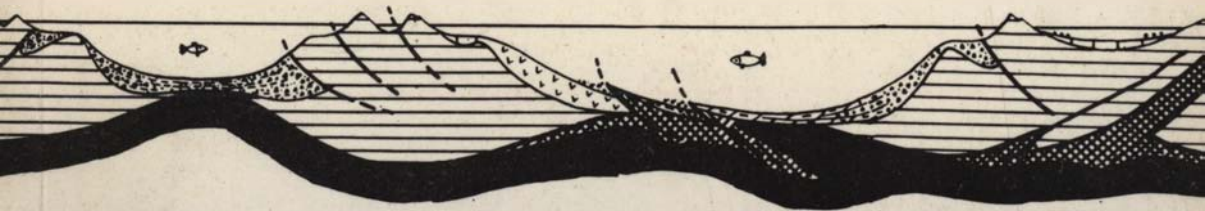


Академия наук СССР

М. Г. ЛЕОНОВ

Олистостромы в структуре складчатых областей



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М.Г. ЛЕОНОВ

Олистостромы в структуре складчатых областей

Труды, вып. 344



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1981

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

M.G. Leonov

OLISTOSTROMES IN THE STRUCTURE OF BOLDBELTS

Transaction, vol. 344

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981, (Труды ГИН, Вып. 344)

Олистостромы — хаотические комплексы пород, сложенные мощными свалами глыбового несортированного, хаотически нагроможденного материала. Они играют большую роль в строении складчатых областей и отражают важные закономерности развития земной коры. На основе анализа морфологии, структуры и характера пространственно-временного размещения олистостромов разработан ряд принципиальных вопросов геологии олистостромов: типизация олистостромов и генетическая сущность выделенных типов, общие проблемы генезиса, связь олистостромов с различными формационными группами пород, выделение олистостромов в ряду сходных хаотических комплексов (меланжей, тиллитов), пространственно-временная корреляция олистостромов и т.д.

Табл. 2. Ил. 75. Библиогр. 258 назв.

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. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

Academician *A.V. Peive*

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении многих районов мира принимают участие своеобразные комплексы пород, представленные толщами хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала, который слагает линзы, прослои и мощные (до 1 км и более) горизонты протяженностью во многие десятки и сотни километров. Эти образования привлекли внимание геологов еще в конце прошлого столетия, и оно не ослабело до настоящего времени. Хаотические комплексы были описаны многими авторами под различными наименованиями: меланж, дикий флиш, глыбовые брекчии, мегабрекчии, хаотические брекчии, горизонты с включениями, тиллитоподобные конгломераты, осадочные клиппы, олистостромы; причем природа их трактовалась далеко не однозначно.

В процессе изучения среди хаотических комплексов пород было выделено несколько разновидностей с различным генезисом. В настоящее время достаточно уверенно можно говорить по крайней мере о трех категориях этих образований: тектонических (меланжах), ледниковых (тиллитах) и осадочно-оползневых, которым итальянские геологи дали наименование "олистостромы" — "пласты-оползни". Однако правильно диагностировать и различать выделенные разновидности оказалось нелегко, а в ряде случаев практически и невозможно, что обусловлено не только их морфологическим сходством, но и, как ни парадоксально, некоторой их генетической общностью. Более того, в группу образований, которые исследователи относили к олистостромам, оказались включенными не только различные типы, но и ассоциации горных пород, отличные от олистостромов в собственном смысле слова. Это еще больше осложнило определение генетических категорий хаотических комплексов и их типизацию.

В геологии хаотических комплексов сделано многое, особенно в изучении тектонических и ледниковых образований, которым посвящены многочисленные исследования в ряде стран. Определенный итог их изучению подводят монографии советских ученых [Книппер, 1975; Лаврушин, 1976; Чумаков, 1978], дающие понимание сущности процессов, которые приводят к формированию тектонических меланжей и хаотических комплексов, связанных с действием ледников. Однако в противоположность этим двум категориям хаотических образований в изучении "осадочно-оползневых" толщ (олистостромов), несмотря на значительные успехи в этой области, существуют проблемы, остается много вопросов или остро дискуссионных, или попросту нерешенных.

Почему же в течение столь длительного времени не ослабевает интерес ученых к олистостромам и сходным с ними образованиям? Причин тому несколько.

1. Олистостромы чрезвычайно широко распространены в пределах практически всех складчатых областей мира и на разных стратиграфических уровнях от докембрия до наших дней; они известны среди морских и континентальных осадков, в толщах тонкозернистых и грубообломочных пород, ассоциируются с различными формационными группами отложений — флишем, молассой, породами офиолитовой ассоциации и т.д. Объемы, занимаемые олистостромами, достигают многих десятков и сотен кубических километров, т.е. олистостромы — явление грандиозное по масштабам, а следовательно, оно, как и другие крупномасштабные явления, должно отражать определенные, достаточно существенные закономерности развития земной коры.

2. Практически с первых опытов изучения олистостромов возникли расхождения во мнениях об их генезисе: одни исследователи связывали их формирование с развитием оползневых процессов, другие — с тектоническим фактором, в частности с разрушением фронтальных частейдвигающихся тектонических покровов. Неясность происхождения, естественно, вновь и вновь заставляла возвращаться к изучению олистостромов.

3. Интерес к исследуемому нами объекту резко возрос после выявления генетических связей олистостромов с тектоническими движениями. Это позволило устанавливать определенные тектонические формы не только структурными методами, но и на основе анализа строения геологического разреза, что дает в руки геологам совершенно новую методику исследований.

4. Приуроченность олистостромов к этапам интенсивных тектонических движений позволяет проводить корреляцию этих движений на обширных пространствах и удаленных один от другого регионах. Наука же на современном уровне настоятельно требует познания пространственных и временных закономерностей проявления различных геологических процессов не только в пределах отдельных регионов, но и на значительных пространствах земного шара и Земли в целом. Олистостромы — один из таких наиболее благоприятных объектов для проведения межрегиональной корреляции для установления времени, длительности и смысла тектонических движений в разобъединенных территориально районах, так как они широко распространены, могут быть легко диагностируемы, а определенные типы их четко ограничены в пространстве и времени и генетически связаны с интенсивными тектоническими движениями. И, наконец, главное: олистостромовые образования залегают в разрезе нормально-осадочных отложений, содержащих остатки ископаемой фауны и часто сами содержат их, что дает возможность определять время и длительность тектонических движений палеонтологическими методами.

5. Понимание природы, строения и роли хаотических толщ способствует правильному толкованию структуры того или иного региона, установлению стратиграфической последовательности напластования пород, позволяет проводить достоверные палеотектонические реконструкции, а следовательно, и более обоснованно подходить к прогнозированию и поискам месторождений полезных ископаемых.

Наиболее существенные проблемы геологии олистостромов, которые нуждаются в разработке, — типизация олистостромов и сходных с ними образований, выделение разновидностей и понимание их генетической сущности, общие проблемы генезиса, связь олистостромов с различными формационными группами пород, выделение олистостромов в ряду сходных хаотических комплексов типа меланжей, тиллитов и пр.

Перечисленные вопросы, несмотря на возрастающий поток публикаций, все еще далеки от решения, так как вплоть до настоящего времени олистостромы, в отличие от меланжей и тиллитов, не стали предметом специального направленного изучения и монографического описания.

С течением времени утратил четкость и сам термин "олистостром", и к олистостромам сейчас причисляют достаточно разнородные образования, часто имеющие мало общего с теми, которые собственно и были выделены под этим наименованием. Путаница в понимании термина и разногласия по поводу значения хаотических комплексов этого типа усугубляются еще и тем, что олистостромы распространены чрезвычайно широко, почти каждый исследователь, работающий в складчатой области, видел их в поле, имеет то или иное мнение об их строении и происхождении и, основываясь на конкретном материале по своему району, пытается распространить сформированные там представления и на другие сходные образования. Сказанное отнюдь не означает, что исследования велись недостаточно квалифицированными геологами, но опыт изучения олистостромов показал, что понять многие черты их строения, генезис и значение в процессе формирования структуры земной коры на основе только узко регионального материала трудно. Необходимо их сравнительное изучение в различных регионах, структурах и складчатых областях.

Таким образом, представляется очевидным, что разработка проблем типизации, генезиса и пространственно-временных закономерностей распространения олистостромов необходима, так как позволит разрешить ряд фундаментальных проблем современной геологии.

Исследование выполнено в рамках тематики Лаборатории глубинных разломов земной коры Геологического института АН СССР и Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран "Геосинклинальный процесс и становление земной коры". Оно представляет собой попытку на основе личного опыта изучения олистостромовых образований различных регионов Альпийской складчатой области (Кавказ, Карпаты, Памир, Балканы) и палеозойд Евразии (Тянь-Шань, Гарц) обобщить материалы по олистостромам различных складчатых областей, что дает возможность понять суть наблюдаемых явлений и их значение в развитии геосинклинальных областей прошлого.

Я признателен всем, кто способствовал написанию этой работы, и прежде всего академику А.В.Пейве, сотрудникам Геологического института А.Л.Книпперу, А.В.Лукьянову, С.Д.Соколову, И.Г.Щерба, с которыми неоднократно обсуждались различные аспекты рассматриваемой в работе проблемы, а также моим зарубежным коллегам М.Швабу, Г.Пейху, Р.Маршалко, К.Биркенмайеру, А.Токарскому, М.Бляху, М.Лупу и др., которые были гидами во время геологических экскурсий по местам развития олистостромов.

В геологическом строении многих районов мира принимают участие своеобразные комплексы пород, представленные толщами хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала, который слагает линзы, прослои и мощные горизонты, протяженностью во многие десятки и сотни километров. Эти образования привлекли внимание геологов еще в конце прошлого столетия, и оно не ослабело до настоящего времени. Комплексы пород хаотического строения были описаны многими авторами под различными наименованиями: меланж, дикий флиш, мегабрекчии, глыбовые брекчии, тиллиты и тиллитоподобные конгломераты, олиостромы и другие, причем природа их трактовалась далеко не однозначно.

Само название — хаотические комплексы — определяет главную особенность этой ассоциации горных пород — хаотичность внутреннего строения, выраженную в разнородности слагающих элементов и незакономерном их сочетании, а также в отсутствии слоистости, внутренней стратификации и упорядоченности строения, столь характерных для осадочных, вулканогенных и хемогенных отложений. Хаотические комплексы слагают четко ограниченные в пространстве геологические тела разных размеров (от первых метров до десятков и сотен километров по длинной оси) при мощности от десятков метров до 1 км и более. Форма их обычно линзообразная, но во многих случаях они образуют покровы, занимающие значительные площади. Покровы могут иметь тектоническую или седиментационную природу.

Наиболее существенными чертами строения хаотических комплексов пород являются:

- гетерогенность (ассоциация с иными типами отложений, наличие двух разнородных составляющих — матрикса и включений) ;
- хаотичность внутреннего строения (отсутствие осадочных структур и текстур, слоистости и стратификации, незакономерное размещение включений, непостоянство соотношений объемов матрикса и обломков) ;
- значительные массы грубокластического материала всех размеров и форм ;
- неокатанность обломков, глыб и блоков ;
- перемешанные между собой породы различных генетических типов (осадочных, магматических, метаморфических, хемогенных) .

Все указанные признаки или определенная их совокупность позволяют легко выявлять хаотические комплексы пород среди других типов геологических образований, а это оправдывает их выделение в самостоятельную категорию и применение к ним термина "микстит" — "смесь", который использовали применительно к подобным комплексам пород уже многие геологи [Руженцев, Хворова, 1973; Соколов, 1977; Чумаков, 1978; Schermerchorn, 1966]. Термин "микстит" — чисто описательный, отражает основные черты строения несортированных глыбовых образований, прост и звучен. Этот термин предпочтительнее других еще и потому, что не несет, как многие другие, ясно выраженной генетической нагрузки. Термин "меланж" изначально имел генетический смысл [Greenly, 1919], затем, после работ Ганссера [Gansser, 1959], главным его содержанием стала морфология отложений, а генетическая интерпретация претерпела изменения — генезис хаотических толщ изученного А. Ганссером анкарского меланжа стал трактоваться как обвальное-оползневое (олиостромовое). В настоящее время большинство геологов придерживается мнения, что термин "меланж" нужно сохранить за тектоническими хаотическими комплексами. Мне это кажется достаточно обоснованным. Термин "олиостром" — генетический. Он не может быть применен ко всем хаотическим комплексам, потому что отражает только явление оползания, не учитывая весь комплекс процессов, приводящих к образованию несортированных глыбовых толщ. Тем более он не может быть применен к тектоническим и ледниковым образованиям.

Термин "микстит" удобен и тем, что позволяет выделять среди хаотических образований и морфологические (глинисто-валунный микстит, песчано-брекчиевый микстит), и генетические (тектонический микстит, ледниковый микстит) типы, как это сделано уже некоторыми исследователями [Руженцев, Хворова, 1973; Соколов, 1977]. Многие другие термины, предлагавшиеся для хаотических комплексов, или сложны и неблагозвучны, или не соответствуют по смыслу изучаемому объекту, или были употреблены для обозначения совершенно разнородных образований и потеряли конкретность. Поэтому они не нашли широкого признания среди исследователей и исчезают из геологического языка.

Таким образом, для обозначения всех разновидностей хаотических комплексов наиболее удобно и рационально применение термина "микстит", содержание которого, несколько видоизменяя и уточняя формулировки применявших этот термин Н.М.Чумакова и Л. Шермерхорна, можно определить следующим образом: *микситы — грубо-кластические комплексы пород любого литолого-петрографического состава и генезиса, состоящие из обломков любых размеров и формы, незакономерно рассеянных в более тонкозернистой, чем обломки, основной массе (матрикс), несортированные и нестратифицированные.*

Наиболее существенные проблемы геологии микститов олистостромового типа, которые нуждаются в разработке, следующие: типизация олистостромов и сходных с ними образований, выделение разновидностей и понимание их генетической сущности, общие проблемы генезиса, связь олистостромов с другими формационными группами пород, выделение олистостромов в ряду сходных хаотических комплексов типа меланжей, тиллитов и пр.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

СТРОЕНИЕ ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОЛИСТОСТРОМОВОГО ТИПА

Разновидности микститов, которые известны в геологической литературе под наименованием "олистостромы", встречаются по всему разрезу осадочной оболочки земной коры и известны практически во всех складчатых областях земного шара. Изучение олистостромовых комплексов Альпийской области и палеозойских складчатых поясов Евразии, а также анализ литературного материала по строению олистостромов многих других районов мира приводят к выводу, что олистостромы различных регионов и разного возраста имеют много общего. Все они, несмотря на то что каждый олистостром обладает набором индивидуальных морфологических признаков, имеют ряд черт, которые роднят их между собой и позволяют выделить олистостромы среди других разновидностей геологических образований.

Учитывая такую общность олистостромов и то, что описание конкретных примеров неизбежно страдало бы многочисленными повторениями, представляется рациональным провести описание морфологии олистостромов в целом, обобщая фактический материал, а данные региональной геологии использовать только для подтверждения того или иного высказываемого положения, тем более, что в главах, посвященных генетической интерпретации олистостромовых комплексов и выявлению закономерностей их пространственно-временного распределения, дан достаточно подробный материал по строению олистостромов многих районов Альпийской и палеозойских складчатых областей.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Олистостромы представляют чрезвычайно гетероморфные образования. Гетероморфность выражена прежде всего в сложном внутреннем строении олистостромовых тел и в их перемежаемости с разнообразными, отличными от олистостромов ассоциациями горных пород.

В наиболее общем случае в олистостромовых комплексах могут быть выделены три составные части: вмещающие отложения, основная масса (матрикс), включения (олистолиты). Две последние составляющие формируют собственно тело олистострома.

Собственно олистостромы — это четко ограниченные в пространстве геологические тела (линзы, прослои, горизонты), сложенные комплексом отложений, главная отличительная особенность которых — мощные свалы хаотически нагроможденного глыбового материала, заключенного в тонкозернистую основную массу, сложенную в боль-

шинстве случаев пелитовым веществом с той или иной примесью алевритового, песчаного и (или) карбонатного материала. Включения представляют собой обломки, глыбы, блоки и пластины разнообразных пород, обычно более компетентных и более древних, чем вмещающие отложения. Размер олистолитов варьирует от сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике, иногда встречаются пластины до многих километров в длину. Соотношение обломков и основной массы непостоянно. Стратификация и слоистость внутри олистостромовых тел обычно отсутствуют; также отсутствует, как правило, и окатанность обломков. Мощность олистостромовых тел различна и может достигать десятков и сотен метров; мощность же олистостромовых толщ составляет примерно 1 км и более, а их протяженность — десятки и сотни километров. Кроме скоплений грубообломочного материала в виде горизонтов и линз, заключенных среди вмещающих отложений, встречаются и отдельные глыбы и пластины, обычно беспорядочно разбросанные в толще вмещающих пород и часто имеющие гигантские размеры.

Вмещающие отложения представлены морскими и континентальными тонкозернистыми и грубообломочными породами, принадлежащими различным формационным группам. Наиболее часто олистостромы ассоциируются с флишем, весьма распространены среди молассовых отложений и пород офиолитового комплекса, реже встречаются среди карбонатных отложений миогеосинклинального и эпиплатформенного типа.

Вмещающие отложения насыщены телами грубообломочных пород резко неравномерно. В одних случаях среди мощных толщ морских или континентальных осадков присутствуют единичные тела олистостромов, в других, напротив, мощные горизонты хаотических брекчий перемежаются с тонкими прослоями нормально-осадочных пород. Тела олистостромов часто наслаиваются друг на друга, увеличивая тем самым мощность хаотических накоплений. Но в целом и горизонты нормально-осадочных пород, содержащие олистостромы, и единичные скопления глыбового материала имеют свои, непохожие на соседствующие отложения внутреннее наполнение и структуру. В ряде мест олистостромовые горизонты залегают прямо на породах фундамента, значительно более древних, чем олистостромы, и не перекрыты молодыми осадками. Такие соотношения свойственны преимущественно современным аналогам олистостромовых образований. Древние олистостромы во многих районах непосредственно перекрыты тектоническими покровами, но все-таки чаще хаотические брекчии олистостромов залегают внутри разреза осадочных толщ.

Многим олистостромовым комплексам свойственна сложная тектоническая структура. Породы вмещающих отложений и основной массы расланцованы, прослои компетентных пород во вмещающих отложениях разорваны и будинированы, обломки развальцованы, поверхности их покрыты зеркалами скольжения. Вся толща в целом часто смята в складки, разбита многочисленными разрывами. Нередко олистостромовые толщи надвинуты тектонически на более молодые отложения иных структурно-фациальных зон и сами перекрыты тектоническими покровами и шарьяжами.

Олистостромовые толщи во многих складчатых зонах образуют пояса длиной во многие десятки и сотни километров, вытянутые по простиранию складчатой области.

Таким образом, предварительное краткое обобщение особенностей строения олистостромовых образований показывает, что они формируют протяженные и четко ограниченные в пространстве геологические тела, которые сложены специфическим комплексом грубокластических пород с хаотическим внутренним строением. Эти комплексы ассоциируются с различными формационными группами пород и отличаются от них набором черт внутреннего строения.

ВМЕЩАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Как уже упоминалось, отложения, вмещающие олистостромы, могут быть представлены разнообразными типами. Наиболее распространены хаотические комплексы среди флишевых отложений, и практически все флишевые накопления прошлого содержат олистостромы. Флиш представлен или мощными толщами осадков, накопившихся в обширных и длительно развивающихся бассейнах (флишевые зоны Альп, Карпат, Иранского Белуджистана, Кавказа, Урала, Тянь-Шаня), или отложениями прогибов, которые возникали локально и на сравнительно короткие промежутки времени (титон-берриасский флиш Болгарии, коньякская флишеидная толща Судет, верхнеэоценовый флиш Внутренних Карпат и т.д.).

Описывать строение флишевых отложений в деталях нет необходимости — это сделано в многочисленных работах [Вассоевич, 1948, 1951, 1960; Келлер, 1949; Хворова, 1958, 1960; Леонов, 1972б; Tercier, 1947; Sulkowski, 1957], отмечу только, что флиш представляет, как правило, тонкозернистые песчано-глинистые (реже карбонатные) породы с ритмичной градационной слоистостью, со следами течений и различными гиероглифами на нижней поверхности ритмов. В местах развития олистостромов обычно появляются грубые разновидности флиша с прослоями конгломератов, с микробрекчиями в основании ритмов. Микробрекчии в основании флишевых ритмов появляются даже в том случае, когда олистостромы включены в тонкозернистые, глинистые разности дистальных фаций. Нередко флиш представлен карбонатными разностями, как это наблюдается в содержащих олистостромы верхнемеловых отложениях Южного склона Большого Кавказа, верхнеэоценовом флише Швейцарских Альп, во многих флишевых толщах Динарид [Richter, 1973]. В некоторых случаях осадки, вмещающие олистостромы, имеют флишоидный облик с неярко выраженной градационной слоистостью. Среди карбонатных пород, которые содержат тела олистостромов, можно выделить три типа.

К первому типу относятся карбонатные толщи, имеющие все черты типичного флиша: градационную слоистость, гиероглифы на нижней поверхности ритмов, выдержанность состава и строения на больших территориях и т.п. Типичный пример таких образований — нижнемеловой флиш (тешинские слои) Польских Карпат. В карбонатном флише известняковая часть ритма (нижня!) сложена обломочками известняка или известняковым песчаником. Однако карбонатные пакки внутри флишевого разреза могут и не иметь типичных флишевых признаков. Для них характерно, в частности, отсутствие градационной слоистости. К такому типу относятся, например, содержащие олистостромы верхнемеловые (кампан-маастрихтские) отложения Южного склона Большого Кавказа или верхнеэоценовые мергели Ультрагельветской зоны Швейцарских Альп.

Ко второму типу можно отнести карбонатные отложения, представленные разнообразными мергельно-известняковыми и мергельно-глинистыми породами, формирование которых происходило в областях с эпиплатформенным или миогеосинклинальным режимом. Такие образования описаны, в частности, на территории Дагестана (Северо-Восточный Кавказ), где в толще верхнемеловых мергельно-известняковых отложений заключены тела глыбовых брекчий [Москвин, Семихатов, 1956].

Третий тип представлен пелитоморфными (тонкокристаллическими) тонко- и среднеслоистыми глубокоководными известняками обычно белого или розового цвета. Эти известняки чаще всего ассоциируются с кремнистыми осадками и принадлежат осадочной оболочке глубокоководных бассейнов с корой океанического типа. В современном срезе они являются частью пород офиолитовой ассоциации [Книппер, 1975].

Олистостромы часто пространственно связаны с выходами пород офиолитового комплекса. Такие олистостромы известны во многих районах мира (Альпийском поясе, Урале, Тянь-Шане, Аппалачах). Хаотические брекчии олистостромового типа залегают обычно в породах осадочной части разреза среди известняков, кремнистых пород или вулканогенно-осадочных горизонтов.

И все же олистостромы чаще всего связаны с толщами кластических отложений. Уже были упомянуты флишевые образования, но, кроме флиша, олистостромы встречаются и в ассоциации с другими типами терригенных пород. Особенно часто глыбовые брекчии появляются среди молассовых осадков. Молассовые отложения могут быть представлены грубыми (грубозернистыми песчаниками, конгломератами) и тонкими (песчано-глинистыми, глинисто-мергелистыми) разностями. При этом, как ни парадоксально, грубокластические брекчии олистостромов гораздо шире распространены среди тонких моласс, чем среди грубообломочных. Так, в Альпийском складчатом поясе достоверно известно развитие олистостромов среди грубых моласс только в двух пунктах: среди неогеновой молассы Дарвазского хребта [Щерба, 1975] и среди альбсеноманских конгломератов Бучеджи в Румынских Карпатах. Олистостромы же, ассоциирующиеся с тонкозернистыми молассовыми отложениями, развиты во многих местах Альпид. Это миоценовые олистостромы Рифа [Кер, 1976] и Южной Анатолии [Graciansky, 1968], Сицилии [Вепео, 1958], олигоцен-миоценовые хаотические брекчии в майкопских отложениях Северного Кавказа и многие другие.

Таким образом, практически все разновидности осадочных пород могут содержать олистостромы. Комплексы пород, включающие в себя тела хаотических брекчий, принадлежат четырем формационным группам: флишевой и молассовой формациям, породам офиолитового комплекса и эпиплатформенным — миогеосинклинальным образованиям. Олистостромы сравнительно редки в отложениях последней группы, часто

встречаются среди моласс и пород офиолитовой ассоциации и очень широко распространены во флише. Такая приуроченность олистостромов к определенным формациям, а следовательно, и к определенным этапам развития земной коры, должна отражать и определенные закономерности развития складчатых областей, но к обсуждению этого вопроса мы перейдем в соответствующем разделе.

