулканогенно-осадочной серии Урала . . . . .	-
Кембрий и ордовик . . . . .	10
Силур . . . . .	20
Девон . . . . .	30
Тектоническая структура Сакмарской зоны Южного Урала . . . . .	33
Косистекский район . . . . .	-
Медесский район . . . . .	46
Чебаклинский район . . . . .	54
Кувандык-Медногорский район . . . . .	61
Абишевский район . . . . .	68
Фашиальные и палеотектонические реконструкции . . . . .	71
Общая характеристика структуры Сакмарской зоны . . . . .	84
<b>Глава вторая</b>	
<b>ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА, МЕХАНИЗМ И ВРЕМЯ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ</b> . . . . .	92
Бельская впадина . . . . .	-
Зона переловых складок Урала . . . . .	93
Зилаирский синклиниорий . . . . .	97
К проблеме структурного соотношения Зилаирского синклинория и Сакмарской зоны . . . . .	99
Механизм образования структуры западного склона Южного Урала . . . . .	102
Время и последовательность формирования тектонических структур западного склона Южного Урала . . . . .	107
<b>Глава третья</b>	
<b>АЛЛОХТОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРМОНТА, КВЕБЕКА И НЬЮФАУНДЛЕНДА (СЕВЕРНЫЕ АППАЛАЧИ)</b> . . . . .	113
Зона чешуй бассейна озера Шамплейн и "Таковский клиш" . . . . .	115
Квебекский антиклинорий . . . . .	122
Зона Большого Северного полуострова (Ньюфаундленд) . . . . .	125
<b>Глава четвертая</b>	
<b>ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ЮЖНЫХ АППАЛАЧ</b> . . . . .	129
Аппалачское плато . . . . .	-
Провинция Долин и Хребтов . . . . .	131
Антиклинорий Голубого хребта . . . . .	134
<b>Глава пятая</b>	
<b>ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ АППАЛАЧ</b> . . . . .	140

<b>Глава шестая</b>	
<b>СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И АППАЛАЧ . . . . .</b>	<b>146</b>
Структура . . . . .	-
Тектоническое развитие . . . . .	150
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.</b>	
<b>Краевые офиолитовые аллохтоны, их тектоническая природа и структурное положение . . . . .</b>	<b>158</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА . . . . .</b>	<b>162</b>

/

## CONTENTS

INTRODUCTION . . . . .	3
Chapter first	
TECTONICS OF SAKMARA ZONE OF THE URALS . . . . .	4
The history of the main views on the tectonic of the South Ural's west slope . . . . .	5
Stratigraphy and reference sections of Paleozoic deposits of Sakmara zone . . . . .	9
On the problem of the basement of the volcanic-sedimentary series in the Urals . . . . .	-
Cambrian and Ordovician . . . . .	10
Silurian . . . . .	20
Devonian . . . . .	30
Tectonic structure of Sakmara zone in South Urals . . . . .	33
Kosistek area . . . . .	-
Medess area . . . . .	46
Chebakla area . . . . .	54
Kuvandyk-Mednogorsk area . . . . .	61
Abishev area . . . . .	68
Facial and paleotectonic reconstructions . . . . .	71
General structural peculiarities of Sakmara zone . . . . .	84
Chapter second	
TECTONIC STRUCTURE OF THE WESTERN SLOPE OF THE SOUTH URALS, : MECHANISM AND TIME OF ITS FORMATION . . . . .	92
Belsk depression . . . . .	-
Fore-folds zone of the Urals . . . . .	93
Zilair synclinorium . . . . .	97
On the structural relationships between Zilair synclinorium and Sakmara zone . . . . .	99
Mechanism of formation structure of the western slope of the South Urals . . . . .	102
Time and succession of tectonic structures formation of the western slope in the South Urals. . . . .	107
Chapter third	
ALLOCHTHONOUS COMPLEXES IN VERMONT, QUEBEC AND NEWFOUNDLAND (THE NORTHERN APPALACHIANS) . . . . .	113
Schuppen zone in the basin of Champlain Lake and "Takonian klipp" . . . . .	115
Quebec anticlinorium . . . . .	122
Great Northern Peninsula zone (Newfoundland) . . . . .	125
Chapter fourth	
TECTONIC STRUCTURE IN THE CENTRAL AND SOUTHERN APPALACHIANS . . . . .	129
Appalachian plato . . . . .	-
Valleys and Ridges province . . . . .	131
Blue Ridge anticlinorium . . . . .	134
Chapter fifth	
GENERAL PECULIARITIES OF THE TECTONIC STRUCTURE OF THE APPALACHIANS . . . . .	140