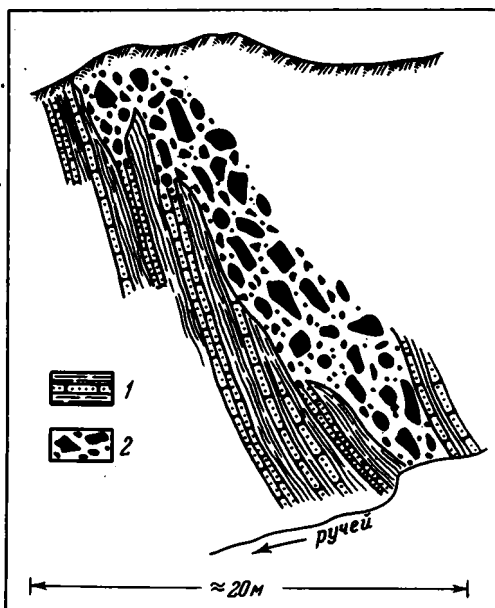
ФОРМА И РАЗМЕР ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ТЕЛ

Олистостромовые тела имеют обычно линзообразную форму. При небольшой мощности (первые метры, десятки метров) и значительной протяженности эта форма нарушается, и олистостромы приобретают вид пластов и горизонтов, которые вытянуты по простиранию вмещающих толщ и имеют более или менее параллельные подошву и кровлю. Протяженность линз, пластов и горизонтов, сложенных глыбовыми образованиями, различна и зависит от общей массы кластического материала. Встречаются небольшие, выклинивающиеся на незначительном расстоянии тела, имеющие мощность в несколько метров и меньше (рис. 1); протяженность других достигает сотен метров и многих километров в длину. Отдельные олистостромы (как, например, "горизонт запутанного напластования" в среднеэоценовых отложениях Аджаро-Триалетской складчатой системы) занимают площадь в несколько десятков квадратных километров при максимальной мощности около 100 м. Такие же крупные олистостромы описаны в титонском флише Болгарии [Начев, 19776] и в палеозойском флише Гарца [Schwab, 1976], где олистостром Гарцгероде занимает площадь более чем в 400 км² при максимальной мощности в 1000 м. Таким образом, объемы отдельных олистостромов весьма разнообразны и варьируют в очень широких пределах — от нескольких кубических метров до десятков и реже сотен кубических километров.

К сожалению, не всегда удается установить, представляет ли толща хаотического строения единое геологическое тело, или сложена несколькими линзами грубообломочного материала, наложенными одна на другую. Это затрудняет правильную оценку объемов, однако ясно, что они могут быть весьма велики.

Также трудно бывает определить и форму олистостромовых тел. Легче всего это сделать в том случае, когда олистостромы невелики и окружены отложениями иного типа, а не накладываются один на другой, так как при этом искажается первичная форма. Не всегда позволяет установить конфигурацию олистостромов и геологическая ситуация: сильно затрудняют реконструкции сложная тектоническая структура отложений, денудационный срез и многое другое. Тем не менее форма многих олистостромов установлена, и мы видим, что она может быть в плане различной. Линзы хаотических брекчий бывают вытянуты по длинной оси вдоль простирания бассейна, в котором они образовывались, или вкрест него, но встречается и овальная (или близкая к овальной) форма тел. Иногда олистостромы имеют форму, близкую к конусообразной, что наблюдается в верхнеэоценовых олистостромах Болгарии [Московски, Шопов, 1965].

Следовательно, олистостромовые тела — это уплощенные в центральной части линзы, среди которых наиболее часто устанавливается три разновидности: двояковыпуклая симметричная, двояковыпуклая асимметричная и плоско-выпуклая, с выпуклостью, обращенной вниз. Кроме линзовидной, для олистостромов очень характерна пластообразная форма с субпараллельными подошвой и кровлей. Олистостромы пластообразной формы иногда образуют "покровы", занимающие гигантские площади и пространственно связанные с пок-



Р и с. 1. Линза глыбовых брекчий из обломков пород верхнего лейаса в верхнеэоценовом флише Южного склона Большого Кавказа

1 — флиш; 2 — глыбовые брекчий

ровами тектоническими или крупными тектоническими пластинами, которые перекрывают олистостромы. Протяженность олистостромов тогда может достигать многих километров и десятков километров по длинной оси, а площадь — десятков и сотен квадратных километров. Мощность олистострома при этом более или менее выдержана в разных его сечениях, но в разных олистостромах бывает резко различна. Типичный пример таких олистостромов — неогеновые олистостромы Дарвазского хребта (Северный Памир), где пластины пермских известняков находящиеся среди неогеновых конгломератов, подстилаются ровным горизонтом глыбовых брекчий [Щерба, 1975]. Аналогичная картина наблюдается в районе развития пластин лейасовых пород среди отложений верхнего эоцена на Южном склоне Большого Кавказа [Леонов, 1975] и в других местах. Правда, при изучении таких пластообразных олистостромов всегда возникает вопрос, являются ли они единым телом, или представляют несколько частных олистостромов, но эта проблема будет обсуждена позднее при разборе способов формирования обломочного материала.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ТЕЛ

В олистостромах, как мы уже говорили, можно выделить практически всегда две составляющие: матрикс и включения.

МАТРИКС

Матрикс представлен чаще всего пелитовым веществом с большей или меньшей примесью алевритового, песчаного или карбонатного. Интересно отметить, что матрикс всегда сложен тонкозернистым материалом. Состав матрикса в первом приближении отвечает составу обломков в олистостроме. Если обломки и блоки в олистостроме представлены карбонатными породами, матрикс будет состоять преимущественно из карбонатного вещества; если же олистолиты сложены песчано-глинистыми породами, то матрикс будет глинистый с примесью частиц песчаной размерности; при наличии большого числа отторженцев вулканогенных пород матрикс будет включать в себя дезинтегрированный вулканогенный материал. Если же состав обломков смешанный, то матрикс окажется также состоящим из смеси частиц, слагающих олистолиты.

На территории Южного склона Большого Кавказа в верхнеэоценовом флише развиты мощные толщи глыбовых брекчий, состоящих из обломков и глыб песчаников и глинистых сланцев нижнеюрского возраста [Леонов, 1975]. Песчаники представлены тонко-, средне- и грубозернистыми разностями и имеют аркозовый состав. Глинистые сланцы — черные и темно-серые, местами с сидеритовыми конкрециями. Глыбы и блоки лейасовых песчаников и сланцев заключены в глинисто-песчаную основную массу. Минералого-петрографический состав частиц, слагающих основную массу, идентичен составу песчаников и глинистых сланцев, которые заключены в эту массу. В том же эоценовом флише известны брекчии из обломков верхнеюрских известняков; цементом (матриком) в этих брекчиях служит карбонатный материал. Тем не менее чисто карбонатная основная масса встречается очень редко; всегда имеется более или менее значительная примесь песчаного, алевритового или глинистого вещества. На Малом Кавказе описаны [Книппер, 1975; Соколов, 1977] олистостромы, сложенные обломками серпентинитов, которые погружены в матрикс, представленный серпентинитовыми песчаниками.

Но матрикс может и отличаться по составу от включений. Во-первых, в матриксе олистостромов возможна примесь материала пород вмещающих отложений, который присутствует или в виде равномерно рассеянной примеси, или в виде скоплений среди основной массы. Во-вторых, глинистый или песчано-глинистый матрикс может содержать глыбы, обломки и блоки пород иного состава, чаще всего карбонатных. Но в этом случае при внимательном изучении обычно удастся найти (может быть, и единичные) обломки глинисто-песчаных пород.

Матрикс чаще всего представлен достаточно однородной смесью пелитов и зерен алевритовой и песчанистой размерности, которые равномерно распределены по всему объему основной массы. Однако нередко наблюдается четкое разделение основной массы на две составляющие: пелитовую и псаммитовую. Наиболее показательным примером разделения матрикса на пелитовую и псаммитовую составляющие являются каменно-угольные олистостромы Гарца [Schwab, 1976], где алеврито-песчаный материал образует скопления в виде мелких линзочек (шлиров), равномерно рассеянных среди пелитовых

пород. Длинные оси линзочек вытянуты обычно в одном направлении. Границы шшировых выделений песчаного вещества и пелитовой составляющей матрикса резкие и четкие.

Песчаный и даже гравийно-песчаный материал образует также и довольно значительные по объему скопления, которые бывают приурочены к крупным глыбам и блокам, как это наблюдается, например, в олистостромовых толщах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [Соколов, 1977] и во многих других местах.

Одна из характернейших особенностей основной массы олистостромовых тел — ее бесструктурность (имеются в виду структуры седиментационные). Практически полностью отсутствуют внутренняя стратификация и слоистость, какие-либо признаки гранулометрической отсортированности и т.д. Но в отдельных случаях происходит "расслаивание" основной массы за счет появления вытянутых включений алевроитопесчаного материала. Такие включения или расположены субпараллельно друг другу, или образуют "вихревые" структуры сложной неправильной формы. Кроме этого, для основной массы олистостромов (особенно глинисто-мергельного состава) характерна сланцеватость и скорлуповатая отдельность. Причем сланцеватость часто появляется в отложениях, не претерпевших сколько-нибудь заметной тектонической переработки, во всяком случае, во вмещающих толщах такой сланцеватости нет.

Но матрикс может быть сформирован и более грубым материалом, например песчано-гравийным, песчано-глинистым или туфо-песчанистым, как это наблюдается в олистостромовой толще Сханарской синклинали на Южном склоне Большого Кавказа [Леонов, 1975]. При песчаном цементе бывают заметны следы неясной слоистости и некоторой, хотя и чрезвычайно слабой, вертикальной отсортированности.

Очень многим олистостромам свойственно наличие в основной массе частиц, испытавших тектоническую переработку. Часто встречаются раздробленные и катаклазированные минеральные зерна или мелкие обломочки горных пород, милонитизированные частицы. Во многих олистостромах в состав основной массы входят красные гематитизированные тектонические глинки, которые особенно характерны для олистостромов, сложенных карбонатными породами.

ВКЛЮЧЕНИЯ

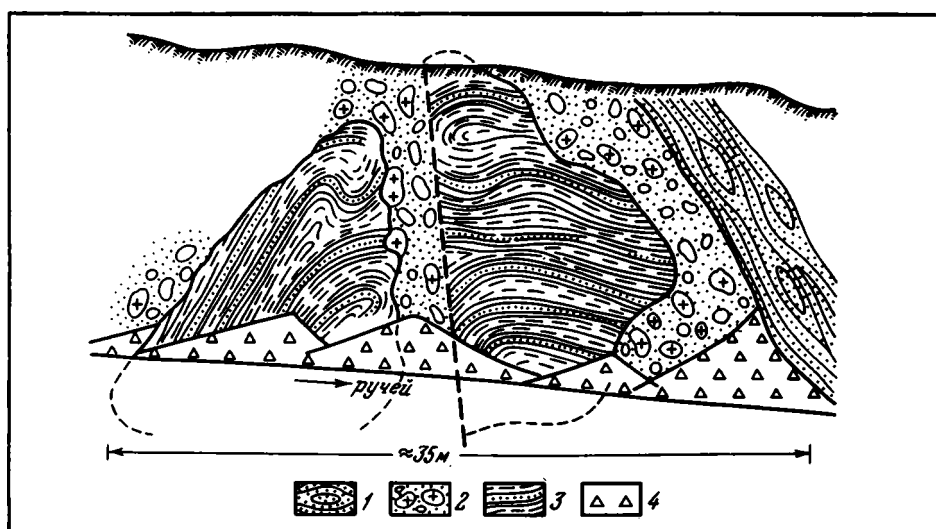
Включения в олистостромах представлены обломками, глыбами, блоками и пластинами разнообразных пород. Размер обломков и блоков колеблется в широких пределах — от первых сантиметров до многих десятков и сотен метров в поперечнике. Объемы отдельных включений достигают гигантских величин. Так, например, в диком флише (олистостромах) Швейцарских Альп известен блок гранитов объемом в 13000 м^3 [Трюмпи, 1965; Heim, 1921], а в олистостроме Гарцгероде (Гарц) одна из глыб известняка, заключенная в глинистую основную массу, имеет диаметр в несколько сотен метров при максимальной мощности в 80 м [Schwab, 1976]. Известны также огромные отторженцы и во многих других олистостромах [Черенков, 1973; Леонов, 1975; Белостоцкий, 1977].

Форма обломков также разнообразна (рис. 2). В подавляющем большинстве обломки остроугольны, без признаков окатанности. Характерны олистолиты неправильной формы. Встречаются как бы "обмятые" обломки со сглаженными гранями и ребрами, с мягкими округлыми очертаниями. В некоторых случаях отмечено появление хорошо окатанных валунов и галек, однако количественно неокатанный обломочный материал в олистостромах резко преобладает.

Наблюдается определенная зависимость между размером и формой обломков и составом слагающих их пород. Песчаники и глинистые сланцы (вообще терригенные разности) редко дают глыбы и блöки сколько-нибудь значительных размеров, хотя отдельные включения и могут быть весьма значительного объема (рис. 3). Обломки сланцеватых пород часто имеют вид "отщепов" с зубренными краями, отражающими сланцеватую структуру. Такие песчано-сланцевые олистостромы описаны в верхнеэоценовом флише Южного склона Большого Кавказа [Леонов, 1975], где обломки представлены глинистыми сланцами и песчаниками верхнего лейаса. Величина обломков слоистых пород обычно лимитируется мощностью слоев, а сами обломки представляют прямоугольные плоские вытянутые блоки с четкими нижней и верхней поверхностями, часто обладающими признаками седиментационного образования (гирероглифы, следы жизнедеятельности организмов, корочки хардграунда и пр.). Такие же обломки таблитчатой формы формируются и из тонкослоистых карбонатных пород. Иногда встречаются обрывки пластов, длина которых достигает десятков сантиметров и нескольких метров. Такие пласты обычно изогнуты, закручены, будинированы, местами разорваны.



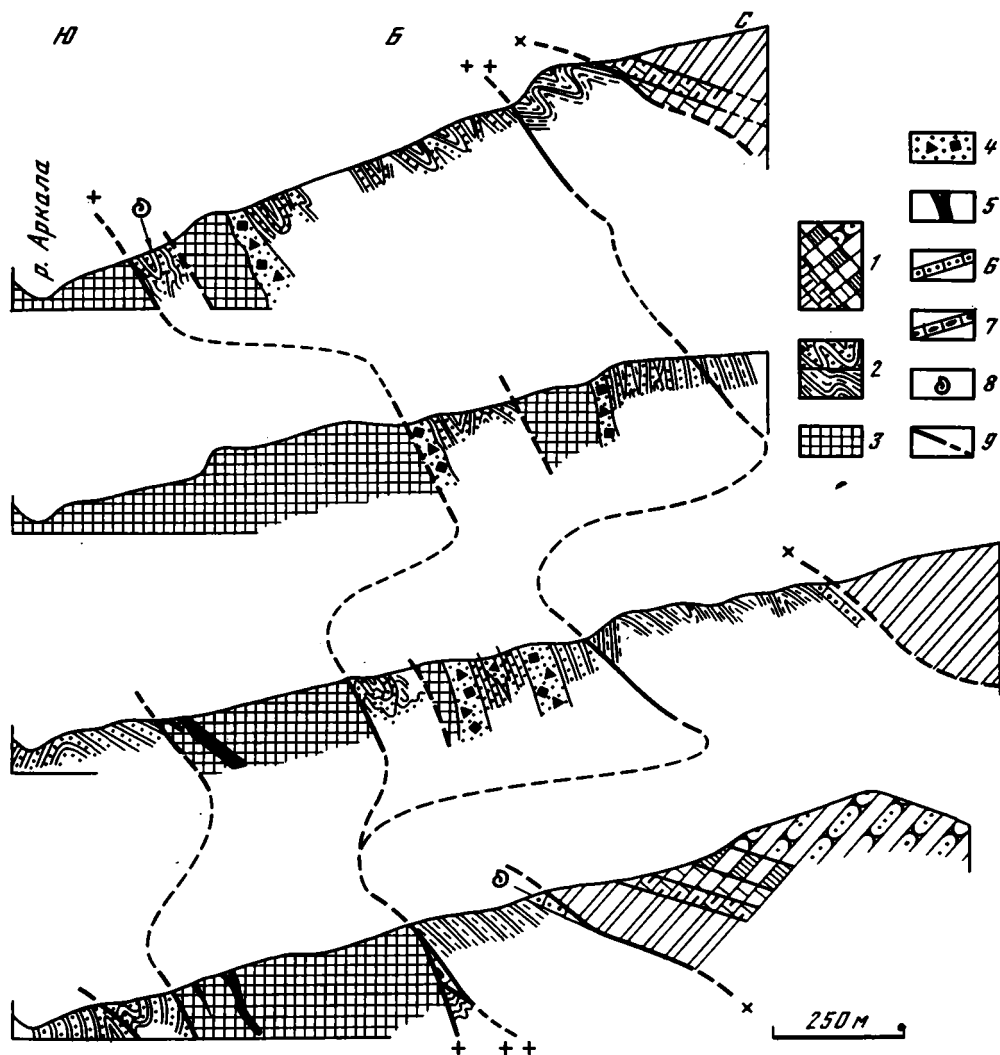
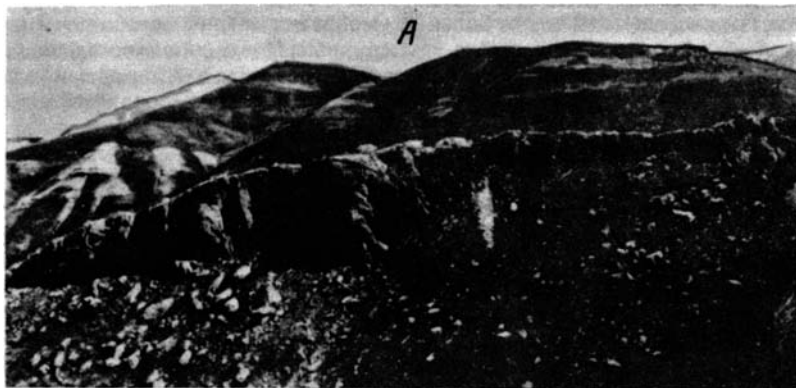
Р и с. 2. Глибовые брекчи в меловых отложениях Мораталлы, Испания [Hoedaemaeker, 1973]



Р и с. 3. Глыбы песчаников и сланцев нижней юры в толще конгломератов верхнего эоцена—нижнего олигоцена

1 — песчаники и глины (Pg_2^2 — Pg_3^1); 2 — конгломераты (Pg_2^2 — Pg_3^1); 3 — песчаники и сланцы (J_1^3); 4 — четвертичные отложения

Р и с. 4. Известняковые брекчи в верхнеэоценовой толще Южного склона Большого Кавказа



Р и с. 5. Пластина пермских известняков в неогеновых молассовых отложениях Дарвазского хребта, Северный Памир (А), фото И.Г. Щерба; пластины песчано-глинистых пород верхнего лейаса в верхнеэоценовой толще Южного склона Большого Кавказа (Б)

1 — горизонты мелового-палеогенового флиша; 2 — горизонты верхнеэоценовых образований; 3 — песчаники и сланцы нижней юры; 4 — глыбовые брекчии из обломков нижнеюрских пород; 5 — пластовые тела трахитов; 6 — полигенные брекчии из обломков верхнеюрских известняков и байосских эффузивов; 7 — нуммулитовые известняки нижнего-среднего эоцена; 8 — места находок нуммулитов; 9 — разрывы

Напротив, массивные породы (грубослоистые или неслоистые известняки, вулканогенные породы, гранитоиды) образуют более или менее изометричные обломки (рис. 4). Мелкие блоки обычно более остроугольные, чем крупные. Последние имеют сглаженные боковые грани. Крупные глыбы и блоки сформированы массивными породами чаще чем тонкослоистыми. Имеются включения пород неправильной формы, сложной конфигурации.

Кроме таких более или менее изометричных олистолитов, встречаются пластинообразные, с субпараллельными подошвой и кровлей. Нижняя поверхность таких пластин бывает неровной, выщербленной, с карманами. Протяженность пластин обычно весьма велика: известны пластины, достигающие десятков и сотен метров по длинной оси, иногда первых километров. Мощности их также различны. Встречаются пластины мощностью во многие сотни метров, а протяженностью в десятки километров, как, например, пластины известняков Лаймерн (верхний мел-палеоген) в верхнеэоценовых олистостромах Альп [Gigon, 1952], пластины лейасовых пород в палеогеновом флише Южного склона Большого Кавказа, пластины, сложенные габброидами и серпентинитовым меланжем в меловых олистостромовых толщах Малого Кавказа [Книппер, 1975, Соколов, 1977], в палеозойском флише Тянь-Шаня [Черенков, 1973] и во многих других местах. Пластообразные включения сложены чаще всего слоистыми породами, причем удлиненность пластин совпадает с направлением напластования слоев (рис. 5). Нижняя и верхняя границы пластин обычно параллельны поверхности напластования, но наблюдается и срезание слоев. Срезание происходит или за счет неровной поверхности, или за счет складчатой структуры пород самой пластины.

Если глыбы и блоки сложены слоистыми породами, то часто можно видеть в них сложную внутреннюю структуру. Иногда слоистые толщи в блоке смяты в складки, но ограничения блока срезают различные части этих складок и разные пласты, т.е. какого-либо соответствия между внутренней структурой и формой блока не наблюдается (см. рис. 3). В других случаях внутренняя структура соответствует в общих чертах форме блока и является как бы конформной. Создается впечатление структуры "закатывания". Забегая несколько вперед, отмечу, что такие конформные структуры свойственны олистолитам, которые сложены породами, идентичными вмещающим отложениям (см. рис. 45).

Таким образом, в олистостромах в виде олистолитов присутствуют чаще всего неокатанные остроугольные блоки и глыбы. Наряду с ними могут присутствовать и хорошо окатанные валуны и гальки, но для олистостромов в целом они не характерны. Тем не менее некоторые олистостромовые толщи нацело или почти нацело сложены прекрасно окатымым обломочным материалом. В ряде мест описаны олистостромы, в которых заключены блоки, сложенные сцементированными конгломератами или брекчиями [Леонов, 1975; Grandjaquet, 1971].

Поверхность округлых блоков и глыб во многих случаях покрыта глинисто-карбонатным веществом, цементирующим мелкие обломочки разнообразных пород, которые прилеплены к поверхности блоков и образуют скорлуповатую корочку. Такое "бронирование" свойственно блокам величиной от нескольких десятков сантиметров до 1—3 м в диаметре.

Для олистостромов также очень характерны раздробленность и брекчированные блоки и глыбы. По трещинам развиваются кальцитовые жилки, не выходящие во вмещающий олистолиты матрикс. Поверхности обломков также покрыты кальцитовой корочкой, изборожденной штрихами зеркал скольжения. Крупные глыбы и пластины часто разбиты разрывами на отдельные блоки и чешуи, причем разрывы не выходят за пределы пластин и блоков.

СОСТАВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

В олистостромах встречены практически все разновидности магматических, метаморфических, хемогенных и осадочных пород и вряд ли можно назвать какой-нибудь тип пород, который не присутствовал бы в обломках того или иного олистострома. Но значение их в формировании масс обломочного материала различно. Знакомство со строением олистостромов различных регионов и разного возраста позволяет сделать вывод, что основная масса обломочного материала представлена карбонатными разностями пород, главным образом известняками. Достаточно широко представлены в обломках вулканогенные разности пород и породы офиолитовой ассоциации (серпентиниты, яшмы, габброиды). В меньшей степени развиты олистостромы, сложенные обломками терригенных отложений (песчаников, глинистых сланцев и т.д.).

По составу обломков выделяются мономиктовые олистостромы, сложенные каким-нибудь одним типом пород, и полимиктовые, обломки которых представлены различными литолого-петрографическими типами. Мономиктовые олистостромы мо-

гут состоять из обломков серпентинитов (Малый Кавказ, Тянь-Шань, Ликийский Тавр, Апеннины), известняков (Южный склон Большого Кавказа, Северный Памир, Восточные Карпаты), песчано-сланцевых пород (Южный склон Большого Кавказа, Гарц). Другие типы пород редко образуют мономиктовые олистостромы, в них почти всегда присутствуют обломки различного состава и возраста.

Обломочный материал в олистостромах можно подразделить на три группы в зависимости от фациальной принадлежности слагающих обломки пород.

В первую группу входят обломки, представленные породами, идентичными по составу и строению отложениям, вмещающим олистостром. Одним из показательных примеров такого рода образований может служить "горизонт запутанного напластования" в среднеэоценовых отложениях Аджаро-Триалетской складчатой системы. Обломочный материал (и матрикс, и включения) в этом олистостроме представлен обрывками и кусками пластов флишевых образований, которые подстилают глыбовую толщу. Такие олистостромы известны во многих районах мира и описаны в геологической литературе под названием "эндоолистостромы", которое подчеркивает местное происхождение кластического материала. Эндоолистостромы встречаются или в виде отдельных тел, как, например, в меловых и палеогеновых отложениях Дагестана [Москвин, Семихатов, 1956] и во флишевых толщах Польских Карпат, или в ассоциации с другими типами олистостромовых образований.

Обломочный материал второй группы представлен не теми породами, среди которых залегает олистостром, а отторженцами более низких горизонтов разреза данного бассейна седиментации. Олистостромы этого типа также достаточно широко развиты в пределах складчатых областей.

И, наконец, третья группа кластического материала включает обломки пород, чуждых данному бассейну седиментации, — пород, образование которых происходило в пределах иных структурно-фациальных зон. Третий тип обломков наиболее распространен в олистостромовых образованиях, и отторженцы пород этой разновидности обломочного материала слагают наиболее мощные массы олистостромов. Такие олистостромы известны как "экзоолистостромы", или "аллоолистостромы", т.е. олистостромы, сложенные обломками пород, происхождение которых не связано с развитием того бассейна, где олистостром находится.

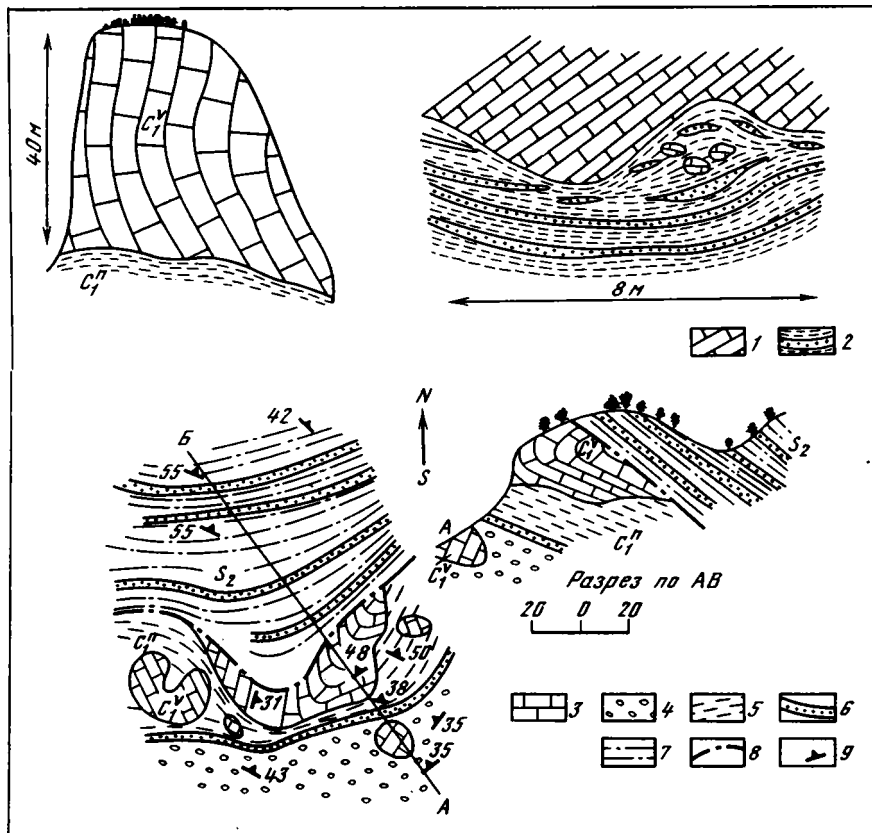
Существует некоторая зависимость между составом обломочного материала и степенью окатанности. Обломочные частицы первых двух групп практически никогда не бывают окатанными, за исключением глинистых пород, которые часто представлены в виде округлых включений — "окатышей", имеющих в некоторых случаях концентрическое строение. Среди обломков третьей группы окатанный материал может присутствовать.

По возрасту породы в обломках практически всегда древнее, причем во многих случаях значительно древнее, чем вмещающие олистостром отложения. Но известны олистостромы, содержащие обломки пород, практически одновозрастных вмещающим. Во всяком случае, палеонтологический метод не дает возможности установить возрастное несоответствие. Наиболее часто породы в обломках, одновозрастные вмещающим осадкам, встречаются в эндоолистостромах, т.е. в тех, которые сформированы обломочным материалом, идентичным вмещающим отложениям. Но и среди других категорий олистостромов, в частности среди экзоолистостромов, в виде обломков могут находиться породы, одновозрастные вмещающим отложениям. Так, например, в верхнеэоценовых отложениях флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа в глыбовых брекчиях присутствуют обломки коричневых мергелей с остатками рыб *Liriolepis caucasia Rom.*, которые характерны для позднего эоцена [Леонов, 1975]. Более того, в цементе брекчий во многих местах собраны раковины позднеэоценовых нуммулитов, которые раздроблены, окатаны, т.е. несут явные следы переотложения.

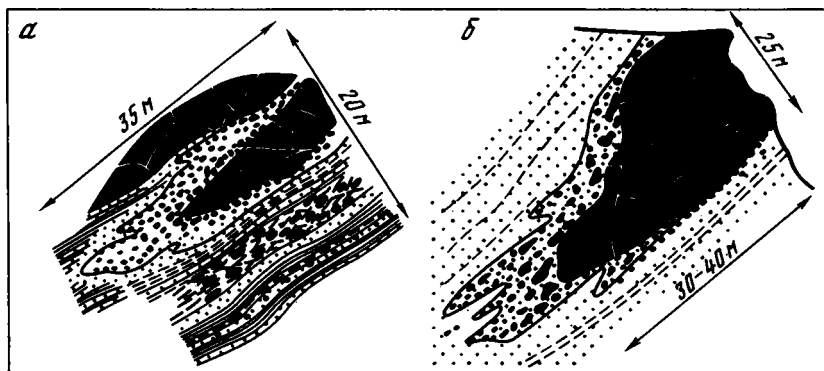
Обломки более молодых, чем вмещающие отложения, пород встречаются в олистостромах редко [Beck, 1911]. Олистостромы, содержащие такие обломки, обязательно переработаны тектоническими движениями и, как правило, формируют тектонические покровы. При этом, как мы увидим в дальнейшем, олистостром приобретает новые черты — черты образований тектонических.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ С МАТРИКСОМ И МЕЖДУ СОБОЙ

Внутреннее наполнение олистостромовых тел представляет беспорядочное скопление блоков, глыб и обломков, которые залегают среди основной мелкозернистой массы. Грубообломочный материал включений расположен в олистостромах без какой-либо видимой закономерности; только изредка наблюдается некоторое подобие слоистости,

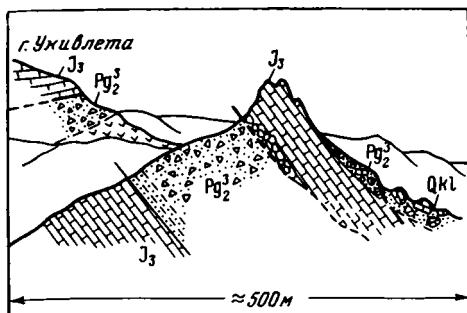


Р и с. 6. Крупные блоки в глыбовом комплексе Алайского хребта Тянь-Шаня [Михайлов, 1947]
 1 — известняки визейского яруса; 2 — песчаные сланцы намюрского яруса; 3 — известняки визейского яруса; 4 — конгломераты намюрского яруса; 5 — глинистые сланцы; 6 — песчаники; 7 — кремнистые сланцы верхнего силура; 8 — надвиг; 9 — элементы залегания пород

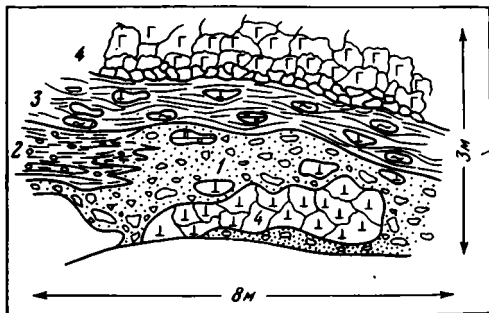


Р и с. 7. Пластины серпентинитов, окруженные шлейфами серпентинитовых брекчий
 а — долина р. Ильяк (в плане), б — в районе села Ильяк [Соколов, 1977]

выраженной в смене гранулометрического состава или в вертикальной отсортированности кластического материала [Щерба, 1978]. Но в целом для олистостромов характерно хаотическое распределение грубой составляющей. Единственная закономерность, которую удастся подметить в распределении грубообломочного материала, — достаточно равномерное распределение обломков по всему объему олистострома независимо от насыщенности обломочным материалом, однако и это правило нередко бывает нарушено.



Р и с. 8. Блок верхнеюрских известняков в толще глыбовых брекчий верхнего эоцена Южного склона Большого Кавказа

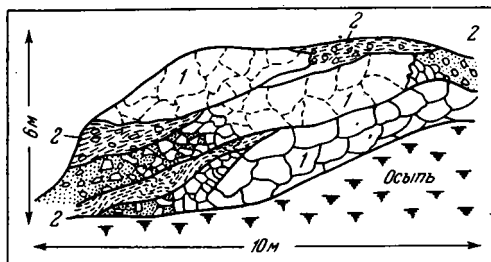


Р и с. 9. Глыбовая толща верхнемелового возраста, Малый Кавказ. Видны переходы отдельных разностей олистостромов (1–3) и брекчированная подошва олистолита (4), сложенного габбро [Соколов, 1977]

1 — конгломератобрекчии; 2 — "замусоренные аргиллиты"; 3 — тиллитоподобные конгломераты; 4 — крупные блоки

Р и с. 10. Нагромождение плоских обломков в глыбовой толще верхнемелового возраста, Малый Кавказ [Соколова, 1977]

1 — крупные пластинообразные блоки; 2 — брекчии. Видно раздробление крупных блоков и шлейфы брекчий



Обломочный материал олистостромов, как мы уже говорили, в основном неокатан. Характерно для олистостромов и отсутствие сортировки; размер обломков в пределах олистостромового тела может изменяться в очень широких пределах от сантиметров до многих метров и десятков метров в поперечнике. Огромные глыбы при этом оказываются перемешанными с более мелкими обломками. Тем не менее встречаются олистостромы, размер обломков в которых более или менее выдержан в некоторых пределах. Иногда это мелкие (до сантиметров или десятков сантиметров) обломки, иногда более крупные (рис. 6). Среди мелких обломков могут находиться скопления более грубых. Крупные глыбы часто окружены шлейфами более мелких обломков из тех же пород, которые слагают крупные глыбы (рис. 7). Во многих случаях наблюдаются постепенные переходы от раздробленных крупных глыб и пластин к мелкообломочным брекчиям (рис. 8, 9). При этом видно, как монолитные породы крупных пластин и блоков к краям делаются все более и более раздробленными; затем обломки отделяются друг от друга и оказываются повернутыми относительно своего первоначального положения. Промежутки между обломками заполнены вмещающей массой. По простиранию шлейфы брекчий вклиниваются в породы основной массы. В некоторых олистостромах, сложенных преимущественно окатанными валунами и гальками, присутствуют единичные большие неокатанные глыбы и пластины. Так, например, в верхнеэоценовом дилом флише Южного склона Большого Кавказа среди конгломератовых олистостромов из валунов и галек гранитоидов, аплитов и андезито-базальтов заключены блоки песчано-сланцевых пород верхнего лейаса.

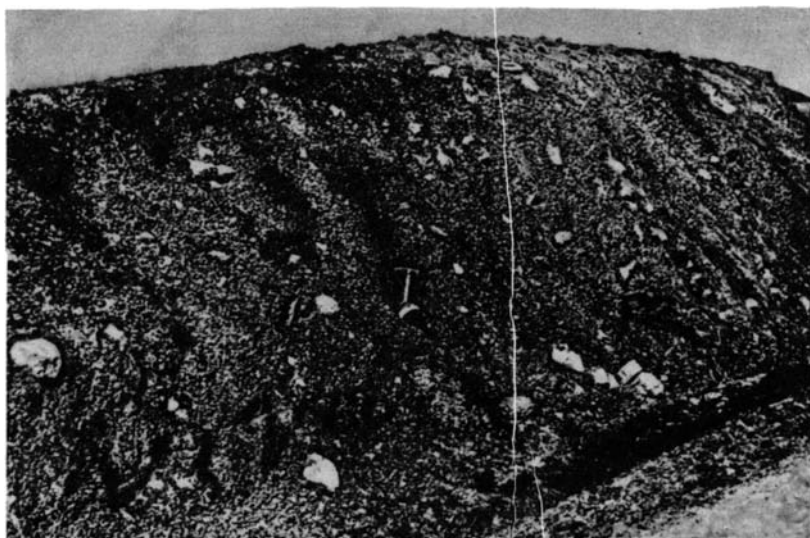
Соотношения объемов основной массы и обломков в олистостромах непостоянны. В некоторых олистостромах обломки выполняют практически весь объем тела; они плотно пригнаны, местами вдавлены друг в друга. Матрикса мало, он заполняет лишь промежутки, остающиеся между неплотно соприкасающимися гранями. Иногда матрикс почти совершенно отсутствует, отдельные олистолиты (чаще всего они в этом случае бывают пластинчатой формы) плотно прилегают друг к другу и тогда образуются "олистолитовый" олистостром (рис. 10). Такие образования описаны, в частности, среди олистостромовых толщ верхнемелового возраста на Малом Кавказе [Соколов, 1977]. В других случаях обломки со всех сторон окружены основной массой и как бы плавают в ней. При этом отдельные обломки соприкасаются друг с другом. Часто



Р и с. 11



Р и с. 12



Р и с. 13

Р и с. 11. Мелкообломочная брекчия в сеноманских глыбовых комплексах Северных Апеннин [Эльтер, Тревизан, 1976, с. 188]. Обломки состоят из офиолитов и пород их осадочного чехла; цемент глинистый

Р и с. 12. Глыбовая брекчия пудингового облика [Görler, Reuter, 1968]

Р и с. 13. Соотношения отдельного блока и вмещающих отложений, Северные Апеннины [Эльтер, Тревизан, 1976, с. 192]

можно видеть, что обломки в брекчиях отстоят один от другого на очень незначительном расстоянии (миллиметры или первые сантиметры), но при этом нигде не соприкасаются. Такие взаимоотношения для олистостромов очень характерны. Во многих олистостромах объем основной массы значителен и иногда превышает объем грубокластического материала. Олистостром в этом случае имеет пудинговый облик (рис. 11, 12).

Многие геологи на основании существования различных соотношений между объемами основной массы и включений, а также основываясь на форме обломков, проводят классификацию олистостромов. Так, например, С.Д.Соколов [1977] в олистостромовой толще Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа выделяет несколько морфологических разновидностей олистостромов: конгломерато-брекчии, валунно-галечные аргиллиты (тиллитовидные конгломераты), замусоренные аргиллиты и т.д.

Конгломерато-брекчии, представлены мономиктовыми и полимиктовыми разновидностями. Брекчии несортированные, неслоистые. Обломки в брекчиях представлены раз-

личными породами офиолитовой ассоциации и погружены в песчано-гравийный, песчаный или глинистый цемент. Количество цемента резко варьирует от места к месту. Имеются бесцементные брекчии, но местами объем основной массы составляет до половины объема олистостромов.

Валунно-галечные аргиллиты характеризуются значительным объемом основной массы (до 40% и более). Основная масса глинистая и песчано-глинистая. Обломочный материал в этих брекчиях окатан лучше, чем в брекчиях первого типа, и обломки находятся на значительном расстоянии друг от друга, что придает им сходство с ледниковыми образованиями — тиллитами.

Замусоренные аргиллиты представляют глинистые сланцы, содержащие мелкие рассеянные обломки. Основную массу пород составляет глинистый материал, в котором "плавают" небольшие уплощенные обломки размером от одного до нескольких десятков сантиметров. Количество обломков не превышает 10–20% всей массы породы, они рассеяны равномерно, но встречаются и отдельные участки, сильнее насыщенные обломочным материалом.

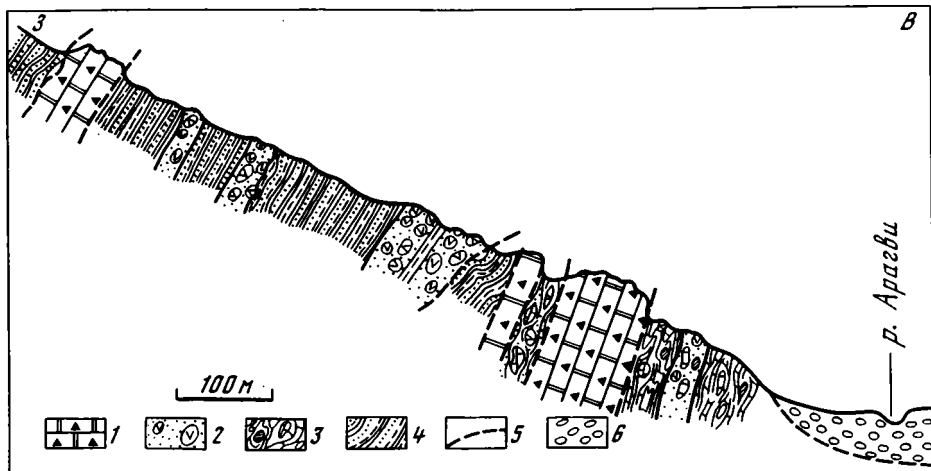
Таким образом, можно видеть, что в основу классификации положены главным образом соотношения объемов основной массы и включений.

Структурные соотношения матрикса и включений могут быть различными. Если в матриксе имеются какие-либо структурные элементы (не тектонического происхождения — шпирь и пропластки песчаного или алевроитового материала в глинистом веществе или, наоборот, пропластки глинистого материала в песчаной массе, сланцеватость, то можно видеть, что породы основной массы обволакивают, огибают обломки, затекают во все неровности и трещины. Если обломки и обрывки пластов в олистостроме изогнуты и искривлены, то и структурные элементы матрикса повторяют эти изгибы (рис. 13). Такие взаимоотношения наблюдаются обычно в олистостромах с большим объемом основной массы. В олистостромах с плотно пригнанными олистолитами, особенно если матрикс песчаный или гравийно-песчаный, породы основной массы просто заполняют свободное пространство. В олистостромах же с песчано-гравийной или грубопесчаной основной массой структура гомогенная. Крупные обломки и блоки обычно окружены гомогенным песчаным материалом, в котором могут совершенно не наблюдаться признаки каких-либо осадочных или иного типа структур.

Итак, анализ взаимоотношений основной массы и включений показывает, что олистостромы представляют брекчии и конгломерато-брекчии с различной степенью насыщенности грубокластическим материалом. Брекчии имеют хаотический облик, выраженный в беспорядочном расположении несортированного (плохо сортированного) и неокатанного (реже окатанного) грубообломочного материала, а также в отсутствии закономерно расположенных структурных элементов, в частности в полном отсутствии структур и текстур осадочного происхождения.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ОЛИСТОСТРОМОВ МЕЖДУ СОБОЙ И С ВМЕЩАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Олистостромы могут встречаться и в виде отдельных тел, которые окружены со всех сторон слистыми осадочными или вулканогенно-осадочными отложениями, и в виде многочисленных линз и прослоев, залегающих в непосредственной близости друг от друга (рис. 14). Насыщенность вмещающих отложений телами грубообломочных образований резко неравномерна в различных районах. Иногда среди мощных осадочных толщ расположена единственная линза, сложенная глыбовыми образованиями, иногда встречаются несколько олистостромовых тел, разбросанных на значительном расстоянии и разделенных мощными толщами нормально-осадочных пород, во всяком случае, толщами осадков, свидетельствующих о не одновременном образовании отдельных олистостромов. Примерами таких олистостромов служат уже упоминавшийся "горизонт запутанного напластования", единичные тела олистостромов в майкопской свите Северного Кавказа и в коньякской флишовой толще Судет, а также редкие олистостромовые тела в меловых и палеогеновых флишевых отложениях Карпат. Но часто олистостромы образуют многочисленные скопления грубообломочного материала, линзы и горизонты которого наполняют вмещающие отложения, и трудно бывает определить, какие образования — глыбовые или нормально-осадочные — превалируют в разрезе. Во многих районах мощность хаотических брекчий достигает многих сотен километров, и свалы грубокластического материала доминируют над вмещающими породами. В редких случаях вмещающие отложения вообще отсутствуют; олистостромы залегают прямо на породах фундамента и не перекрыты более молодыми осадками.



Р и с. 14. Прослои и горизонты глыбовых брекчий в верхнеэоценовом флише Южного склона Большого Кавказа

1 — глыбовые брекчий из обломков и глыб известняков верхней юры; 2 — брекчий и конгломераты из обломков вулканогенно-осадочных пород средней юры; 3 — мергели, алевролиты, песчаники с глыбами более древних пород; 4 — флишеидное чередование мергелистых алевролитов, алевролитов и песчаников; 5 — срывы по стратиграфическому контакту; 6 — четвертичные отложения

Мощные свалы глыбового материала, как правило, представляют серию многочисленных олистостромовых тел, которые наслаиваются одно на другое. В ряде мест эти накопления выглядят как единая толща; в них невозможно найти границы между отдельными олистостромами и разделить их. Такого типа олистостромы описаны во многих районах, например в бассейне р. Ипьяк на Малом Кавказе [Книппер, 1975; Соколов, 1975], в Динаридах [Белостоцкий, 1977], на Южном склоне Большого Кавказа [Леонов, 1975]. Выделение отдельных олистостромовых тел возможно только в том случае, если они имеют разное вещественное наполнение или расслоены нормально-осадочными породами вмещающих отложений. Если же пропластки осадочных пород отсутствуют, а состав обломков одинаков, то отделить один олистостром от другого чрезвычайно трудно.

Изучение олистостромов показывает, что многие гигантские массы грубокластического материала (мощностью до многих сотен метров) образуют достаточно единые толщи, которые практически не удается разделить на более дробные элементы. Такие единые мощные образования наиболее характерны для олистостромов, сложенных породами офиолитовой ассоциации, как правило связанных с этими олистостромами пространственно. Во флишевых отложениях наиболее часто встречаются линзы, пласты и горизонты глыбовых брекчий, которые переслаиваются с осадочными слоистыми породами. Мощность флишевых отложений, разделяющих отдельные олистостромы, сильно варьирует (от сантиметров до десятков и сотен метров). Олистостромы в виде изолированных линз и пластовых тел незначительной мощности (метры, первые десятки метров) свойственны карбонатным и глинистым толщам пород эпиплатформенного и миогеосинклинального типа.

В разрезе того или иного типа осадочных отложений олистостромы часто являются существенной, а во многих случаях и основной составной частью. Как правило, та часть разреза, которая вмещает олистостромы, отличается по особенностям строения и состава от подстилающих и перекрывающих отложений, в которых олистостромы отсутствуют. Речь идет здесь, безусловно, только о местах массового развития глыбовых образований. Олистостромы не только осложняют строение толщ вмещающих отложений; одновременно с появлением тел грубокластического материала происходит и изменение состава и структуры осадков. Часто эта смена происходит резко и отложения с олистостромами имеют с подстилающими толщами резкую границу, фиксирующуюся изменением типа осадков, их строения и состава и даже угловыми и стратиграфическими несогласиями.

В толщах пород верхнеэоценового флиша Южного склона Большого Кавказа распространены линзы, пакки, прослои и мощные горизонты глыбовых брекчий [Леонов, 1975]. Олистостромы — и вмещающие их толщи терригенного флиша по резкой четкой

границе залегают на различных горизонтах нижележащего разреза мел-палеогеновых отложений. В ряде мест верхнеэоценовые олистостромы перекрывают сеноманские и туронские осадки с резким несогласием, но иногда происходит нормальная смена отложения мела — среднего эоцена породами верхнего эоцена. Но в том и другом случае граница между отложениями, содержащими олистостромы, и отложениями, их подстилающими, выражена в смене состава и структуры пород. Меловые и палеогеновые отложения представлены кремнистыми, карбонатными, кремнисто-терригенными тонкозернистыми породами, в которых отсутствуют типичные признаки флиша. Напротив, верхнеэоценовые толщи с олистостромами представлены типичным терригенным флишем с четкой градационной слоистостью, с гиероглифами на нижней поверхности пластов, с микробрекчиями в основании ритмов. Меняется и цвет отложений, и их литолого-минералогический состав. В частности, исчезают кремнистость и карбонатность. Все эти признаки позволяют легко выделить в разрезе флишевой зоны толщу, содержащую олистостромы, даже в том случае, если в данном конкретном месте глыбовые образования отсутствуют. В этом отношении примечательно, что верхнеэоценовые отложения, которые распространены к северу от области развития олистостромов и сами их не содержат, сохраняют специфические черты осадков, содержащих глыбовые толщи. Верхняя граница олистостромовой толщи менее четкая, но и она фиксируется по смене состава вмещающих отложений и появлению вместо несортированных глыбовых брекчий мелкогалечных конгломератов, состав обломков в которых отличен от состава обломков в брекчиях олистостромов.

Изменением облика вмещающих отложений на границе с глыбовыми комплексами сопровождаются и олистостромы Бучеджи (Румынские Карпаты), и неогеновые олистостромы Дарвазского хребта [Щерба, 1975], и другие олистостромы.