**Chapter sixth**

**COMPARATIVE CHARACTERISTICS OF THE SOUTH URALS AND THE  
APPALACHIANS TECTONIC STRUCTURES .....**

**Structure .....**

**Tectonic development .....**

**CONCLUSIONS**

**MARGINAL OPHIOLITHIC ALLOCHTHONES, THEIR TECTONIC FEATURES AND  
STRUCTURAL POSITION .....**

**REFERENCES .....**

## CONTENTS

INTRODUCTION . . . . .	3
<b>Chapter first</b>	
TECTONICS OF SAKMARA ZONE OF THE URALS . . . . .	4
The history of the main views on the tectonic of the South Ural's west slope . . . . .	5
Stratigraphy and reference sections of Paleozoic deposits of Sakmara zone . . . . .	9
On the problem of the basement of the volcanic-sedimentary series in the Urals... . . . .	-
Cambrian and Ordovician . . . . .	10
Silurian . . . . .	20
Devonian . . . . .	30
Tectonic structure of Sakmara zone in South Urals . . . . .	33
Kosistek area . . . . .	-
Medess area . . . . .	46
Chebakla area . . . . .	54
Kuvandyk-Mednogorsk area . . . . .	61
Abishev area . . . . .	68
Facial and paleotectonic reconstructions . . . . .	71
General structural peculiarities of Sakmara zone . . . . .	84
 <b>Chapter second</b>	
TECTONIC STRUCTURE OF THE WESTERN SLOPE OF THE SOUTH URALS, : MECHANISM AND TIME OF ITS FORMATION . . . . .	92
Belsk depression . . . . .	-
Fore-folds zone of the Urals . . . . .	93
Zilair synclinorium . . . . .	97
On the structural relationships between Zilair synclinorium and Sakmara zone . . . . .	99
Mechanism of formation structure of the western slope of the South Urals . . . . .	102
Time and succession of tectonic structures formation of the western slope in the South Urals. . . . .	107
 <b>Chapter third</b>	
ALLOCHTHONOUS COMPLEXES IN VERMONT, QUEBEC AND NEWFOUNDLAND (THE NORTHERN APPALACHIANS) . . . . .	113
Schuppen zone in the basin of Champlain Lake and "Taconian klipp" . . . . .	115
Quebec anticlinorium . . . . .	122
Great Northern Peninsula zone (Newfoundland) . . . . .	125
 <b>Chapter fourth</b>	
TECTONIC STRUCTURE IN THE CENTRAL AND SOUTHERN APPALACHIANS . . . . .	129
Appalachian plato . . . . .	-
Valleys and Ridges province . . . . .	131
Blue Ridge anticlinarium . . . . .	134
 <b>Chapter fifth</b>	
GENERAL PECULIARITIES OF THE TECTONIC STRUCTURE OF THE APPALACHIANS . . . . .	140

**Chapter sixth**

<b>COMPARATIVE CHARACTERISTICS OF THE SOUTH URALS AND THE APPALACHIANS TECTONIC STRUCTURES</b> .....	<b>146</b>
Structure .....	146
Tectonic development .....	150
<b>CONCLUSIONS</b>	
<b>MARGINAL OPHIOLITHIC ALLOCHTHONES, THEIR TECTONIC FEATURES AND STRUCTURAL POSITION</b> .....	<b>158</b>
<b>REFERENCES</b> .....	<b>162</b>

**Сергей Васильевич РУЖЕНЦЕВ**  
**КРАЕВЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛЮХТОНЫ**  
(ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА  
И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ)

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
геологическим институтом

Редактор издательства И.М. Ерофеева  
Художественный редактор В.А. Чернецов  
Технический редактор Г.В. Лазарева

Подписано к печати 26/III-76 г. Т-02778  
Усл.печ.л. 15,1. Уч.-изд.л. 16,2  
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 924  
Цена 1 р. 62 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,  
Москва, К-62, Подосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 62 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»