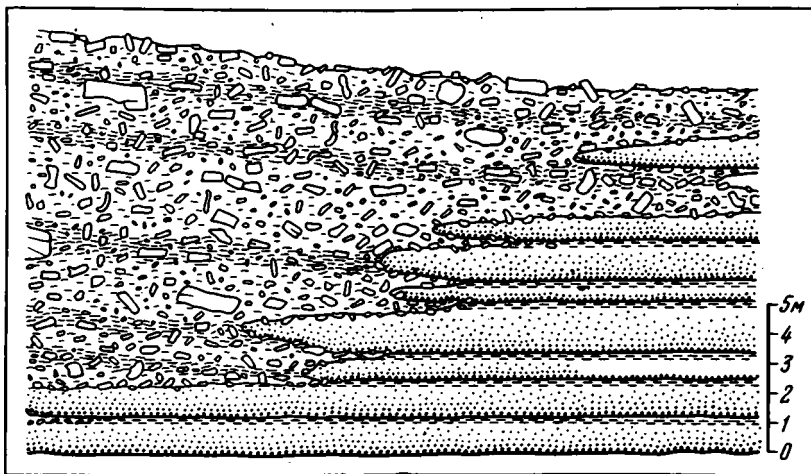
Уже говорилось, что наиболее часто олистостромы ассоциируются с флишевыми осадками. Эта закономерность подчеркивается тем, что в момент массового развития олистостромов в пределах зоны их накопления происходит образование флиша даже в том случае, если до этого формировались осадки иного типа. Такая смена типа отложений во многих случаях обособливает в разрезе интервалы, насыщенные олистостромами. Так, на территории Родопского массива [Боянов, Маврудчиев, 1961; Вълков, 1967] после длительного перерыва в осадконакоплении в позднем эоцене накапливаются флишевые толщи с олистостромами. Вместе с исчезновением олистостромов кончается и флишевая седиментация; разрез надстраивается толщами вулканической молассы нижнего олигоцена.

Аналогичная картина наблюдается в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа [Соколов, 1977], где выделены два комплекса пород, слагающих автохтон и отражающих два различных этапа развития зоны. К первому комплексу относится юрско-нижнемеловые отложения, а ко второму — меловые (альб — нижний сенон) образования. Первый (нижний) комплекс представлен вулканогенными породами основного и среднего состава батского возраста, которые надстраиваются туфогенно-осадочной толщей келловей — нижнего оксфорда. Туфогенно-осадочная толща вверх по разрезу сменяется карбонатной толщей титона — валанжина, которая в свою очередь с размывом перекрывается породами второго (верхнего) комплекса. Верхний комплекс сформирован терригенными флишевыми отложениями альб-сеноманского возраста. Флиш согласно и постепенно сменяется нижнесенонской олистостромовой толщей, которая представляет собой по существу те же флишевые отложения, только заключающие огромные массы грубообломочного материала. Олистостромовый комплекс перекрывается, помимо тектонических покровов, неавтохтонной толщей отложений, по составу и строению резко отличной от подстилающих олистостромовых отложений.

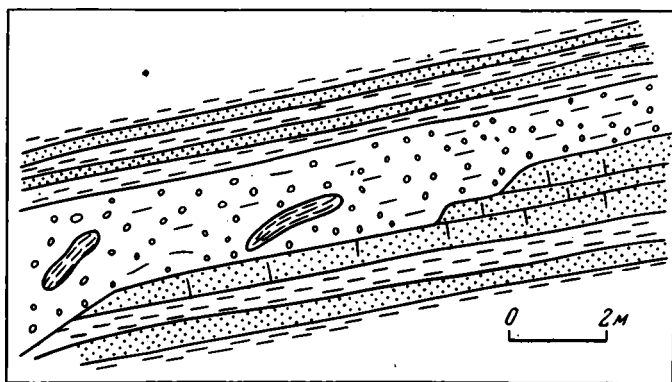
Таким образом, ясно, что толщи пород в местах массового развития олистостромов приобретают специфический облик и могут быть выделены в геологическом разрезе.

Все сказанное приводит к выводу, что при изучении олистостромовых образований нужно различать "частные" олистостромы, представляющие изолированные в пространстве тела с определенным вещественным наполнением и строением и олистостромовые толщи (комплексы), которые включают в себя и "частные" олистостромы, и ассоциирующиеся с ними нормально-осадочные отложения. На необходимость такого разделения неоднократно указывали многие геологи [Щерба, 1975; Соколов, 1977].

Олистостромовые тела могут быть окружены со всех сторон вмещающими отложениями, но могут и контактировать между собой. И в том и в другом случае нижние границы олистостромов резкие, четкие. Грубый материал обычно сменяет тонкообломочные осадки без предварительного укрупнения в них размера частиц. Но иногда можно наблюдать в толще вмещающих пород, расположенных непосредственно над олистостромами, отдельные обломки и глыбы, которые не нарушают общего



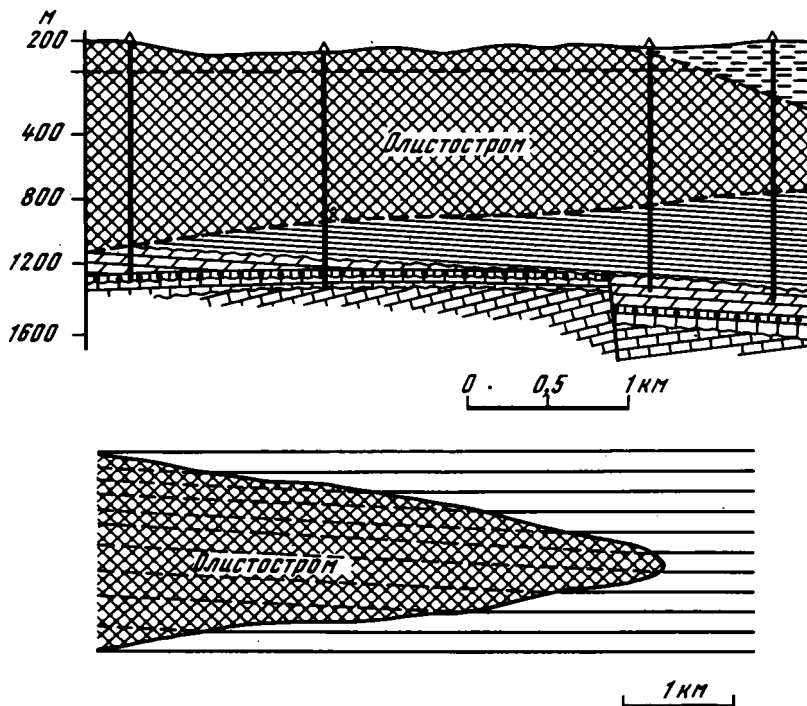
Р и с. 15. Взаимоотношения толщи глыбовых брекчий с вмещающими отложениями [Görler, Reuter, 1968]



Р и с. 16. Эрозия флишевых пластов в подошве толщи глыбовых брекчий. Ионическая зона Внешних Динарида, по В. Richter [1973, с. 334]

строения слоистых осадков. Несмотря на появление отдельных обломков в нижележащем слое, нижняя граница глыбовых брекчий олистострома все равно резкая (рис. 15). Часто блоки в нижней части олистострома вдавлены в нижележащие породы. Во многих случаях наблюдается срезание подстилающих олистостром пластов; при этом мощность срезуемых пластов может достигать многих десятков метров. В таких случаях в нижней части глыбовых брекчий обычно присутствуют отторженцы нижележащих слоев, иногда довольно большого размера (до нескольких метров). Так, в олистостромовых горизонтах Малого Кавказа [Соколов, 1977] среди нижнесеноманских глыбовых брекчий отмечены отторженцы альб-сеноманских пород, подстилающих олистостромы, а в верхнеэоценовых глыбовых брекчиях Южного склона Большого Кавказа присутствуют обрывки черных сидицитов сеноман-туронского возраста, толщ которых подстилают олистостромы. Бывает, что граница олистострома и вмещающих отложений совершенно ровная и параллельная напластованию во вмещающей толще осадков, но часто контакт между глыбовыми образованиями и нормально-осадочными породами вмещающей толщи зазубренный, неровный (рис. 15) или ступенеобразный (рис. 16). Иногда перед фронтальной частью олистостромовых тел вмещающие отложения образуют нагромождения; они сорваны по плоскостям напластования, смяты в причудливые складки, разорваны на отдельные блоки, захвачены в состав брекчий олистострома.

Верхняя граница олистострома плоская или выпуклая, ровная, без существенных изгибов. Осадки, перекрывающие олистостром, залегают конформно относительно тела олистострома; поверхности напластования обычно согласны и субпараллельны



Р и с. 17. Положение хаотического комплекса в плиоценовых терригенно-карботаных отложениях зоны Молизе [Görler, Reuter, 1968, рис. 7]

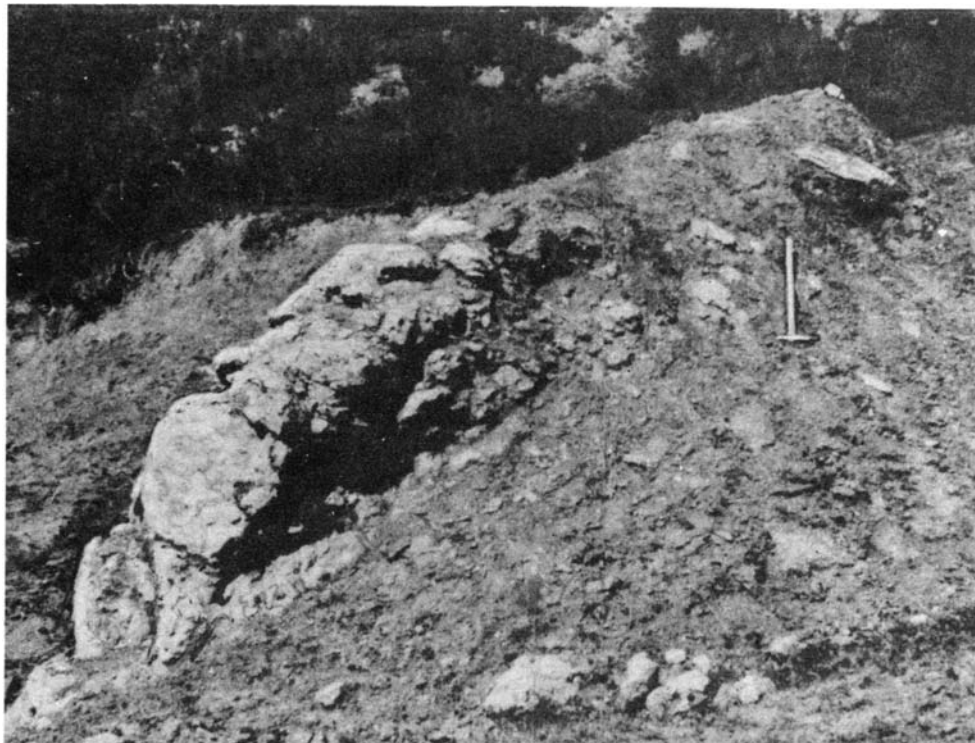
верхней поверхности олистострома, но если олистостром очень больших размеров, то слои могут косо подходить к верхней границе олистострома (рис. 17).

По простиранию олистостромы или выклиниваются, или переходят в нормально-осадочные породы постепенно, имея зазубренные контакты; отдельные шлейфы глыбовых брекчий образуют как бы хвосты, проникающие в глубь толщи вмещающих осадков.

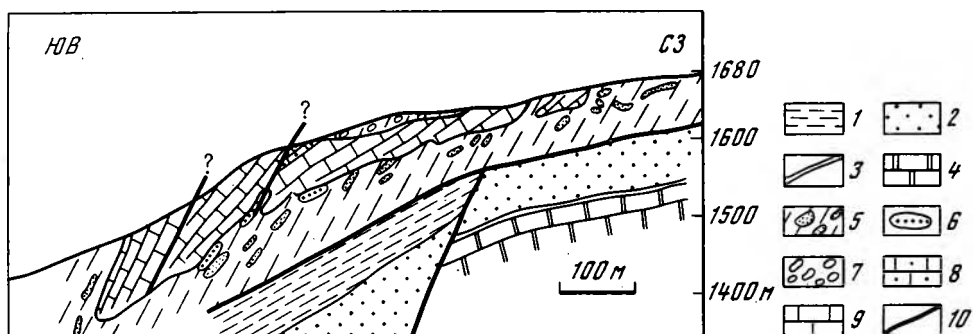
При налегании олистостромовых тел друг на друга наблюдаются те же закономерности, что и при налегании олистостромов на толщи нормально-осадочных пород: выпахивание подстилающих пород, захват их в состав верхней брекчий, деформация нижележащих образований. Если налегают друг на друга несколько олистостромов и каждая последующая линза брекчий наслаивается на предыдущую, то образуется псевдостратифицированная, псевдослоистая толща грубообломочных пород. Иногда наблюдается структура "рыбьей чешуи", когда более верхние линзообразные тела олистостромов продвинуты несколько вперед по отношению к нижележащим.

Кроме олистостромовых толщ, грубообломочный материал которых сконцентрирован в пределах замкнутых в пространстве тел, расположенных среди нормально-осадочных слоистых отложений, имеется еще одна разновидность олистостромовых образований. Для этой категории олистостромовых комплексов характерны среди нормально-осадочных отложений беспорядочно разбросанные блоки, обломки и глыбы, присутствие которых не нарушает сколько-нибудь существенно слоистую структуру. Обломки в таких толщах, как правило, расположены на значительном расстоянии друг от друга, но могут образовывать и отдельные скопления. Обломочный материал небольших размеров (соизмеримых с мощностью пластов) обычно не нарушает слоистости; слойки осадочных пород только огибают обломки, как бы обтекая их. Вблизи же крупных глыб и блоков осадочные структуры и текстуры нарушены, искажены. Пласты под такими включениями изогнуты, искривлены, смяты в мелкие дисгармоничные складки. Складочки часто асимметричны, запрокинуты в одну сторону. С той стороны блока, в которую наклонены складочки, наблюдается скупивание осадков, подстилающих глыбу. Вышележащие слои обычно обтекают блоки и глыбы без существенных нарушений слоистости.

Среди олистостромовых толщ подобного типа встречаются отложения, весьма насыщенные грубообломочным материалом, но могут быть и единичные обломки,



Р и с. 18. Глыба верхнемелового известняка в верхнеэоценовом глыбовом комплексе Южного склона Большого Кавказа



Р и с. 19. Геологический разрез флиша с блоком слоев Лаймерн [Gigon, 1952]. Огромный пакет, сложенный известняками и мергелями слоев Лаймерн, со всех сторон окружен осадками верхнего эоцена и как бы плавает в них. Кроме большого пакета в флишевой толще присутствуют мелкие обломки известняков и мергелей слоев Лаймерн

Покров Вильдхорн: 1 — глобигериновые мергели, 2 — песчаники, 3 — слои с дискоциклинами, 4 — Шраттовый известняк; приобоновый флиш: 5 — основная масса, 6 — линзы из обломков слоев Лаймерн, 7 — маленькие пакеты слоев Лаймерн; большой пакет слоев Лаймерн: 8 — маастрихт, 9 — турон—кампан; 10 — разрывы

блоки и пластины, далеко отстоящие друг от друга (рис. 18). Блоки и пластины в олистостромовых толщах описываемого типа, так же как и в других олистостромах, имеют различный состав и размеры от первых сантиметров до многих десятков и сотен метров по длинной оси. Известны гигантские пластины протяженностью в десятки километров. В олистостромовой толще Гарцгероде (Реногерцинская зона) закартированы пластины силурийских пород площадью в несколько десятков квадратных километров, которые залегают среди каменноугольных отложений [Шваб, 1977]. В верхнеэоценовых флишевых отложениях Южного склона Большого Кавказа заключены пластины, сложенные отложениями нижней—средней юры.

Протяженность одной из них составляет около 6 км при максимальной мощности в 100–150 м, вторая значительно больше — ее длина (при толщине пластины в 600–700 м) достигает 20–25 км. Гигантские пластины более древних, чем вмещающие отложения, пород известны среди флишевых отложений Зеравшано-Гиссарской горной области, Швейцарских Альп [Gigon, 1952] (рис. 19), Динарид [Белостоцкий, 1977] и во многих других районах. По своим размерам такие пластины сравнимы с тектоническими покровами, и многие исследователи [Леонов, 1975; Белостоцкий, 1977; Шваб, 1977] относят пластины именно к этой категории. Для пластообразных включений Д. Рихтер [Richter, 1973] предложил термин "олистоплака".

Р и с. 20. Подводно-оползневые складки в толще вмещающих отложений верхнеэоценового глыбового комплекса Южного склона Большого Кавказа



Обломки, глыбы и особенно пластины часто сопровождаются шлейфами глыбовых брекчий, которые состоят, как правило, из обломков пород, слагающих эти крупные включения. Шлейфы брекчий обычно начинаются у подошвенной части пластины и распространяются перед ее фронтальной частью. Иногда шлейфы грубообломочного материала залегают с двух сторон блока и расположены вдоль простирания пластов вмещающих отложений. В ряде случаев брекчиевый материал перекрывает пластину (см. рис. 9).

Породы в подошвенной части пластин во многих случаях раздроблены, брекчированы, местами превращены в настоящую брекчию. Причем между раздробленными породами пластины и брекчиями, окружающими пластину наподобие шлейфа, часто наблюдаются постепенные, без ярко выраженной границы переходы.

Крупные пластины часто разбиты системой трещин и разломов, по которым одни части пластин надвинуты на другие с образованием чешуйчатой структуры. Разломы не выходят обычно за пределы пластин и не затрагивают вмещающих отложений.

Из описания этой категории олистостромовых толщ видно, что по существу позиция отдельных блоков и их взаимоотношения с вмещающими отложениями аналогичны таковым "частных" олистостромов, состоящих из скопления обломочного материала. Только в данном случае мы имеем дело с "олистостромом", состоящим из единственного блока грубой размерности. Если же блок или пластина сопровождаются шлейфом глыбовых брекчий, то морфологически эти два типа образований становятся идентичными.

Таковы черты строения, более или менее общие для всех образований описываемого типа. Олистостромовые комплексы и отдельные олистостромы представляют ограниченные в пространстве геологические тела, сложенные специфическим набором грубообломочных пород с хаотическим внутренним строением. Хаотичность выражена в непостоянстве соотношений объемов матрикса и включений, в незакономерном расположении грубообломочного материала в основной массе олистостромов, а также самих олистостромовых тел среди вмещающих отложений, в отсутствии окатанности и сортировки обломочного материала, в отсутствии седиментационных структур внутри олистостромовых тел и сложными, незакономерно расположенными петельчатыми вихревыми структурами. Усугубляется хаотичный облик срезанием различных горизонтов вмещающих пород, захватом их в состав олистостромов, нагнетанием осадка перед фронтальной частью брекчий, наличием среди вмещающих отложений горизонтов, смятых в сложные, петельчатой формы складки, дисгармоничные по отношению к подстилающим и перекрывающим пластам (рис. 20). Отсутствуют определенные закономерности и в возрастном и литолого-петрографическом составе обломочного материала. В пределах одного олистострома, не говоря уже об олистостромовых комплексах, могут присутствовать обломки пород самого разного состава и возраста.

Именно эта хаотичность внутреннего строения и позволяет выделять комплексы отложений, названные олистостромами, среди других типов геологических образований, что особенно важно в том случае, когда олистостромы заключены среди грубообломочных пород, как, например, среди валунных конгломератов молассовых отложений Дарвазского хребта [Щерба, 1975] или песчано-конгломератовых толщ Бучеджи в Румынских Карпатах.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Хаотические комплексы описываемого типа в значительном большинстве случаев имеют не только сложное внутреннее строение, но и сложную тектоническую структуру. Интенсивная тектоническая переработка свойственна глыбовым толщам многих районов Альпийской складчатой области, Кубы [Моссаковский, Альбер, 1978], Сахалина [Рождественский, Речкин, 1975], Урала [Смирнов и др., 1971], Тянь-Шаня [Поршняков, 1968], Гарца [Шваб, 1977], Арденн [Pirlet, 1972], Аппалачей [Julien, Hubert, 1975], Калифорнии [Сю, 1976] и многих других районов мира. И хотя имеется большое число олистостромовых толщ, не затронутых тектонической переработкой, все же следует считать, что тектонизация — один из существенных признаков хаотических комплексов этого типа.

СВЯЗЬ ОЛИСТОСТРОМОВ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПОКРОВАМИ

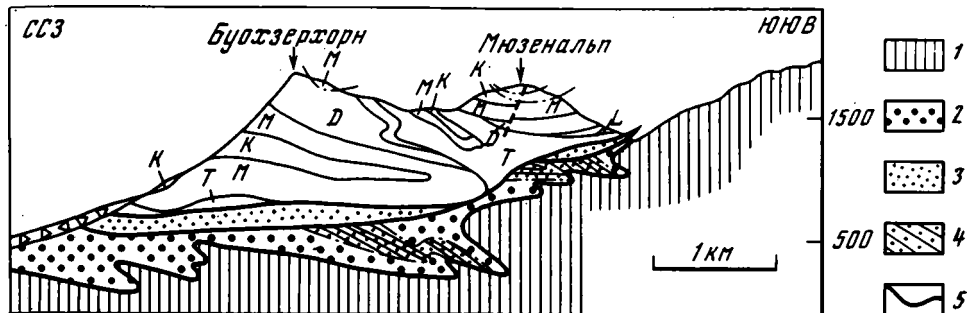
В подавляющем большинстве олистостромовые комплексы приурочены к зонам крупных протяженных разломов, которые образуют важный элемент общей тектонической структуры складчатых областей или значительных их отрезков. В современной структуре эти разломы обычно отражают совмещение разных типов стратиграфических разрезов, наложение друг на друга образований различных структурно-фациальных и структурно-формационных зон, соприкосновение блоков земной коры, имеющих различное строение и т.д., т.е. эти разломы в период своего развития играли важную роль в становлении той или иной складчатой области.

Так, неогеновые олистостромы Северного Памира пространственно тяготеют к зоне Дарваз-Каракульского разлома [Щерба, 1975], протягивающегося на многие сотни километров и разграничивающего разнородные и разновозрастные геологические образования. В неоген-четвертичное время, когда формировались олистостромы, разлом был пограничной структурой между поднятием Северного Памира и предпамирской молассовой впадиной. Олистостромовые толщи, залегающие среди конгломератов Бучеджи, приурочены к зоне разлома, разграничивающего структуры Внутренних и Внешних (флишевых) Карпат. Этот разлом — одна из главных структур Карпатского горного сооружения — влиял на геологическое развитие области, начиная по крайней мере с нижнего мела и до конца молассового этапа. Число примеров можно было бы умножить, но пространственная связь олистостромов с разломными структурами хорошо видна из регионального материала, изложенного во второй части.

Однако главная особенность олистостромовых образований — не просто их приуроченность к разломам любого типа, а тесная пространственная связь с разломами, имеющими горизонтальную составляющую движения, т.е. со структурами типа надвигов и тектонических покровов. Олистостромовые толщи Южного склона Большого Кавказа приурочены к зоне надвига, по которому толщи верхнеюрско-палеогенового флиша надвинуты на эпиплатформенные и молассовые отложения Закавказского межгорного массива (см. рис. 29). Олистостромовые толщи в палеозойских отложениях Южного Тянь-Шаня связаны с покровными структурами, сформированными породами офиолитовой ассоциации [Куренков, 1978]. В Гималаях [Ганссер, 1967] известны олистостромовые толщи, залегающие под тектоническим покровом пика Киогар. Верхнемеловые олистостромы Южного Сахалина [Разницын, 1978] связаны с системой офиолитовых покровов. Примеров, подтверждающих приуроченность глыбовых образований типа олистостромов к надвиговым и покровным структурам, множество, и их перечисление вряд ли необходимо.

Олистостромы относительно покровных структур могут находиться в различных позициях. Рассмотрим несколько примеров, отражающих типичное положение олистостромовых толщ в зонах надвигов и тектонических покровов.

1. В пределах Швейцарских Альп развиты толщи верхнеэоценовых флишевых отложений, содержащих многочисленные линзы, прослои и горизонты глыбовых брекчий. Полоса распространения олистостромов протягивается на расстояние более чем



Р и с. 21. Схематический профиль через один из клиппов Центральной Швейцарии [Geiger, 1956] Останец покрыва Клинпов, сложенный породами мезозоя, залегает на верхнеэоценовом флише основания Клинпов и диком флише, в которых содержится обломки и глыбы пород покрыва Клинпов

1 — Гельветский покров Друзберг; 2 — дикий флиш; 3 — флиш основания клиппов; 4 — Шлировый флиш; 5 — покров Клинпов: К — мел, М — мальм, D — доггер, L — лейас, Т — триас

в 200 км вдоль внешнего края Альпийского горного сооружения. Верхнеэоценовые флишевые толщи вместе с включенными в них телами олистостромов входят в систему Ультрагельветских покровов, которые тектонически перекрывают альпийские отложения молассы и мезозойские и палеогеновые образования Гельветской зоны. В свою очередь толщи олистостромов перекрывают Гельветскими покрывами и покрывами системы Срединных Предалп, останцы которых лежат на олистостромовых толщах (рис. 21). Таким образом, олистостромовый комплекс Швейцарских Альп оказывается зажатым в виде узкой полосы между двумя крупными надвигами, причем сам Ультрагельветский флиш с олистостромами оказывается полностью оторванным от своих корней и не обнаруживает непосредственной связи с первично подстилавшими или перекрывавшими его отложениями. Аналогичное положение олистостромовых толщ можно наблюдать в Иранском Белуджистане, Динаридах, на Южном склоне Большого Кавказа и других районах.

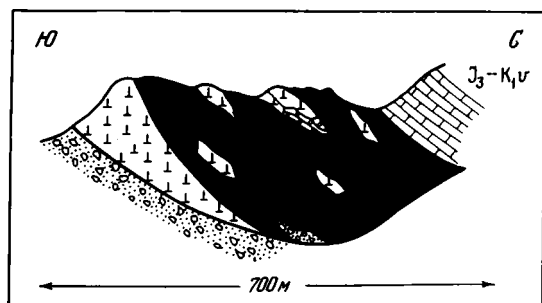
2. На Южном склоне Большого Кавказа олистостромовые толщи верхнеэоценового возраста так же, как и в Альпах, зажаты между двумя крупными надвигами (см. рис. 29). По южному разлому толщи олистостромов надвинуты вместе с флишевыми отложениями на молассовые и мезозойско-кайнозойские эпиплатформенные образования Закавказского межгорного массива, по северному олистостромы вместе с вмещающими толщами пород перекрывают мел-палеогеновым флишем. Полосы выхода олистостромовых тел достигают ширины в 3–5 км, но обычно уже (первые сотни метров — до 1 км), а местами полностью срезаны надвигами. Таким образом, структурная позиция верхнеэоценовых олистостромов Южного склона Большого Кавказа близка позиции Альпийских олистостромов, но если в Альпах олистостромы оторваны от "своего" разреза, то на Южном склоне Большого Кавказа они непосредственно связаны с подстилающими образованиями мел-палеогенового флиша и образуют с ним единый разрез.

Олистостромовые комплексы в виде зажатых в надвигах тектонических чешуй описаны и на Тянь-Шане в пределах Канской полосы выходов серпентинитового меланжа [Куренков, 1978]. Олистостромы представлены здесь глыбовыми брекчиями из обломков и блоков зеленых сланцев, кремнистых пород, офикальцитов, известняков среднедевонского возраста и слоистых пород нижнего намюра, серпентинитов и листвинитов. Брекчии переслаиваются с гравелитами, серпентинитовыми песчаниками и конгломератами. Олистостромовый комплекс в виде тектонической пластины надвинут на меланжированные серпентиниты или на зеленые метаморфические сланцы канской свиты. Протяженность пластины 10–12 км при мощности до 500 м.

3. В отличие от приведенных случаев, когда олистостромы образуют аллохтонные структуры и перекрывают тектоническими покрывами, известны районы, где олистостромы, хотя и перекрывают надвигами и шарьяжами, сами слагают автохтонный разрез. Олистостромы в такой структурной позиции распространены на территории Марокканского Рифа, в Апеннинах, на Тянь-Шане, в Бетской кордильере, в Ликийском Тавре. Прекрасно изученный пример олистостромовых толщ этого типа — меловые олистостромы Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [Книппер, 1975; Соколов, 1977]. В предыдущем разделе были рассмотрены соотношения олистостромовых образований с подстилающими отложениями и говорилось, что олистостромовые комп-

лексы надстраивают автохтонный разрез, сложенный юрско-меловыми вулканогенно-осадочными породами. Перекрыт же олистостромовый комплекс системой тектонических покровов, сложенных фрагментами пород офиолитовой ассоциации и образованиями серпентинитового меланжа (рис. 22, 23).

4. В Севано-Акеринской зоне отмечено [Григорьев и др., 1975; Соколов, 1977] структурное положение олистостромов, которое встречается сравнительно редко. В бассейне рек Тертер и Тутхун описан так называемый Калычлинский комплекс. В этом районе меловые отложения с базальными брекчиями из обломков подстилающих пород с размывом ложатся на породы офиолитового комплекса. Более высокие горизонты разреза на северном борту структуры представлены чередованием конгломератов, песчаников и алевролитов, на южном — флишеидной песчано-глинистой толщей. Выше залегают олистостромовые образования, сложенные хаотическим нагромождением обломков, блоков и глыб гипербазитов, габброидов и пород эффузивно-радио-



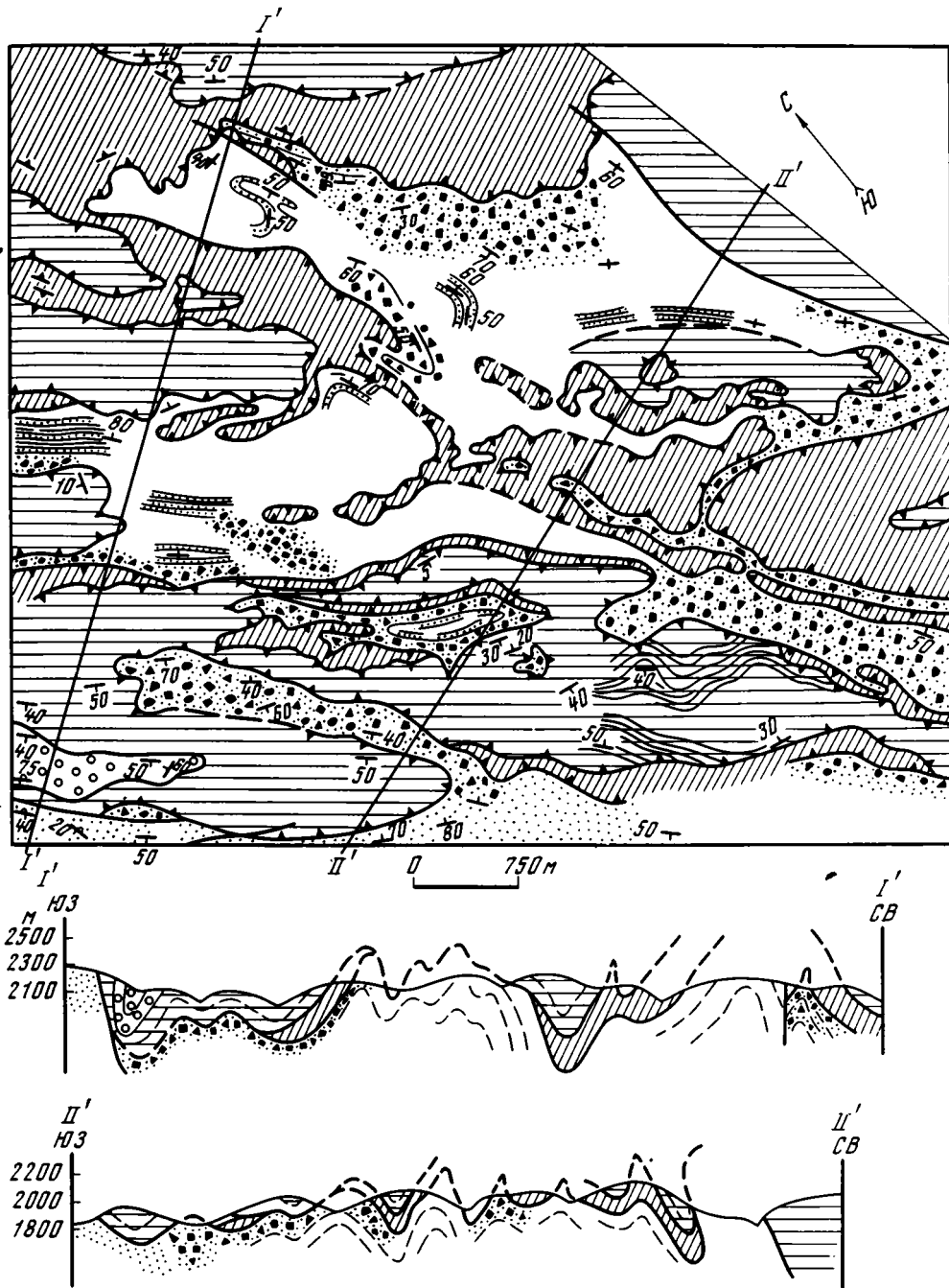
Р и с. 22. Взаимоотношения олистостромовых конгломерато-брекчий и серпентинитового меланжа Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа [Соколов, 1977].

литовой серии, т.е. отторженцами всех разновидностей пород офиолитовой ассоциации. Хаотические брекчии перемежаются с прослоями и гачками серпентинитовых песчаников, гравелитов и конгломератов.

Кылычлинский комплекс олистостромов залегает на породах офиолитового комплекса. Сами же офиолиты образуют систему тектонических покровов, перекрывающих автохтонную олистостромовую толщу, т.е. в данном случае олистостромовая толща, будучи сама автохтонна относительно фундамента, перемещена вместе с последним и входит в состав системы тектонических покровов. Положение олистостромов, аналогичное вышеописанному, можно наблюдать и в других районах, например в Северных Апеннинах, где известны [Elder, 1975] олистостромовые брекчии, имеющие стратиграфические взаимоотношения с нижележащими породами офиолитовой ассоциации, которые образуют серию тектонических покровов. Только в этом районе брекчии олистостромов зажаты между тектонически надвинутыми друг на друга чешуями.

Олистостромы и вмещающие их толщи не обязательно надвинуты на иные образования и сами перекрыты тектоническими покровами (хотя такое положение олистостромов в тектонической структуре наиболее характерно). В ряде случаев олистостромовые толщи, пространственно связанные с зоной надвига, не перекрыты аллохтонными массивами, а находятся перед фронтальным уступом этого разрыва. В олистостромах геологического прошлого такие случаи чрезвычайно редки, так как для того чтобы сохранились подобные взаимоотношения, необходима чрезвычайно быстрая "консервация" структуры более молодыми отложениями в отсутствие последующих сколько-нибудь значительных тектонических подвижек. Залегание олистостромовых толщ перед фронтом разрыва, по которому предполагаются горизонтальные подвижки, описано для неогеновых моласс Дарвазского хребта [Щерба, 1975]. Детальное их рассмотрение будет сделано в главе "Генезис олистостромов". Не перекрыты надвигом, хотя и ясно обнаруживают связь с крупным разломом, и верхнеюрские олистостромы Болгарии [Начев, 1969]. Наиболее часто такие взаимоотношения между разрывами и хаотическими брекчиями выявляются при изучении современных аналогов олистостромов, как, например, на Южном склоне Большого Кавказа [Леонов, 1970], по южному обрамлению Ферганской впадины [Пшенин, 1973] или вдоль Южного берега Горного Крыма [Щерба, 1978].

Таким образом, олистостромовые комплексы часто приурочены к зонам крупных надвигов, покровов и шарьяжей. Амплитуды перемещения по этим разрывам оцениваются весьма значительными величинами и достигают многих десятков (до сотни, реже более) километров [Пейве, 1969; Поршняков, 1973; Трюмпи, 1965; Книппер,



Р и с. 23. Схематическая геологическая карта района верховьев рек Мамеличай и Чильгясчай [Соколов, 1977]

1-3 — автохтон: 1 — флишодная толща альба-сеномана, 2,3 — олистостромовая толща (2 — фация с преобладанием крупных олистолитов, 3 — преимущественно песчаники и аргиллиты, нерасчлененный олистостром показан белым цветом); 4,5 — аллохтон: 4 — Ипякский габбро-гипербазитовый покров, 5 — Нагдаллинский эффузивно-радиоляритовый покров; 6 — неоавтохтон (терригенные отложения нижнего сенона); 7 — поверхности шарьяжей и их предполагаемое продолжение; 8 — сбросы и взбросы; 9 — простирации пород внутри Нагдаллинского покрова; 10 — направления падения сланцеватости в серпентинитах; 11 — линии профилей

1975; Леонов, 1975; Kruas, 1951; Graciansky e. a., 1972; Schwab, 1976]. Позиция оли-
стостромовых толщ относительно покровных структур может быть различна и, как
мы видели, по существу сводится к четырем вариантам.

1. Олиостромы залегают перед фронтом надвига или покрова и не перекрыты
аллохтонными массивами горных пород.

2. Олиостромы автохтонны, но сами перекрыты тектоническими покровами.

3. Олиостромы автохтонны относительно "фундамента", вместе с ним перемеще-
ны и надвинуты на иные образования. При этом олиостромовые толщи часто также
перекрыты тектоническими покровами и чешуями.

5. Олиостромовые комплексы сорваны со своего основания и находятся в аллохтон-
ном залегании. В этом случае они практически всегда перекрыты аллохтонными массивами
горных пород и образуют узкие, зажатые в надвигах пояса очень незначительной ширины.

* * *

Но связь с покровными структурами не ограничивается чисто пространственной
приуроченностью олиостромов к зонам разломов. Наиболее примечательное свойст-
во большинства олиостромовых образований — идентичность горных пород, кото-
рые слагают тектонические покровы, перекрывающие олиостромовые комплексы.
Те же соотношения с покровами наблюдаются и при наличии гигантских пластин, за-
ключенных среди вмещающих отложений. Их состав и строение в подавляющем боль-
шинстве районов тождественны составу и строению горных пород, формирующих те-
ла тектонических покровов и надвигов, надвинутых на олиостромы. При рассмотре-
нии регионального материала идентичность состава пород в олиостромах и в пере-
крывающих олиостром покровов всегда подчеркивалась. Эта закономерность отчет-
ливо наблюдается в большинстве районов Альпийской области. В олиостромовых
толщах, развитых на территории Французских Альп, присутствуют отторженцы юр-
ских и меловых пород, которые тектонически перекрывают глыбовые образования.
В Швейцарских Альпах олиостромы содержат обломки, глыбы и блоки пород, сла-
гающих покров Клиппов. Останцы этого покрова налегают тектонически на флишевые
толщи с олиостромами. На Малом Кавказе, в Ликийском Тавре и Динаридах, в Апен-
нинах и Гималаях олиостромовые толщи включают обломки разнообразных пород
офиолитовой ассоциации (собственно офиолиты, габброиды, породы эффузивно-ра-
диоляритовой серии), т.е. пород, формирующих гигантские тектонические покровы,
которые налегают на глыбовые комплексы. Аналогичные взаимоотношения наблю-
даются и в других складчатых системах: на Урале [Смирнов и др., 1971, 1972], в Нью-
фаундленде [Данбар, Роджерс, 1962], на Сахалине [Разницын, 1978] и в других райо-
нах. В частности, западнее Ньюфаундленда обнажается брекчия Кау-Хед [Данбар, Род-
жерс, 1962; Schuchert, Dunbar, 1934], которая залегает непрерывно вдоль гор Лонг-
Рейндж на протяжении более чем 200 км. Размеры глыб варьируют в широких преде-
лах: диаметр многих глыб превышает 30 м. Мощные пласты брекчий лишены страти-
фикации, сортировка обломочного материала отсутствует. Возраст глыбовых брекчий
определен на основании их залегания на граптолитовых сланцах как среднеордовик-
ский. Обломки, глыбы и блоки сложены известняками и доломитами верхнего кемб-
рия и нижнего ордовика, которые образуют надвиговые пластины, частично перекры-
вающие грубообломочные брекчии и вмещающие их сланцы. Интересно отметить, что
породы по фронту разлома интенсивно раздроблены и не всегда удается установить
точную границу между ними и брекчий. Следовательно, можно видеть, что и в данном
случае обломки в олиостромовых брекчиях представлены в фациях, слагающих те-
ло тектонического покрова, которое надвинуто на олиостром.

Итак, установлена тесная связь олиостромовых комплексов с надвиговыми и по-
кровными структурами и рассмотрены различные варианты структурного положения
олиостромов и ассоциирующихся с ними осадков в зонах разломов.

ВНУТРЕННЯЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОЛИОСТРОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Наиболее сильно изменена первоначальная структура олиостромовых комплексов
тогда, когда они или сами надвинуты в виде тектонических покровов на образования
иных структурно-фациальных зон, или перекрыты мощными аллохтонными массива-
ми. В этой позиции (а как было показано, она для олиостромов наиболее характер-
на) глыбовые комплексы имеют очень сложную внутреннюю тектоническую структу-
ру и нарушены разрывными и складчатыми дислокациями.

Среди разрывных нарушений наиболее развиты разломы с горизонтальной составляющей, приводящие к возникновению многочисленных надвигов, тектонических чешуй и покровов. Отдельные части разреза олистостромовых толщ при этом оказываются смещенными относительно друг друга, надвинуты одни на другие и перемешаны. Амплитуды перемещений отдельных частей олистостромового комплекса относительно друг друга редко бывают значительны. Перемещения происходят в пределах сотен метров и первых километров, редко более, хотя уже отмечалось, олистостромовые толщи в целом могут быть перемещены на многие десятки километров от места своего возникновения. Кроме секущих надвигов, очень широко развиты пластовые срывы. Особенно многочисленны они на границах глыбовых брекчий или отдельных пластин с подстилающими толщами пород. Во многих олистостромовых комплексах практически неизвестны нормальные взаимоотношения вмещающих отложений с глыбовыми горизонтами и отдельными пластинами. Наиболее часто сорваны нижние контакты. Такие срывы, как правило, не продолжают за пределы крупного блока или пласта глыбовых брекчий.

По системе таких надвигов и пластовых срывов происходит дифференциальное прокармливание одних частей комплекса по отношению к другим. При этом более верхние горизонты разреза перекрываются более низкими и часто вклиниваются в них. В целом в результате развития большого числа разрывов олистостромовые комплексы приобретают сложную чешуйчатую структуру, как это наблюдается, например, в верхнеэоценовом дилом флише Швейцарских Альп или верхнеэоценовом олистостромовом комплексе Южного склона Большого Кавказа. В первом районе выделено несколько разновидностей дилого флиша (флиша с олистостромами); "флиш базальной чешуи", "флиш с пакетами слоев Лаймерн", "собственно дикий флиш" и "флиш основания Клиппов". Большинство геологов, изучавших дикий флиш Швейцарских Альп, считают, что эти отложения представляют части единого комплекса пород. Анализ строения и состава разновидностей дилого флиша, в настоящее время образующих сложную построенный пакет тектонических чешуй, приводят к выводу [Леонов, 1975], что каждая из выделенных чешуй сложена отложениями, которые первоначально были элементами единого горизонтального ряда в бассейне седиментации. В результате последующей тектонической переработки они были сорваны со своего основания и в процессе перемещения надвинуты друг на друга, т.е. в Альпийском дилом флише произошло тектоническое наложение разновозрастных или во всяком случае близких по возрасту отложений.

В верхнеэоценовых отложениях Южного склона Большого Кавказа, напротив, сорванными и надвинутыми друг на друга оказались разные части первоначально единой толщи пород, в результате чего нижние части разреза оказались гипсометрически выше, чем верхние [Леонов, 1975].

Возможны и другие комбинированные варианты взаимоотношений отдельных частей нарушенного тектоническими движениями олистостромового комплекса. В некоторых регионах олистостромовые толщи дополнительно деформированы совместно с перекрывающими их покровами. Иногда эти конформные структуры просты, как, например, в зоне развития олистостромовых толщ Гарца, где олистостром вместе с системой перекрывающих его тектонических покровов образует несколько синклинальных структур с пологим падением пластов на крыльях. Синклинальные структуры осложнены надвигами, которые разбивают и олистостромовые образования, и породы покровов на системы тектонических чешуй. Но эти дислокации не нарушают в большей степени общую структуру. В других случаях олистостромовые толщи вместе с залегающими на них аллохтонными массами смяты в сложные напряженные складки, часто изометричные, запрокинутые и лежащие. Складчатые структуры осложнены многочисленными надвигами и послойными срывами. Такого типа дислокации могут захватывать и автохтонные образования, что наблюдается, в частности, в районе развития олистостромов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа (см. рис. 23) и на территории Лийского Тавра [Graciansky, 1973].

Кроме разрывных структур типа надвигов и покровов, олистостромовые комплексы часто нарушены разломами и других разновидностей, среди которых могут быть выделены сдвиги и разломы с преимущественно вертикальной составляющей движения (сбросы, взбросы пр.). Сдвиги бывают связаны в единый структурный рисфнок с надвигами и сопряжены с ними. Эти сдвиговые структуры не выходят за пределы аллохтонных масс. Но встречаются разломы со сдвиговой составляющей перемещения, которые захватывают и аллохтонные структуры, и иные, окружающие их образования. Эти разрывы, как правило, более поздние и только осложняют общую структурную картину. Те же закономерности характерны и для разломов с вертикальной составляющей движения.

Олистостромовым комплексам свойственны и складчатые дислокации, особенно если тела олистостромов заключены среди толщ тонкослоистых пород. Среди складчатых структур можно выделить две разновидности. К первой относятся складчатые структуры, которые захватывают всю толщу пород, ко второй — складчатые структуры более мелкого порядка, свойственные только определенным частям комплексов или осложняющие крупные структурные формы. Складки первого типа — крупные, и в их строении участвует обычно вся толща пород олистостромового комплекса. Они могут быть, как уже отмечалось, конформны с общей складчатой структурой и подстилающих, и перекрывающих образований (см. рис. 24). Форма складок различна. Встречаются просто построенные формы с пологими углами падения пород на крыльях, но бывают и очень сложные складчатые структуры: изоклиналильные, асимметричные, запрокинутые и даже перевернутые. Флишевые толщи с олистостромами на Южном склоне Большого Кавказа образуют только одну гигантскую опрокинутую синклиналь с сорванным висшим крылом; олистостромовые толщи Малого Кавказа, напротив, формируют систему сложно построенных складок.

Внутреннее строение олистостромовых комплексов осложнено и многочисленными складчатыми структурами второго типа. Интенсивность, напряженность складок в этом случае связана в значительной степени с пластичностью и общим объемом вмещающих отложений. Если толщи пород, вмещающие олистостромы, представлены тонкослоистыми песчано-глинистыми флишевыми разностями, то часто наблюдаются многочисленные асимметричные и изоклиналильные запрокинутые и лежащие складки с острыми замками и с осевыми плоскостями, которые параллельны или субпараллельны на-двигам.

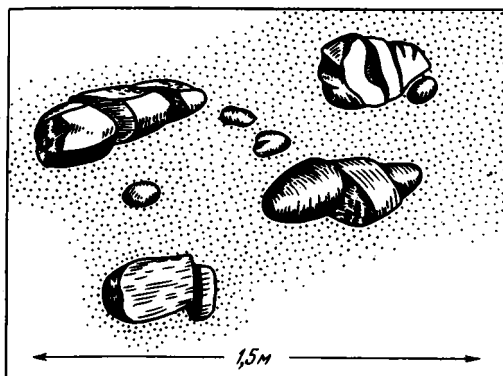
В некоторых районах складки настолько сильно сжаты, что создается впечатление моноклинально залегающих пластов, и только при очень внимательном изучении удается найти замки складок.

Оси складчатых структур обычно вытянуты в направлении общего простираия зоны выходов олистостромовых комплексов. Напряженность складок может меняться от места к месту. Некоторые горизонты смяты сильнее, другие слабее. Часто одни горизонты дислоцированы дисгармонично по отношению к другим. Особенно это свойственно толщам пород, находящимся непосредственно под подошвой тектонических покровов или крупных пластин.

Помимо крупных разрывных и складчатых деформаций, которые свидетельствуют о сложном тектоническом строении олистостромовых комплексов, существует еще множество тектонических нарушений, которые затрагивают или всю толщу пород, или отдельные ее горизонты. Тонкие разности пород во многих случаях рассланцованы; иногда, как, например, в Гарце они состоят как бы из отдельных линзовидных тел, поверхности которых покрыты многочисленными зеркалами скольжения. Эти линзочки имеют скорлуповатое строение, обусловленное бесчисленными плоскостями рассланцевания. Пласты компетентных пород (алевролитов, песчаников, диабазов и т.п.) раздроблены, будинированы и разлинзованы. Будины имеют форму от прямоугольной до линзовидной и совершенно круглой. Видны следы тектонического "окатывания" материала. Местами толщи пород раздроблены настолько, что вместо единых протяженных пластов наблюдается только отдельные их обрывки, растащенные на значительные расстояния и перемешанные с глинистой массой. Только нахождение признаков тектонического дробления позволяет отличить такие участки от типичного олистострома.

Естественно, что если тектоническими движениями затронут весь олистостромовый комплекс, то и тела частных олистостромов должны иметь следы тектонической переработки. Уже говорилось, что структура олистостромовых тел зависит от общей структуры олистостромового комплекса, что на границе линз и пластов глыбовых брекчий и отдельных пластин с вмещающими отложениями происходят послонные срывы, что протяженные пласты образуют складчатые структуры, конформные со структурами вмещающей толщи и т.д. Но внутренняя структура олистостромовых тел во многих случаях претерпевает сильные изменения. Породы, слагающие матрикс олистострома, оказываются рассланцованными и покрытыми зеркалами скольжения. Обломки приобретают линзообразную форму, во многих случаях они будинированы и разорваны. Часто можно встретить и раздробленные обломки, отдельные части которых смещены относительно друг друга (рис. 24).

Во многих районах тела частных олистостромов будинированы и растащены, надвинуты друг на друга и перемешаны с породами вмещающих отложений. В ряде случаев олистостромовые комплексы превращены в тектоническую брекцию, в которой исчезают практически все следы первичной структуры и изначальных взаимо-



Р и с. 24. Раздробленные обломки в верхнеэоценовой глыбовой брекчии Южного склона Большого Кавказа

отношений отдельных составляющих олистостромового комплекса, и тогда трудно, а порой и невозможно, восстановить первоначальное строение олистостромовых отложений.

При описании морфологии олистостромовых комплексов говорилось, что они имеют облик, отличный от подстилающих и перекрывающих толщ осадков. Главное отличие состоит в хаотичности строения олистостромовых отложений. Точно так же и тектоническая структура олистостромовых толщ характеризуется большей сложностью, чем структура окружающих образований (может быть, за исключением меланжей). И сложность эта обусловлена, как и в первичном морфологическом облике, незакономерным расположением структурных форм, нарушением их правильности, большим числом разрывных нарушений (особенно послойных срывов), повышенной раздробленностью пород, их более интенсивным расщеплением, милонитизацией и т.д. Сочетание всех перечисленных структурных особенностей придает олистостромовым образованиям еще более хаотический облик.

Итак, многие микститы типа олистостромов пространственно связаны с зонами крупных надвигов, а также с покровными и шарьяжными структурами. Большинство олистостромовых образований имеет сложную тектоническую структуру, выраженную в большом числе разрывов, сложной складчатости, разлинзовании и будинировании компетентных пород вмещающих отложений и обломочного материала олистостромов, расщеплении основной массы, дроблении и брекчировании пород. Все эти структурные особенности свидетельствуют о том, что хаотические комплексы описываемого типа в очень многих случаях подверглись интенсивной тектонической переработке, которая происходила в условиях проявления тектонических движений со значительной горизонтальной составляющей перемещения блоков земной коры. Формирование тектонической структуры, более сложной, чем в окружающих образованиях, которые находились в тех же тектонических условиях, связано с гетерогенностью олистостромовых комплексов. Значительная литологическая разнородность пород олистостромовых комплексов, линзы, прослои и горизонты грубообломочных пород и отдельные глыбы и пластины среди тонких песчано-глинистых или глинисто-карбонатных отложений создали неоднородность тектонической деформации. Тогда как пластичные породы вмещающих отложений сминаются в складки и деформируются в соответствии с общим планом деформаций, отдельные горизонты компетентных пород (брекчии, конгломераты) и отдельные глыбы и пластины ведут себя как жесткие тела: проскальзывая относительно пластичных горизонтов, вращаясь, протыкая пластичные осадки, они сминают их дополнительно в более мелкие складки и расщепляют. Крупные пластины при этом по системе мелких сколов дробятся, и отдельные их части надвигаются друг на друга, что приводит к усложнению структуры и придает ей хаотический облик.

Образование всех описанных в этом разделе тектонических структур произошло после формирования глыбовых толщ и вмещающих отложений. Оно связано с проявлением тектонических движений, которые приводили к деформации уже сформированных олистостромовых комплексов, и для того чтобы ответить на вопрос, как и когда произошла эта деформация, необходимо рассмотреть соотношение времени формирования олистостромов, становления покровов и тектонической переработки хаотических комплексов.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛИСТОСТРОМОВ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕРАБОТКИ ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Временной интервал между накоплением глыбовых брекчий и становлением тектонических покровов во многих случаях очень незначителен. Так, в пределах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, по данным А.Л. Книппера [1975] и С.Д. Соколова [1977], формирование олистостромовых комплексов происходило начиная с сеномана и до раннеконьякского времени. Возраст олистостромовых толщ определен на основании залегания их на фаунистически датированных отложениях альб-сеноманской флишовой толщи и находок остатков ископаемой фауны в осадочных породах, которые расслаивают олистостромовые тела. Олистостромовые толщи и тектонически перекрывающие их офиолитовые покровы запечатаны породами неоавтохтона, нижняя возрастная граница которых проходит где-то на уровне коньякского яруса; во всяком случае, совершенно не вызывает сомнений сантонский возраст нижней части отложений неоавтохтона. Следовательно, образование мощной олистостромовой толщи и надвигание на нее тектонических покровов произошло в интервале времени от сеномана до коньяка, в крайнем случае сантона. Но если учесть, что верхний возрастной предел формирования олистостромовых толщ приходится на турон—ранний коньяк, то становится ясно, какой короткий промежуток времени может отделять становление хаотических брекчий от момента надвигания на них тектонических покровов. Более того, анализ остатков ископаемой фауны не дает возможности строго разграничивать время образования олистостромов, становления тектонических покровов и начала седиментации нового "неоавтонного" цикла. Все это приводит к выводу (как и другие данные по строению описываемой зоны), что формирование тектонических покровов происходило практически одновременно с образованием хаотических глыбовых брекчий или следовало непосредственно за ним [Соколов, 1977].

В пределах Восточного Тавра расположен олистостромовый комплекс Бесни [Rigo de Righi, Cortesini, 1964], который перекрыт покровом Кеван. Возраст глыбовых толщ — кампан—ранний маастрихт. И олистостром, и тектонический покров, его перекрывающий, запечатаны отложениями верхнего маастрихта. Следовательно, и в этом случае мы видим, что становление тектонических покровов происходит непосредственно сразу же за становлением олистострома. Аналогичные взаимоотношения известны в Ликийском Тавре [Graciansky, 1967], в Омане [Glenie e.a., 1973], в Апеннинах [Elter, Trevisan, 1973], на Тянь-Шане, на Кубе [Моссаковский, Альбер, 1978], в Румынских Карпатах и во многих других районах. Но время становления покровов может быть точно определено только при условии быстрого запечатывания олистостромовых комплексов и перекрывающих их тектонических покровов более молодыми отложениями. В большинстве районов, где развиты тектонические покровы и олистостромы, возраст шарьяжных перемещений не фиксируется точно положением в разрезе. Более молодые отложения часто начинают образовываться после большого временного перерыва. Однако и в этих случаях можно говорить о незначительном времени разрыва или практической одновременности формирования олистостромов и покровных структур. Основания к этому следующие.

1. Отсутствие в олистостромовых комплексах гигантских пластин, сформированных породами более древними, чем вмещающие их отложения. Уже говорилось, что такие пластины могут достигать многих десятков километров по длинной оси и мощности во многие сотни метров. По своим размерам и по условиям залегания они принадлежат к категории конседиментационных покровов; эти покровные массы свидетельствуют об одновременности процесса образования олистостромов и горизонтальных перемещений блоков земной коры.

2. Как правило, тектонические покровы залегают непосредственно на олистостромовых комплексах. Они не расслоены никакими отложениями, которые позволили бы считать, что между образованием олистостромов и надвиганием на них покровов прошло хоть сколько-нибудь значительное время.

3. Олистостромы содержат отторженцы пород, которые слагают тектонические покровы, залегающие на глыбовых толщах, т.е. покровные пластины во время накопления олистостромов находились от них в непосредственной близости.

Все сказанное выше еще раз подтверждает, что надвигание покровов на олистостромовые толщи очень часто происходит практически одновременно с их образованием или непосредственно сразу же за ним.

Основываясь на пространственной и временной связях олистостромов и перекрывающих их тектонических покровов, можно предположить, что интенсивная тектоническая переработка глыбовых образований вызвана именно действием тектонических покровов. Действительно, во многих случаях это предположение находит подтверждение. В рассмотренном примере олистостромов Малого Кавказа отложения неоавтохтона, перекрывающие и олистостромовые толщи, и тектонические покровы, дислоцированы несравненно слабее, чем сами олистостромы. Отложения неоавтохтона смяты в конформные с покровами и олистостромами складки, разбиты серией разрывов, но в них практически отсутствуют будинирование, брекчирование и разлинзование слоев, значительные нарушения сплошности, расщепление и пр. Следовательно, последующие за становлением покровов тектонические движения не привели к сильной переработке пород, таким образом, деформации олистостромовых комплексов связаны именно с воздействием надвигающихся тектонических покровов. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются в Румынских Карпатах, где интенсивно дислоцированные флишевые отложения с телами хаотических брекчий перекрыты покровом кристаллических пород Внутренних Карпат. Запечатывающие же их конгломераты Бучеджи залегают практически горизонтально и не имеют следов внутренней деформации. В олистостромах Гарца (см. главу "Генезис. . .") тектонизация хаотического комплекса одновременно его становлению.

Но довольно многочисленны и примеры, когда образование покровов, перекрывающих в современной структуре олистостромовые толщи, оторвано по времени от формирования микститов. Так, на Южном склоне Большого Кавказа хаотические брекчии сформированы в позднем эоцене—раннем олигоцене, а тектоническое их перекрытие произошло не ранее позднего миоцена — плиоцена. И хотя именно эти движения привели к значительной переработке олистостромового комплекса, в нем можно найти и признаки более ранней конседиментационной переработки. В отложениях, подстилающих крупные конседиментационные покровы, наблюдаются сложные, неправильной формы складки, отличные от общего стиля дислокаций, более интенсивное, чем в других местах, разлинзование и будинирование компетентных прослоев, разрывы сплошности и расщепление глинистых разностей пород. В краевой зоне наблюдается ряд мелких угловых несогласий, которые свидетельствуют о конседиментационной складчатости. Аналогичные структуры известны и в хаотических комплексах других регионов (Французские и Швейцарские Альпы, Тянь-Шань и др.). Тем не менее эти дислокации носят частный характер — общая сложная тектоническая структура сформирована более поздними движениями, связанными, однако, и это необходимо особо подчеркнуть, со становлением тектонических покровов.

Резюмируя сказанное, отметим, что многим микститам олистостромового типа свойственны пространственная и временная связь с тектоническими покровами и интенсивная тектоническая переработка пород, которая обусловлена гетерогенностью комплекса и действием надвигающихся на хаотические образования покровов. Тектоническое перекрытие может следовать непосредственно за формированием олистостромов, но бывает и оторвано от него по времени. Естественно, что олистостромовые комплексы могут в последующем не раз подвергаться новой тектонической переработке, в результате чего структура их усложняется, но повторная переработка связана опять-таки с тем, что они пространственно приурочены к зонам крупных разломов (главным образом, надвигов и тектонических покровов), т.е. к зонам, в которых в наиболее четком виде проявляются дифференциальные движения крупных блоков земной коры.

Кроме структур, возникновение которых обусловлено движениями более поздними, чем образование микститов, в олистостромах встречаются и специфические структуры, которые нельзя объяснить тектонической переработкой уже сформированного комплекса. Очень характерны раздробленные, брекчированные блоки и глыбы. Они пронизаны трещинками, которые заполнены кальцитовыми прожилками, не выходящими в матрикс. Поверхности обломков также покрыты кальцитовой оторочкой, изборожденной штрихами зеркал скольжения. Крупные глыбы и пластины часто разбиты разрывами на отдельные блоки и чешуи, причем разрывы не выходят за пределы пластин и блоков и не затрагивают вмещающие отложения. В основной массе очень многих олистостромов находятся частицы, испытывавшие тектоническую переработку более интенсивную, чем вся масса отложений в целом. Часто в состав основной массы входят раздробленные и катаклазированные минеральные зерна и красные гематитизированные тектонические глины, которые особенно характерны для олистостромов, сложенных обломками карбонатных пород.

В подошвенной части крупных пластин и блоков, а также и в их краевых частях породы раздроблены, брекчированы, местами превращены в настоящие тектонические брекчии, которые окружают пластины наподобие шлейфа. Все эти особенности строения отмечаются во многих олистостромовых комплексах: на Южном склоне Большого Кавказа, в Апеннинах [Elter, 1975], Динаридах [Richter, 1973], Болгарии, на Тянь-Шане, а также в Гарце [Schwab, 1976] и во многих других районах.

Таким образом, олистостромовым образованиям свойственны признаки тектонической переработки материала, которая не связана с тектоническими движениями, приводящими к изменению внутренней структуры уже сформированного олистострома, а свидетельствует о более ранней, первичной тектонизации пород, слагающих олистостром.

ВЫВОДЫ

Из описания черт внутреннего строения и структуры, свойственных данной разновидности хаотических образований, можно видеть, что олистостромовые толщи и отдельные олистостромы представляют ограниченные в пространстве геологические тела, сложенные специфическим комплексом грубообломочных пород с хаотическим внутренним строением, и что они обладают набором признаков, которые позволяют выделить их среди других типов геологических образований. Однако, несмотря на существование общих для всех олистостромов признаков, имеются и черты, индивидуальные для того или иного олистострома. Так, в различных олистостромах может быть разный состав обломков и матрикса, различная насыщенность обломочным материалом; олистостромы могут ассоциировать с вмещающими отложениями разнообразного состава, иметь разные объемы и степень тектонической переработки и т.д.

Исходя из существенной разницы в составе и строении олистостромов, казалось бы логичным провести их морфологическую классификацию. Попытки провести такие классификации неоднократно предпринимались разными учеными. Так, олистостромы разделялись на типы по составу обломочного материала [Richter, 1973], по соотношению объемов матрикса и включений [Соколов, 1977], по размеру обломков [Rigo de Righi, 1959; Görler, Reutter, 1963], по их фациальной принадлежности [Elter, Raggi, 1956]. Все это — важные признаки, и они, безусловно, в определенной степени отражают разнотипность хаотических брекчий олистостромового типа. Но тем не менее все морфологические классификации страдают одним недостатком: классифицировать "вообще", не решая при этом какую-либо определенную задачу, нельзя, так как изучение любого геологического образования — не самоцель, а только средство понимания процессов, определяющих развитие земной коры. В соответствии с этим морфологическая классификация должна отражать совокупность признаков, по наличию которых можно судить о действии тех или иных процессов, приводящих к формированию данного объекта (комплекса отложений, совокупность структурных форм и т.д.).

Набор морфологических признаков в олистостромах дан в этом разделе безотносительно к генетическим аспектам проблемы, однако легко видеть, что их изучение заставляет нас думать в нескольких направлениях. Во-первых, глыбовые толщи заключены среди разнообразных нормально-осадочных отложений, отличаются от них составом, внутренней структурой, а также возрастом пород, представленных в обломках, — они, как правило, древнее вмещающих отложений. Эти признаки, наряду с тектурными особенностями вмещающей толщи, свидетельствуют о том, что материал олистостромов, прежде чем попасть в осадки вмещающей толщи, испытывал перемещение в пространстве. Следовательно, необходимо выделить признаки, позволяющие восстановить процессы перемещения обломочного материала олистостромов. Во-вторых, сам грубокластический материал, да еще чуждый по составу вмещающим отложениям, неизбежно ставит проблему его возникновения, т.е. проблему восстановления процессов, которые приводят к формированию масс кластического материала. В-третьих, олистостромовые отложения часто интенсивно переработаны тектонически и содержат признаки одновременной тектонической переработки материала. Следовательно, должны быть выявлены признаки, по которым можно восстановить процессы, приводящие к тектонической переработке пород, слагающих олистостромы.

Таким образом, все морфологические признаки могут быть объединены в три группы:

— признаки, отражающие способ формирования кластического материала олистостромов;

- признаки, отражающие способ переноса (переотложения) кластического материала в пространстве;
- признаки, отражающие процессы тектонической переработки пород, слагающих олистостромы и олистостромовые комплексы.

Все признаки существуют не сами по себе, а находятся в парагенетической связи друг с другом, и появление какого-либо одного признака ведет за собой появление и нескольких других. Так, например, если толщи олистостромов имеют протяженность в десятки километров и значительную мощность, то можно уверенно сказать, что в них будут присутствовать катаклазированные и милонитизированные частицы, сильно брекчированные блоки пород и иные признаки тектонической переработки. Если олистостром сложен отторженцами пород из подстилающих отложений, то чаще всего его протяженность и мощность будут незначительны; будут отсутствовать в нем и тектонически переработанные частицы, т.е. наблюдается определенная взаимосвязанность и взаимообусловленность морфологических признаков. Выявление совокупности таких признаков позволяет выделить различные типы олистостромов, детальное рассмотрение которых — предмет дальнейшего исследования. Сейчас отмечу только, что по сумме таких признаков могут быть выделены две разновидности олистостромов.

Первой разновидности свойственны широкое пространственное распространение и значительные мощности, обломки пород, чуждые данному бассейну седиментации и главным образом отторженцы конседиментационных покровов, заключенные во вмещающих отложениях, или покровов, перекрывающих олистостромы; пространственная приуроченность к тектоническим покровам и взаимопереходы с тектоническими брекчиями и меланжами; интенсивная тектоническая переработка; присутствие первично тектонизированных обломков и наличие в матриксе составляющих тектонического происхождения (тектонические глины, милониты и пр.).

Второй разновидности свойственны незначительные объемы и небольшая протяженность; локальное распространение; отторженцы пород вмещающих олистостром отложений; переотложенные мелководные образования (чаще всего шельфовые конгломераты); четко выраженные оползневые текстуры и структуры; отсутствие тектонической переработки и пр.

Как можно будет видеть в дальнейшем, этим литологическим разностям олистостромов соответствуют и различные их генетические типы.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МИКСТИТОВ ОЛИСТОСТРОМОВОГО ТИПА

Сейчас, когда мы познакомились с фактологической стороной геологии олистостромовых отложений и прежде чем перейти к интерпретационной части, нужно обратиться к истории изучения описываемых комплексов, так как это позволит в дальнейшем более компетентно подходить к проблемам генезиса олистостромов, их типизации и определения места олистостромов в ряду сходных образований.

Хаотически построенные грубообломочные отложения рассматриваемого типа выделялись разными авторами под различными наименованиями: дикий флиш, глыбовые брекчии, мегабрекчии, хаотические брекчии, "горизонты с включениями", тиллитоподобные конгломераты, осадочные клиппы и т.д. В настоящее время к ним чаще всего применяют термин "олистостром"¹. При таком многообразии названий, если к тому же описываются отложения по сути идентичные, трудно достигнуть взаимопонимания между геологами как по использованию тех или иных терминов, так и по су-

¹ Термин "олистостром" в публикациях советских авторов имеет то мужской [Книппер, 1971; Александров и др., 1975], то женский род ("олистострома") [Буртман, 1973]. С.В.Руженцев и И.В.Хворова [1973, с. 22] на одной странице употребляют этот термин и в мужском, и в женском роде. В Геологическом словаре [1973] термин вообще дан стыдливо во множественном числе. Термин введен итальянскими геологами и пишется "olistostroma". В итальянском языке слова греческого происхождения с окончанием "ма" мужского рода. При написании термина на русском языке можно поступить двояко: или сохранить греческое написание с окончанием "а", и тогда, по законам русского языка, слово будет иметь женский род, или сохранить род, отбрасывая окончание "а". Учитывая же, что сам автор термина Г.Флорес подчеркивает, что слово "олистостром" образовано по аналогии со словом "биостром", которое в русском языке мужского рода, представляется более правильным писать и говорить "олистостром". В дальнейшем термин "олистостром" я буду употреблять в мужском роде.

шеству понятий, им соответствующих. И, пожалуй, не будет преувеличением сказать, что в терминологии хаотических комплексов царит не меньший хаос, чем в их внутреннем строении. Насколько нечетко представление о том, что такое олистостромы и олистолиты, прекрасно показывает определение этих понятий, например, в работе С.В. Руженцева и И.В. Хворовой [1973, с. 21]: “несколько произвольно термин “олистострома” мы ограничим отложениями, содержащими олистолиты. Олистолиты ... — крупные блоки, заключенные в олистостроме ...”.

Частичные обзоры, касающиеся в основном понятий “олистостром” и “олистолит”, сделаны зарубежными [Badoux 1967; Abbate et al., 1970; Broquet, 1970; Hoedaemaker, 1973] и советскими учеными [Руженцев, Хворова, 1973].

По-видимому, впервые и почти одновременно описание подобных образований с попыткой объяснить их происхождение дали итальянские геологи [Salmoiraghi, 1881; Bombici, 1882; Uzelli, 1883]. В их работах содержится описание “argilles scagliose” — “чешуйчатых глин” Северных Апеннин, для объяснения образования которых авторы предложили механизм подводного оползания.

Ф. Кауфман [Kaufmann, 1886] в Центральной Швейцарии описал комплекс хаотически построенных отложений, которым дал наименование “wildflisch” — “дикий флиш”, подчеркивая хаотичность их напластования и структуры. Комплекс пород дикого флиша Центральной Швейцарии сложен черными блестящими сланцеватыми мергелями с прослоями алевролитов и песчаников, в которых заключены отторженцы различных осадочных и магматических пород более древнего, чем вмещающая их масса, возраста. Породам свойственна чрезвычайно интенсивная тектоническая переработка, выраженная в расщеплении основной массы, разлинзовании и будинировании пластов компетентных пород, расчешивании всей толщи, интенсивной складчатости. Сам Ф. Кауфман, описав морфологию отложений дикого флиша, не дал объяснения их происхождению. Термин “дикий флиш” получил всеобщее признание и употребляется до настоящего времени геологами всего мира, что связано, вероятно, с его образностью и с тем, что в определении отражены главные и наиболее типичные морфологические (и только морфологические) черты строения этого комплекса отложений. Однако его применение ограничено из-за введения слова “флиш”, которое не позволяет отнести к категории дикого флиша хаотические комплексы, связанные с иными типами отложения; к тому же первоначальный смысл термина в понимании Ф. Кауфмана предопределял интенсивную тектоническую переработку этих отложений.

В последующем было установлено чрезвычайно широкое распространение осадков типа дикого флиша. Однако с течением времени термин утратил свою четкость и определенность, и в настоящее время он часто применяется для описания отложений, не имеющих ничего общего (кроме хаотического строения) с типичным диким флишем. К. Сю [Hsü, 1974], в частности, предлагает “диким флишем” называть хаотические комплексы с неустановленным генезисом, что, конечно, совершенно неправильно. Г. Шардт [Schardt, 1998a,b] связывал образование толщ дикого флиша Швейцарии с разрушением лобовой части Клиппов, обратив внимание на тот факт, что в непосредственной близости от клиппов в подстилающих их образованиях дикого флиша содержатся обломки и глыбы пород в фациях покрова Клиппов. М. Люжон [Lugeon, 1916] считал, что обломочный материал в дикий флиш поступал из разрушающегося порога на границе Ультрагельветской и Пьенинской зон. Эту точку зрения поддержал В. Леопольд [Leopold, 1942], выдвинувший идею о существовании Ультрагельветского порога. При этом исследователи дикого флиша, учитывая особенности строения основной массы и включений, а также их взаимоотношения, в настоящее время пришли к выводу, что подавляющее большинство глыб и блоков — продукты обрушения и оползания подводной или надводной части крутого уступа или кордильеры. Блоки, глыбы и пакеты различных пород после обрушения частично оставались на мелководье, перерабатывались, образуя толщу конгломератов и брекчий, а частично сползали в глубь флишевого бассейна по илистому осадку и вновь перекрывались непрерывно осаждающимся илом [Жинью, 1952; Трюмпи, 1965; Lugeon, 1916; Gagnebin, 1917; Soder, 1949; Cadisch, 1953]. При этом интенсивное разрушение порога или кордильеры связано с тем, что они были сформированы системой надвигающихся на флишевое море покровов [Леонов 1975; Beck, 1911; Kraus, 1932, 1951; Gigon, 1952; Sujkovski, 1957].

П. Ламар [Lamare, 1946] для линзовидных включений в меловых отложениях массива Мендибельза (Пиренеи) предложил термин “осадочные клиппы”, который явно подразумевал осадочное происхождение блоков пород в более молодых вмещающих отложениях.

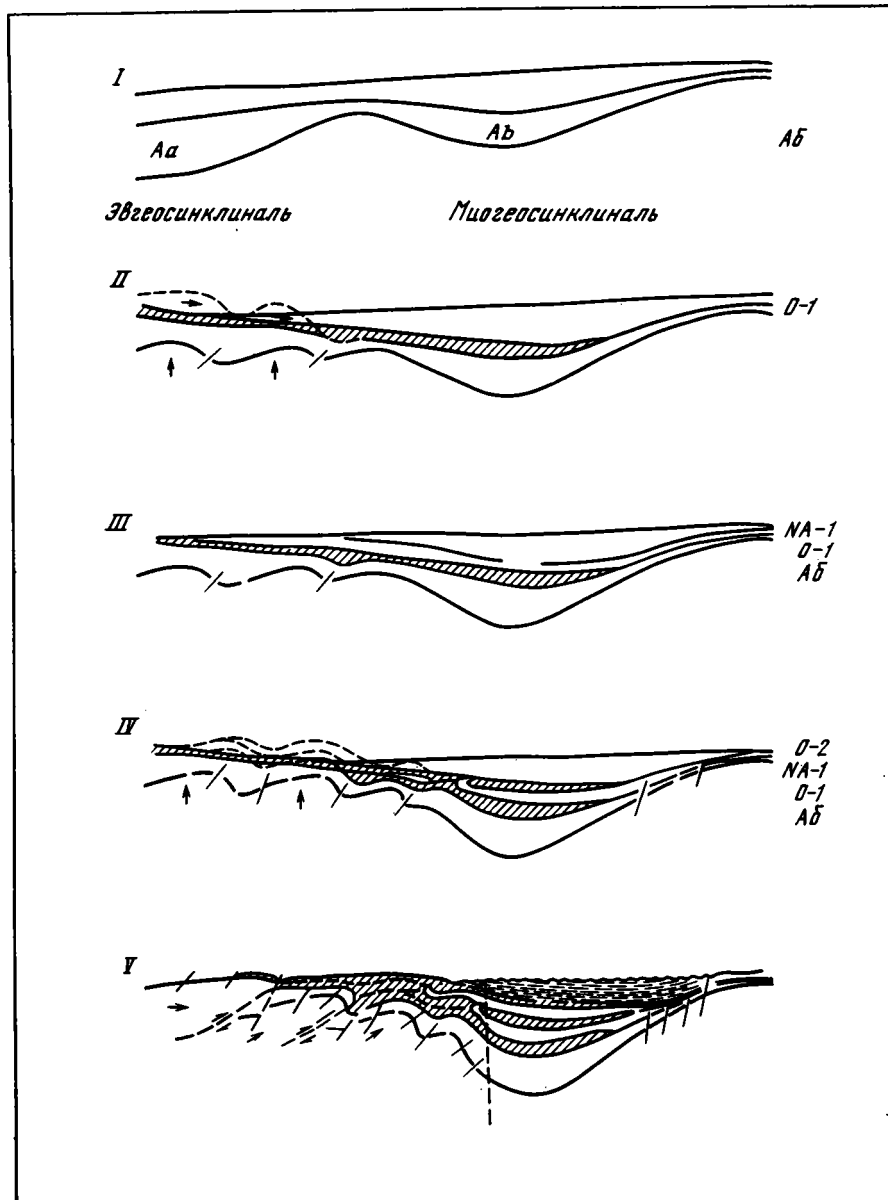
Термин "экзотические блоки" введен Хоеннэггером [Badoux, 1967] для обозначения блоков юрских известняков в неокомских отложениях района Штрамберга. В настоящее время этот термин широко употребляется для обозначения блоков любого происхождения. П.Броке же [Broquet, 1970] считает, что термин "экзотический блок" следует применять только к блокам, для которых доказана их тектоническая природа. Однако геологи, занимающиеся изучением Альп, чаще всего применяют этот термин для включений, коренные выходы которых неизвестны, например для блоков гранитов Хабкерн в диком флише Центральной Швейцарии. Представляется рациональным сохранить термин "экзотические блоки" именно за этой категорией включений.

В 1955 г. на IV Международном нефтяном конгрессе от имени группы геологов Итальянской нефтяной компании Ж.Флорес [Flores, 1955] во время дискуссии предложил для обозначения хаотических осадочных комплексов, развитых в олигоцен-миоценовых отложениях Центрально-Сицилийского бассейна, термины "олистостром" и "олистолит"¹. По Флоресу, слово "олистостром" происходит от греческих слов *"ολισ" (olis) — ползти* и *"στρωμα" (stroma) — накапливаться (отлагаться)*. По аналогии с биостромом ("отложение благодаря жизни") олистостром означает аккумуляцию благодаря оползанию. Под олистостромом мы понимаем такие осадочные образования, — говорит далее Ж.Флорес, — которые находятся среди нормальных осадков. Они достаточно протяженные, могут быть закартированы и характеризуются гетерогенным петрографическим материалом, более или менее перемешанным и отложившимся в виде полужидкого тела. В нем нет правильной слоистости — она встречается только в крупных отторженцах слоистых пород. В каждом олистостроме мы различаем основную массу, сложенную гетерогенным, существенно пелитовым материалом, и включения отторженцев более компетентных пород. Последние могут быть размером от гравия до глыб и огромных масс во многие кубические километры. Соотношение между общим объемом включений и основной массы непостоянное. В некоторых олистостромах можно различить один или несколько типов аккумуляции, связанных с течением, от хаотического осадка с крупными отторженцами, которые физически отделены от их первоначального положения, до селективной седиментации (гранокластит), обремененной турбидным потоком" [Broquet, 1970, с. 78]. Термин "олистолит" (составленный из слов "скользить" и "порода") применяется к отдельным включениям в основной массе.

В последующем Ж.Флорес в дискуссии по поводу выступления Е.Бенео [Beneo, 1956a] разъясняет, что термин "олистостром" вводится им как термин общий, применимый для любых хаотических комплексов, тогда как ранее применявшиеся термины "чешуйчатые глины" и "брекчированные глины" имеют узко региональный смысл, а термины "slamp" — "оползень" и "slide" — "скольжение" чаще всего применяются для внутриформационных оползневых деформаций. Об универсальном значении вновь введенных терминов пишет и Е.Бенео [Beneo, 1956a], который поддержал введение этих терминов и неоднократно ими пользовался в своих публикациях. Он, в частности, ввел как противоположность "олистострому" термин "sedimento normale" — "нормальный осадок" и стал широко использовать термин "реседиментация", введенный К.Мильорини [Migliorini, 1950 b], для обозначения явления, приводящего к образованию нового осадка за счет переотложения более древнего. Понятие "реседиментация" охватывает широкий круг явлений от образования хаотически построенных толщ типа олистостромов до турбидитных (как пишет Е. Бенео, "пластовых") отложений типа дикого флиша. Е. Бенео же применил для обозначений мелких олистолитов термин "пеззам" (pezzame) — обломок.

Как видно из определений, образование глыбовых толщ, включенных в нормальное-осадочные отложения, связывалось Ж.Флоресом исключительно с процессами оползания. Задолго до введения термина "олистостром" эта связь была установлена уже упоминавшимися Ф.Сальмораги, Л.Бомбиччи и Ж.Узелли. К.Мильорини [Migliorini, 1933] также описал этот процесс и ввел термин "орогенический оползень" (frane orogene), подчеркнув роль тектоники в процессе образования оползневых хаотических тел. Идею о гравитационном соскальзывании развивали Р.Синьорини [Signorini, 1935], Г.Мерла [Merla, 1951], Е.Бенео [Beneo, 1956a] и многие другие исследователи.

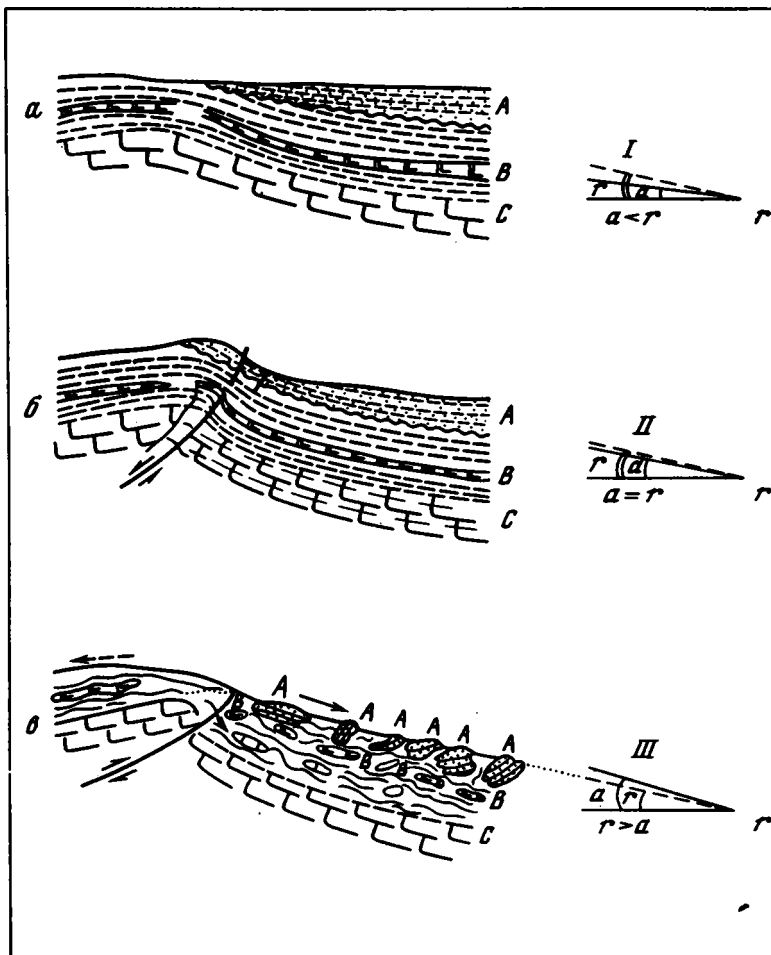
¹ Примерно в это же время Ф.Лотц [Lotz, 1956, 1957] для обозначения слоеподобных оползневых масс, которые находятся среди нормальных стратифицированных отложений и образовались из неконсолидированных тексотропных осадков, стал использовать термин "херполит" (Herpolites). Термин этот, однако, не завоевал такой широкой популярности, как "олистостром".



Р и с. 25. Происхождение олистостромов по Маршетти [Marchetti, 1957]; объяснения см. в тексте

Ф.Риго де Риги [Rigo de Righi, 1956] предложил классификацию олистостромов в зависимости от текстуры вмещающей массы и различал пуддинги, брекчии и чешуи. Среди олистолитов он выделяет макроолистолиты (более 100 000 м³), мезоолистолиты (1000 м³) и микроолистолиты (несколько десятков кубических метров).

Важным этапом в исследованиях олистостромовых образований была работа М.Маршетти [Marchetti, 1957], который, подчеркивая двусмысленность определений Ж.Флореса, несущих и морфологический, и генетический смысл, считает, что термин "олистостром" следует применять для описания отложений с преимущественно глинистой основной массой хаотического строения, которая содержит блоки более жестких пород — одновозрастных, более древних или даже более молодых, чем вмещающая их масса. Нахождение блоков в тонкой массе, по мнению М.Маршетти, обусловлено оползанием пород из области, приподнятой относительно бассейна, в котором откладывались тонкие осадки. М.Маршетти приводит следующую схему образования олистостромов, основанную на изучении этих образований в третичных отложениях Сицилии (рис. 25).



Р и с. 26. Образование олистостромов по Маршетти [Marchetti, 1957]; объяснения см. в тексте

Первая стадия. Во внутреннем (эвгеосинклинальном) и внешнем (миогеосинклинальном) бассейнах в доороженный период накапливаются фациально различные отложения. Эвгеосинклинальные (Аз) — преимущественно глинистые, миогеосинклинальные (Аб) — главным образом мергелистые и карбонатные.

Вторая стадия. Во время первого периода тектонической активности происходит поднятие внутреннего бассейна, глинистый материал вследствие увеличения угла наклона поверхности приходит в неуравновешенное состояние, и породы глинистого комплекса частично соскальзывают во внешний бассейн. Материал фации Аа перекрывает разновозрастную фацию Аб и формирует первый олистостром О-1.

Третья стадия. В период тектонического покоя образуются отложения неавтохтона А-1, которые перекрывают олистостром О-1.

Четвертая стадия. Новый этап тектонической активности. Продолжается воздымание, осложненное сколами и разрывами субстрата и перекрывающих отложений. Часть неавтохтона А-1 соскальзывает и образует второй олистостром О-2.

Процесс повторяется неоднократно до тех пор, пока внешний бассейн не будет редуцирован полностью.

Пятая стадия. Конечный этап тектонического и седиментологического цикла. Отложения внешнего бассейна и их субстрат нарушены разрывами и частично шарьированы. Как пишет М.Маршетти, формации, первоначально расположенные во внутреннем бассейне, полностью перемещены благодаря явлениям двух видов: нормальной эрозии и седиментации и гравитационному перемешиванию. Во внешнем бассейне олистостромы разделены, тогда как на его внутреннем борту при движении к внутреннему бассейну они наложены один на другой и формируют мощную недифференцированную олистостромовую массу.

Как представляет себе М.Маршетти, образование олистолитов видно из рис. 26. В этой схеме интересно обратить внимание на то, что глыбы более молодых членов разреза попадают в подстилающую олистостромовую толщу все-таки путем тектоническим, при последующей переработке олистостромовых комплексов. На явление тектонической "закатки" обломков пород в толщи дикого флиша указывал Ж.Кадиш [Cadisch, 1953], который выделил среди включений: 1 — чуждые включения осадочного происхождения; 2 — тектонически захваченный материал, 3 — тектонически окатанные обломки пород вмещающих флишевых отложений.

М.Маршетти выделил соответственно возрасту пород, слагающих обломки, А — неолитоиды, В — мезоолитоиды, С — гипоолитоиды. Суммируя главное, что есть во взглядах М.Маршетти, П.Броке [Broquet, 1970]: отметил: 1 — влияние на образование олистостромов тектонического фактора; 2 — тектоническую эрозию субстрата как результат действиядвигающегося тела олистоstromа в виде рубанка (rabotage — состругивание); 3 — соответствие времени образования олистостромов пикам альпийского тектогенеза. По поводу тектонического фактора сам М.Маршетти замечает, что глинистый материал, который формирует основную массу олистостромов, из-за своей пластичности не может передавать тектонические усилия и что хаотическая природа, брекчированность и присутствие бескорневых блоков различного возраста не могут быть объяснены иначе, как действием шарьяжей. И он делает важный вывод, что "силы, которые контролируют это явление, суть гравитационные, но не исключено и влияние тектонических движений, которые могли бы способствовать началу явления", по П.Брокету [Broquet, 1970, с. 81].

В 1960 г. для несортированных или плохо сортированных терригенных отложений, состоящих из песчаной основной массы и (или) отдельных блоков пород, рассеянных в этом материале, был предложен термин "диамиктон" (diamicton) [Flint et al., 1960] от греческого слова "διαμύωμι" — "полная смесь". Литифицированный диамиктон — "диамиктит" (diamictit).

В.Бортолотти [Bortolotti, 1962] предложил различать явления седиментационные, которые приводят к образованию новых осадочных пород, и тектонические, которые вызывают перемещение пород, сохраняя их первоначальные взаимоотношения. Это замечание, если его применить к олистостромовым отложениям, довольно любопытно, так как подразумевает, что сам олистостром — явление осадочное, но крупные олистоиды — тектонического происхождения. На мой взгляд, такое противопоставление неправомерно.

Г.Мерла [Merla, 1964] считает, что термины "олистостром" и "олистоид" следует употреблять только для осадочных пород.

А.Якобаччи [Jacobacchi, 1965] несколько ограничивает смысл, вложенный в эти понятия М.Маршетти. Он считает, что олистостром сложен осадком, который образован оползневыми потоками, и хотя они могут быть вызваны различными причинами, сами оползни — явление осадочное. Оползневой поток должен иметь (как и образовавшийся из него олистостром) хаотическое строение и не иметь стратификации. Олистоид, по А.Якобаччи, может быть определен как однородная объемная масса, заключенная в оползневом потоке.

Удачный термин "микстит" ввел для определения хаотических комплексов Л.Шермерхон [Schermerchorn, 1966].

П. Эльтер и Ж. Рагги [Elter, Raggi, 1965] предложили различать эндоолистостромы, в которых материал обломков происходит из той же формации, в которую олистостром включен, и аллоолистостромы, в которых обломки чужды вмещающей массе. В Северных Апеннинах, как считают эти авторы, эндоолистостромы образовались при переотложении осадков бассейна под действием тектонических движений, тогда как аллоолистостромы сползли с фронтальных частей тектонических покровов, продвигавшихся в расположенный перед их фронтом бассейн.

А.Борелло [Borello, 1970] для олистолитов первой группы олистостромов (эндоолистостромы) ввел термин "идиолистоиды" (idiolistolith), а для включений в эндоолистоstromах — "анидиолистоиды" (anidiolistolith).

П.Броке [Broquet, 1970], который рассмотрел различные точки зрения на понятия "олистостром" и "олистоид", считает, что для отдельных блоков, заключенных в основную массу, лучше употреблять термин "осадочные клиппы", введенный, как уже говорилось, Л.Ламаром, так как термин "олистоид" предопределяет метод транспортировки. Но П.Броке не совсем прав, когда считает, что осадочные клиппы могут иметь тектоническую природу, так как при этом делается непонятным определение "осадочные".

Раз речь зашла о клиппах, будет уместно упомянуть работу, посвященную их классификации [Andrusov, Scheibner, 1968]. Авторы, замечая, что термин "клиппы" применялся для обозначения различных положительных морфологических форм рельефа, предлагают следующую классификацию:

А — автохтоны. В эту категорию включены морфологически положительные формы, обусловленные или продуктами первичной седиментации (биогермы, биостромы, рифы и т.д.), или тектонические формы рельефа (отпрепарированные ядра складок, останцы кордильер, горстов и т.д.). Для этой категории рекомендуется избегать употребления термина "клипп".

Б — аллохтоны. Массы пород, образующие позитивные формы; они оторваны от субстрата и часто имеют экзотический характер. В этой категории выделены три группы образований:

Б-1 — продукты вторичной седиментации: *а* — олистолиты, *б* — блоки в грубообломочных отложениях, *в* — клиппы, дважды переотложенные.

Группы *а* и *б* объединены под общим названием "осадочные клиппы".

Б-2 — морфологически позитивные формы тектонической природы; сюда включены останцы тектонических покровов и отторженцы субстрата, оторванные и перемещенные тектоническими покровами.

Б-3 — морфологически позитивные формы (аллохтонные) вулканического происхождения.

Авторы предлагают называть осадочными клиппами блоки, вторично переотложенные осадочным путем, олистолитами же — те переотложенные блоки, которые "имеют ярко выраженные олистолитовые черты". Д. Андрусов и Е. Шейбнер не расшифровывают, что значит "олистолитовые черты", но в определении ясно заложен смысл оползневой природы и, вероятно, именно это имеется в виду. Таким образом, в понимании авторов "олистолит" — это частный случай "осадочного клиппа", для которого доказана оползневая природа.

В дополнение к номенклатуре клиппов, предложенной Д. Андрусовым и Е. Шейбнером, можно добавить и термин "клиппы скольжения" (Gleitklippen), введенный [Görlner, Reuter, 1968] для обозначения крупных блоков, которые залегают самостоятельно (без олистостромов) в более молодых отложениях. По представлениям К. Герлера и К. Рейтера, подобные блоки возникли вследствие отрыва их от фронтальной части продвигающихся покровов и соскальзывания в бассейн седиментации без участия грязевых потоков, с действием которых связано образование олистостромов. Однако введение этого термина несколько ограничивает понятие "олистолит" его обязательной принадлежностью к олистостромам, тогда как олистолиты могут встречаться и совершенно самостоятельно.

М. Рихтер [Richter, 1968] относит покровы скольжения к явлениям тектоническим, а олистостромы к осадочным, но объединяет их в единый класс явлений орогенной реседиментации.

В вышеупомянутой работе К. Герлера и К. Рейтера рассмотрены различные вопросы геологии олистостромовых образований, в частности проблемы соотношений олистостромов с подстилающими и перекрывающими отложениями, механизм движения грязевых потоков, их положение в ряду реседиментационных явлений и др. Наиболее примечательно то, что авторы связывают образование олистостромов только с действием грязевых потоков (Stammstrom) как подводных, так и субаэральных. Возникновение грязевых потоков обусловлено действием гравитационных сил в определенных тектонических условиях. Интересна оценка скорости движения грязевых потоков. Основываясь на том факте, что в ряде случаев олистостром перекрывает при своем движении все более молодые осадки, авторы подсчитывают длительность движения олистострома и его амплитуду. Данные о скоростях, полученные авторами для трех различных олистостромов, различны — 0,3, 1 и 3 км за миллион лет; на основании этого делается вывод о незначительной скорости движения грязевых потоков, рождающих олистостромы, и о том, что скорость их перемещения сильно зависит от локальных условий.

К. Герлер и К. Рейтер дополняют также классификацию олистолитов Ф. Риги выделением меголистолитов и предлагают считать нижней границей меголистолитов 100 м по длинной оси. Здесь же, как пишут авторы, намечается переход к "покровам скольжения" (Gleitdecken), нижнюю границу которых они определяют в 1000 м по длинной оси, справедливо считая, что различия между меголистолитами и покровами скольжения чисто терминологические.

В 1970 г. вышла работа коллектива итальянских геологов [Abbate et. al., 1970], в которой значительное место уделено олистостромовым образованиям Северных Апеннин, где они (олистостромы) развиты очень широко и состоят обычно из глинистой основ-

ной массы и обломков твердых пород (известняков, песчаников, офиолитов). Размер обломков колеблется от первых миллиметров до нескольких километров. Ранее эти хаотические комплексы трактовались как тектонические образования, однако последующие исследования показали, что хаотические породы встречаются и в виде прослоев среди осадочных образований. Авторы считают олистостромы аналогами подводных оползней, а олистостром с грязевой основной массой называют тиллоидом.

Разбирая определение олистострома у Ж.Флореса, авторы указанной выше работы делают несколько поправок и дополнений.

1. Не обязательно олистостром должен быть заключен внутри осадочного комплекса: он может быть и в подошве, и в кровле нормальных осадочных образований.

2. Не следует включать в разряд олистостромов турбидиты, так как оползни и мутьевые потоки — явления различные. В некоторых случаях олистостромы могут находиться в основании турбидитовых песчаников, сложенных тем же материалом, что и включения в олистостроме; мутьевой же поток можно рассматривать как конечную стадию оползня.

3. Термин "олистостром" применялся к таким крупным тектоническим явлениям, как гравитационные покровы и орогенические оползни. Авторы не считают олистостромами крупные хаотические комплексы, а предлагают сохранить этот термин для обозначения явно осадочных образований, хотя сами признают, что это не оправдано. Далее, противореча самим себе, они пишут, что граница размера явления может быть неограниченно поднята.

4. В отличие от Ж.Флореса авторы считают, что олистостром не обязательно должен состоять из терригенного материала, могут быть и моногенные олистостромы, например, известняковые, серпентинитовые.

5. Условия полужидкого течения связаны с глинистым составом основной массы. Тем не менее встречаются олистостромы, сложенные из обломков твердых пород, погруженных в преимущественно песчаную массу. Отсутствие пелитового матрикса не исключает полутекучего перемещения.

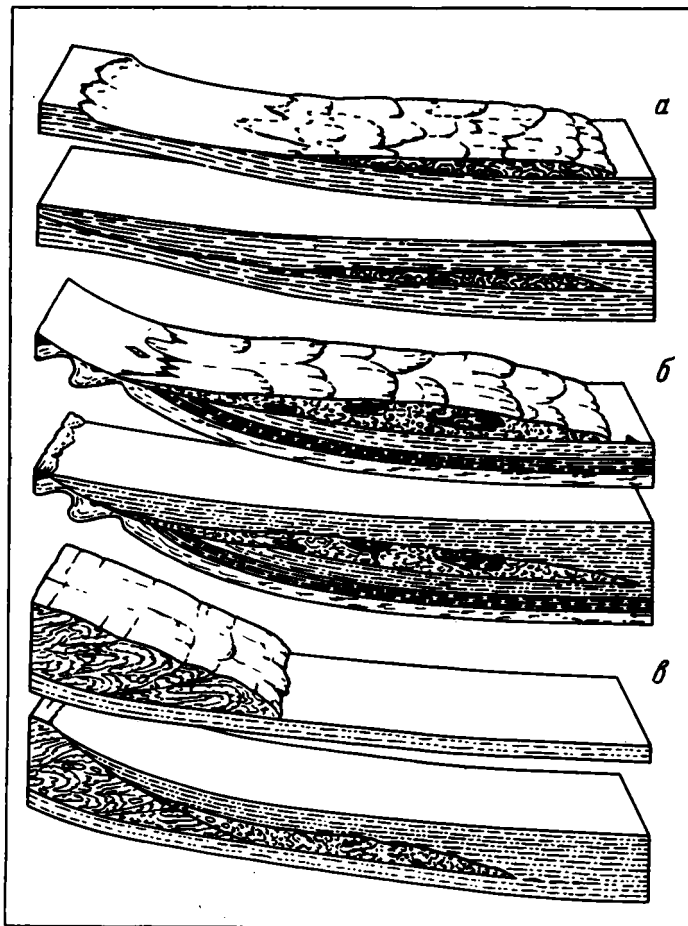
6. Хаотические комплексы могут возникнуть и в результате быстрого перемещения и медленного скольжения. К олистолитам отнесены тела размером более 4 м, меньшие по размерам — к валунам и галькам, что представляется неправильным. Валуны и гальки — это окатанные в той или иной степени обломки, тогда как в олистостромах в подавляющем большинстве случаев обломки не окатаны. Неправоммерно и делить явления на осадочные и тектонические в зависимости от размеров: мелкие — осадочные, крупные — тектонические. Пластины до 200—300 м толщины и до 1—2 км протяженности еще относятся авторами к категории олистолитов, а пластины в несколько десятков километров — к тектоническим покровам. Все промежуточные случаи оставлены на усмотрение конкретных исследователей. Такой подход к проблеме представляется совершенно неправильным, ведь смысл термина "олистолит" включает в себя прежде всего процесс оползания и несущественно, какого размера тело оползает.

7. Большая часть олистостромов связана с флишевыми отложениями, что свидетельствует об их генетической связи. С точки зрения палеотектоники зона накопления олистостромов отвечает борту флишевого бассейна.

8. Раздробление материала олистостромов может быть вызвано разными причинами, породы могут дробиться в процессе оползания, но при отрыве от фронта покрова тектоническое дробление может предшествовать оползанию.

Д.Рихтер [Richter, 1973] в дополнение к терминам "олистолит" и "олистостром" ввел термины "олистотрима" (olisthothrima) и "олистоплака" (olisthoplaka). Олисто-тримы — гигантские блоки, образующиеся у подножия геоморфологических и тектонических уступов в результате тектонического дробления и гравитационного оползания. В отличие от олистолитов олисто-тримы не претерпевают длительного переноса, а остаются у подножия склона. Термин "олистотрима" введен для обозначения хаотических комплексов, возникших вследствие совместного действия сколовой тектоники и перетолжения. Олистоплаки — пластины пород, оторвавшиеся от фронтальных частей гравитационных покровов и сползшие в седиментационный бассейн. П.Эльтер и Л.Тревизан [Elter, Trevizan, 1973] рассмотрели проблему роли олистостромов в тектонической эволюции Северных Апеннин и выделили три типа олистостромов, отличающихся один от другого источником материала (рис. 27).

Первый тип (рис. 27, а). Простые оползни и отложения грязевых потоков брекчиевидного строения. Обломочный материал в олистостромах имеет тот же состав, что и толщи, в которые олистостромы включены. Для осуществления такого процесса достаточно небольшого наклона морского дна во время седиментации.



Р и с. 27. Образование олистостромов по Эльтеру и Тревизану [Elter, Trevisan, 1973]; объяснения см. в тексте

Второй тип (рис. 27, б) отличается от предыдущего тем, что в оползшую массу дополнительно включен материал формаций более древних, чем толща, в которую заключен оползень. Для возникновения такого типа олистостромов достаточно незначительной складчатости или иной тектонической деформации. Этот тип раньше был известен под наименованием "брекчированные аргиллиты" (argilles brecciate).

Третий тип (рис. 27, в). Материал, несущий признаки оползания, принадлежит к отложениям другого бассейна седиментации. Этот тип связан с движением и разрушением аллохтонных масс. Для него предложен термин "олистостромы-предвестники" (покровов. — М.Л.).

Кроме того, олистостромы разделены на разновидности и по морфологическим признакам.

Первая разновидность — это линзовидные массы, состоящие из обломков величиной от 10 до 20 см, заключенных в глинистый цемент. Сглаженность углов обломков приводит авторов к мысли, что они (обломки), перекатываясь, перемещались на значительные расстояния. Вторая разновидность включает угловатые и трещиноватые обломки размером от 0,2 до 1 м. Цемент состоит из подстилающих отложений. Местами блоки отделены друг от друга. Предполагается, что олистостромы такого типа перемещались без перекатывания обломков и на небольшие расстояния. Для третьей разновидности характерны большие блоки пород, часто слоистых. Нижняя их граница тектоническая, и они почти неизменно несут следы растяжения слоев в результате волочения. П.Эльтери и Л.Тревизан считают, что перевернутое залегание в ряде случаев обусловлено образованием этих пластин из опрокинутых крыльев лежащих складок.

Одной из последних зарубежных работ, посвященных олистостромам, является монография Ф.Хоедемакера [Hoedemaeker, 1973]. Основываясь на изучении мел-палеогеновых и неогеновых олистостромов района Морталлы (Испания), он высказывает свои взгляды на многие вопросы геологии хаотических осадочных образований.

Ф.Хоедемакер неоднократно подчеркивает, что одна из наиболее важных проблем, которая возникает при изучении олистостромов, — проблема разграничения тектонических и седиментационных явлений, однако сам автор считает (и это очень существенно), что тектоника и седиментация — разные стороны единого ряда гравитационных процессов. Для всех процессов, связанных с оползанием и скольжением вниз по склону масс горных пород, он использует термин "деляпсий" (delapsion)¹. Деляпсий подразделяется на связный (без разрыва сплошности) и несвязный (с разрывом сплошности). Для тел, которые образовались в результате одного эпизода деляпсия, вводится термин "олистон" (olisthon). Олистостром, по автору, это — олистон, возникший при процессе несвязного деляпсия первоначально монолитных пород. Состав и строение этих пород позволяют, с одной стороны, образовывать подвижное вещество в результате исключительно процесса деляпсия и, с другой — образовывать элементы, сохраняющие свою связность настолько, что можно устанавливать их первичное происхождение, причем эти элементы не подвергаются механической дифференциации до такой степени, чтобы могли возникнуть новые слоистые отложения с градиационной структурой. Олистолит — это часть олистоstromа, которая сохраняет свою связность, вследствие чего может быть установлен первоначальный облик толщи, за счет разрушения которой он возник. В олистолитах сохраняется первичная структура, текстура и стратификация. Нужно, однако, отметить, что последнее положение достаточно спорно, вернее, речь идет здесь об идеальном случае, когда олистостромы не подверглись постседиментационной тектонической переработке. Во многих же олистоstromах последующие деформации частично или полностью уничтожают первичную структуру и текстуру пород. Ф.Хоедемакер считает, что существуют все переходные формы от олистостромов к нормальным слоистым осадкам, связным оползням и осадочным клиппам.

Обобщая взгляды различных исследователей на разделение олистолитов по тем или иным признакам, Ф.Хоедемакер предлагает их классификацию.

Размер по длинной оси (в м)	Литология	Соотношение возраста олистолитов с возрастом вмещающей массы	Происхождение
Микро- (<5)	Идио-	Цено-	Нео-
Мезо- (5–50)	Анидио-	Син-	Эндо-
Макро- (50–100)		Палео-	Хипо-
Мег- (100–1000)			Экзо-
Гиганто- (>1000)			Телео-

Неоолистолиты образованы породами, которые перекрывали олистостром до начала или в ходе процесса реседиментации. Эндоолистолиты образуются из тех же пород, которые вмещают олистолиты. "Хипо" — отторженцы пород фундамента олистостромов. "Экзо" — олистолиты из пород, которые попали в олистостром после его формирования (вероятно, тектоническим путем. — М.Л.).

Из приведенной схемы можно видеть, что идио- и анидиолистолиты по существу то же самое, что эндо- и экзоолистолиты, но, как можно понять автора, приставка "идио" соответствует случаю, когда литологический состав олистолитов сходен с составом вмещающих отложений, а "анидио", когда состав олистолитов отличен от состава вмещающей толщи пород. Выделение же ценоолистолитов и соответственно телеолистолитов необходимо, однако им нельзя давать название олистолитов, так как они, по-видимому, закатываются в олистостром тектоническим путем, а не оползают одновременно с олистостромом. Таким образом, в этой классификации нет достаточной четкости подразделений.

Как завершение своей системы взглядов Ф.Хоедемакер предлагает генетическую классификацию разнообразных оползневых образований (табл. 1), в которой все осадочные породы он подразделяет на две группы: осадки и олистоны. Олистоны он классифицирует по способу деляпсия (связный и несвязный деляпсий), давая им соответствующие генетические наименования относительно процесса деляпсия и геологического генезиса.

¹ В отечественной литературе термин "деляпсий" употребляется редко и является синонимом оползня, в него не включаются такие явления, как обвалы, осыпи и прочее, т.е. его применение более ограничено.

Таблица 1

Классификация осадочных пород. Олистоны

Способ деляпсия	Олистоны: генетическое название относительно процесса деляпсия	Олистоны: название относительно геологического генезиса
Связный деляпсий: деляпсий частей горных пород с сохранением первичной связности вдоль поверхности скольжения или горизонтов со смазкой	Обвально-оползневые блоки и пакеты, оползневые блоки и пластины Связные оползни Покровы скольжения	Деляпсионные отторженцы, клиппы скольжения, осадочные клиппы (экзолистоли-ты, олиостриматы) Структуры гравитационно-го обрушения
Несвязный деляпсий: деляпсий за счет общей подвижности некомпетентного материала, который теряет свою первоначальную связность. Включает: несвязное скольжение с возрастающим брекчированием, грязевые потоки и образование олиостромов	Несвязные оползни Дифференцированные отложения грязевых потоков	Олиостромы с олистоли-тами, аллолиостромы, эн-долиостромы, заключен-ные в ил оползневые конг-ломераты
Действие турбидитных потоков: деляпсий горных пород, происходящий в виде суспензии	Дистальные и проксималь-ные турбидиты	
Зерновые лавины: деляпсий в результате общего межгранулярного движения	Осадки зерновых лавин	Оползневые конгломераты
Обвалы горных пород: деляпсий гор-ных масс в результате обваливания и индивидуального качения	Осадки горных обвалов	Обвалы и осыпи
П р и м е ч а н и е. Таблица приведена в несколько сокращенном и обобщенном виде по Хоедемакеру [Hoedaemaeker, 1973].		

На этом можно закончить обзор представлений зарубежных ученых по геологии осадочных хаотических комплексов и перейти к рассмотрению взглядов советских исследователей, которые неоднократно обращали внимание на эти образования.

В.П.Ренгартен [1924, 1932] связывал образование толщ глыбовых брекчий в палеогеновых отложениях Южного склона Большого Кавказа с разрушением фронтальных частей тектонических чешуй и покровов.

А.Д. Архангельский [1927, 1928], описав явления оползания и образования брекчий на дне Черного моря и рассмотрев их пространственное распространение и соотношения с другими типами осадков, сделал чрезвычайно интересный и важный вывод о том, что грубообломочные породы в непосредственной близости от зоны отсутствия одновозрастных отложений совершенно не обязательно свидетельствуют о том, что зона должна быть морфологически выраженной кордильерой. Дальнейшее развитие эти взгляды получили в работах М.Г.Леонова [1971, 19726].

Описаны грубообломочные отложения с хаотическим строением и многими другими исследователями [Бызова, 1956; Вассоевич, 1949; Вассоевич, Бежаев, 1964; Гроссгейм, 1948; Келлер, Меннер, 1945; Микуленко, 1963, 1967; Михайлов, 1947; Москвин, Семихатов, 1965; Поршняков, 1968; Тихомиров, Хаин, 1947; Черенков, 1973], которые приводили описание глыбовых образований разного возраста и различных регионов. Но все они придерживались мнения об оползневой природе этих отложений и связи их образования с движениями по разломам в условиях повышенной сейсмической активности и резкой дифференциации рельефа. В ряде случаев [Келлер, Меннер, 1945; Гроссгейм, 1948] устанавливались перемещения отдельных глыб от своего первоначального положения на два—три десятка километров.

С начала 70-х годов интерес к познанию закономерностей строения и размещения глыбовых комплексов резко возрос и появились работы, в которых эти проблемы рассматривались более детально, чем это делалось ранее.

И.И.Белостоцкий [1970, 1977], рассматривая зоны меланжа и хаотических структур, выделил тектонический и осадочный меланжи. К осадочному меланжу он причислил олиостромы, олистоли-ты, дикий флиш и тому подобные образования. По дан-

ным И.И. Белостоцкого, границы между тектоническим и осадочным меланжем условны. При последующей тектонической переработке осадочного меланжа образуется меланж сложного генезиса. Движение материала в процессе образования осадочного меланжа беспорядочно, турбулентно, с переносом глыб и гигантских блоков и своеобразной "взвеси" на большие расстояния. Автор отмечает приуроченность олистостромов к стадии дифференциации геосинклиналей при контрастных движениях в периоды складчатости и покровообразования. Олистостромы приурочены преимущественно к внутренним зонам флишевых и молассовых прогибов. Важное условие формирования олистостромов — водная среда, так как они всегда являются продуктом подводного оползания, хотя значительная часть материала образуется благодаря действию экзогенных процессов, происходящих на суше. По мнению И.И. Белостоцкого, осадочный меланж — седиментационное выражение фаз интенсивных тектонических движений. Образование его связано с разрушением тектонических покровов и последующим оползанием.

С.В. Руженцев и И.В. Хворова, разбирая определение олистострома, данное Ж. Флоресом, Аббатом, Бортолотти, Пассерини, считают, что механизм образования турбидитов и олистостромов различен, и что подводно-оползневые образования без олистолитов следует называть, как это делают польские геологи, флюксотурбидитами. Далее авторы пишут: "Представляется рациональным ограничить понятие олистострома отложениями, на облик которых существенное влияние оказала бассейновая обстановка, т.е. олистостромы хотя и своеобразны, но осадочные накопления" [Руженцев, Хворова, 1973, с. 22]. Они выделяют ряд генетически и пространственно связанных образований: олистостром — флюксотурбидит — турбидит, причем каждый член ряда может существовать независимо от другого. Олистостром, по данным С.В. Руженцева и И.В. Хворовой, понятие генетическое, и ему должен соответствовать петрографический термин, но подобрать его трудно, и приходится использовать различные термины в зависимости от строения олистострома (брекчия, конгломерато-брекчия и т.д.).

Рассмотрев строение среднепалеозойских олистостромов в Сакмарской зоне Урала, авторы выделили два типа олистостромов, которые отличаются составом обломочного материала и стратиграфическим диапазоном слагающих их пород, и относятся к различным этапам развития геосинклинали. Первый тип, представленный глыбовыми брекчиями из обломков пород узкого стратиграфического интервала, образовался преимущественно под действием тектонического фактора. Эти олистостромы, по мнению авторов, являются показателями ранних стадий покровообразования на Урале. Второй тип отличается от первого гетерогенностью обломочного материала и в петрографическом и в "стратиграфическом" отношении. Возникновению этого типа олистостромов предшествовала складчатость, что привело к разрушению разнообразных по возрасту и фациальной природе толщ. При этом подводный рельеф был более дифференцированным, чем в первом случае. Олистостромы ранних стадий, именуемые офиолитовыми, отличны от олистостромов флишевых формаций по составу и условиям формирования. Во флишевых бассейнах образование олистостромов происходило на фоне накопления мощных, преимущественно турбидитовых терригенных осадков, что указывает на горный рельеф питающей суши и значительный уклон дна бассейна.

В подобных условиях основным фактором образования олистостромов могла быть гравитация. Офиолитовые олистостромы не сопровождалась ни турбидитными течениями, ни быстрым накоплением осадков, поэтому роль рельефа и гравитации здесь не столь отчетлива.

А.В. Лукьянов, М.Г. Леонов, И.Г. Щерба [1975] определили олистостром как пластобразное тело, представляющее оползший дезинтегрированный хаотически построенный объем породы, внутренняя структура которого содержит следы разрушения, транспортировки и захоронения. Характерные черты олистостромовых образований во флишевых и молассовых отложениях позволяют авторам считать, что образование олистостромов связано с разрушением тектонических покровов. Учитывая, что во многих случаях олистостромовые образования принимались из-за морфологического сходства за образования ледникового генезиса (тиллиты), авторы показывают, что олистостромы имеют как черты сходства с тиллитами, так и черты отличия от ледниковых образований.

В работе И.Г. Щербы [1975] приведено описание олистостромовых толщ в неогеновых отложениях Дарвазского хребта (Северный Памир). Она считает, что при образовании олистостромов роль тектонического и осадочного факторов равноценна, и "хотя по типу аккумуляции олистостромы бесспорно осадочные образования, при их формировании в процессе дезинтеграции массивов коренных пород, поставляю-

щих обломочный материал, и в его транспортировке существенная роль принадлежит тектонике" [с. 98]. И именно этой двойственностью природы олистостромов обусловлены споры о принадлежности хаотических комплексов к категории тектонических (меланжи) или осадочных (олистостромы) образований. Различаются олистостромовые толщи (olisthostromes) как определенный набор характерных пород и тела отдельных олистостромов внутри нее (olisthostrom). Очень интересен и, с моей точки зрения, правилен вывод, что "значительная часть олистостромов, обнаруженных внутри континентальных моласс, зарождается не на поверхности поднятий, а внутри слагающих их толщ, в зонах, где происходит тектоническое дробление пород..." [Там же с. 107].

В период 1970—1978 гг. в печати появляется также серия работ автора данной монографии [Леонов, 1970, 1972а,б, 1975, 1976, 1978а], посвященных вопросам генезиса и пространственно-временных закономерностей размещения олистостромовых образований. Поскольку выводы, сделанные в них, синтезированы и развиты в настоящей работе, нет необходимости здесь их рассматривать.

Интересные исследования посвящены олистостромовым толщам Малого Кавказа [Книппер, 1971, 1975; Книппер, Соколов, 1974; Соколов, 1977], где выявлены различные морфологические типы олистостромов и установлено, что олистостромы формируются за счет разрушения тектонических покровов, сложенных офиолитовым комплексом пород и серпентинитовым меланжем.

В последние годы появились многочисленные работы, в которых указывается на связь формирования олистостромов с тектоническими движениями, а в частности, с разрушением фронтальных частей покровов и шарьяжей, надвигающихся на бассейны седиментации [Моссаковский, Альбер, 1978; Разницын, 1978].

Резюмируя сказанное, хотелось бы подчеркнуть несколько положений.

При рассмотрении истории изучения хаотических комплексов типа олистостромов бросается в глаза необыкновенное изобилие разнообразных терминов, которые нередко дублируют друг друга. При этом одним термином могут быть названы разнородные образования и явления и, наоборот, одно и то же явление названо различно. В классификациях хаотических комплексов, так же как и в терминологии, нет достаточной четкости. Это связано, как показывает анализ материала, в большинстве случаев с тем, что, с одной стороны, исследователи нередко вводили новые термины, не ознакомившись достаточно подробно с работами своих предшественников, а с другой, с тем, что почти каждый геолог исходил из конкретного материала по своему району и пытался распространить сформированные там представления на другие сходные образования. Однако в разных регионах хаотические комплексы пород не идентичны. И не случайно даже в пределах одного района могут быть выделены различные типы олистостромовых образований.

Обращает на себя внимание и то, что разные исследователи при классификации рассматривали разные стороны процесса формирования олистостромов. Так, одни проводили классификацию по составу обломков, другие — по их величине, третьи — по способу формирования олистостромов и т.д.

Сейчас нет необходимости разбирать, какие из предложенных терминов следует употреблять в том или ином случае и какое содержание вкладывать в эти термины. Решить это можно только после того, как будет выявлена генетическая сущность изучаемых образований, проведена их типизация и определены морфологические черты, соответствующие и всему классу хаотических комплексов и отдельным его разновидностям.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ГЕНЕЗИС МИКСИТОВ ОЛИСТОСТРОМОВОГО ТИПА

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В предыдущих главах было приведено описание микситов олистостромового типа, их морфологии, структурной позиции и дан очерк истории изучения этой категории хаотических комплексов. Но для того, чтобы получить окончательный ответ на вопрос, что же представляют собой олистостромы, какова их сущность и какую роль они играют в структуре и истории развития складчатых областей, необходимо понять главное в геологии олистостромов — их генезис.

Из описания эволюции взглядов на происхождение олистостромов можно видеть, что точки зрения на природу олистостромов делятся на четыре группы.

1. Олистоостромы — чисто осадочные образования, возникшие в результате действия подводных, в ряде случаев субаэральных оползней на склоне седиментационного бассейна. Собственно, отсюда и термин "олистоостром" — "пласт-оползень". Мнения об осадочном (оползневом) происхождении олистоостромов придерживались и придерживаются многие исследователи, и в том числе автор термина Ж.Флорес [Signiorini, 1935; Soder, 1949; Merla, 1951; Flores, 1955; Beneo, 1956 a, b; Jacobacci, 1965; Abbate et. al., 1970].

2. В процессе формирования олистоостромов, помимо чисто оползневого фактора, определенную роль играет и фактор тектонический. Однако роль его опосредствована: тектоника является как бы спусковым механизмом для возникновения оползневых процессов, обуславливая увеличение уклона дна бассейна седиментации, сейсмические подвижки, рост складок, с крыльев которых сходят оползневые тела и т.д. [Черенков, 1973; Migliorini, 1933, 1950a; Marchetti 1957; Görler, Reutter, 1968; Richter, 1968].

3. Главная роль в образовании олистоостромов принадлежит тектоническим движениям. Исследователи, которые придерживаются этой точки зрения [Белостоцкий, 1970; Поршняков, 1973; Леонов, 1975; Лукьянов и др., 1975; Соколов, 1977; Kraus, 1951; Gigon, 1952], считают, что образование олистоостромов происходит за счет разрушения фронтальных частей тектонических покровов при их продвижении в бассейн осадконакопления. Оползневые же процессы рассматриваются только как фактор последующего перемещения материала.

4. Существуют олистоостромы различного происхождения. Одни образуются оползневым путем; при формировании других определенную роль играет тектонический фактор (в смысле второй точки зрения) и, наконец, третий тип олистоостромов формируется за счет разрушения тектонических покровов. Точка зрения о существовании олистоостромов разного генезиса прослеживается у многих исследователей, но наиболее отчетливо она изложена у П.Эльтера и Л.Тревизана [Elter, Trevizan, 1973].

Чем вызван такой разноречивостью во мнениях по поводу происхождения олистоостромов? Причин несколько, но главные из них следующие:

- проблема генезиса рассматривалась в основном на узко региональном материале и не делалось попыток обобщить сведения по олистоостромовым образованиям различных регионов и разного возраста;

- у геологов, занимавшихся проблемой генезиса олистоостромов, не было четкого представления о том, что же собственно понимается под генезисом применительно к исследуемому объекту.

Первый пункт не требует разъяснений, так как совершенно ясно, что изучение любого масштабного и сложного явления на регионально ограниченном материале неизменно приведет к некоторой односторонности в понимании этого явления.

Второй пункт, напротив, нуждается в пояснении. На первый взгляд здесь все просто. Какая может быть неясность, какая нечеткость в понимании термина "генезис"? Однако понятие "генезис" для одних и тех же геологических образований может иметь разное содержание. Обратимся к привычным примерам. Если мы выясняем генезис известняков, то можем сказать "морские известняки" — это будет отражать определенную сторону их происхождения. Но известняки бывают хемогенные и органогенные, т.е. генетический класс морских известняков включает в себя несколько разновидностей. Хемогенные известняки в свою очередь могут быть и морскими и озерными, а среди органогенных можно выделить, скажем, фораминиферовые и брахиоподовые, т.е. происхождение известняков связано с проявлением различных природных процессов — химических, седиментационных, жизнедеятельности организмов и пр. Более того, выясняя происхождение известняков, конкретный исследователь (в зависимости от поставленной задачи и направленности работы) может уделить внимание изучению не всего комплекса явлений, приводящих к формированию карбонатных отложений, а определенной категории процессов, например процессам химической садки карбонатов.

Приведенные рассуждения показывают, что при изучении происхождения тех или иных геологических образований нужно ясно представлять себе, интересует ли нас вся совокупность процессов, которые приводят к возникновению изучаемого объекта, или только какая-нибудь их разновидность. И решение, которое может быть получено в результате изучения объекта, находится в прямой зависимости от поставленной задачи.

Задача нашего исследования — понять генезис хаотических комплексов типа олистоостромов. В формировании олистоостромов, как показывает их изучение, принимают участие разнообразные процессы, среди которых можно выделить:

- процессы, приводящие к формированию кластического материала;
- процессы, приводящие к перемещению (переотложению) кластического материала в пространстве;
- процессы захоронения;
- процессы последующей тектонической переработки, приводящие к усложнению и изменению первоначальной структуры.

Большинство геологов, изучавших олистостромы, рассматривало в основном три последние группы процессов, однако легко показать, что процессы, приводящие к захоронению и последующей тектонической переработке олистостромов (третья и четвертая группы), не являются определяющими в образовании этой категории хаотических комплексов. Они вторичны и отражают не генезис олистостромов, а общую направленность палеотектонического и палеогеографического развития региона.

Накопление осадков, образующих общий фон седиментации и приводящих к захоронению микститов, не имеет решающего значения в определении природы последних. Это подтверждается нахождением олистостромов среди пород различных формационных групп (флиш, моласса, офиолитовый комплекс), среди тонкозернистых и грубообломочных отложений, среди мелководных и глубоководных осадков, а также тем, что олистостромы известны и в зонах стабильных массивов, и в длительно развивающихся прогибах, и на окраинах платформ, т.е. тип седиментации не предопределяет сам по себе наличия или отсутствия олистостромов, а следовательно, и не отражает непосредственно их генетическую природу.

Невозможно понять условия возникновения олистостромов и при изучении только процессов вторичной тектонической переработки, так как олистостромы в одних случаях совершенно не тектонизированы, в других же столь сильно переработаны, что представляют собой настоящую тектоническую брекчию. И трактовать генезис олистостромов, основываясь непосредственно на изучении процессов вторичной тектонической переработки, нельзя, как невозможно было бы понять генезис известняков, изучая их тектоническую структуру.

Тем не менее изучение рассмотренных явлений, вторичных по отношению к становлению олистостромов, дает весьма существенную информацию для понимания природы хаотических комплексов, так как позволяет восстанавливать условия, в которых могли быть осуществлены процессы, приводящие к возникновению мощных свалов несортированного грубообломочного материала изучаемого типа. В этом отношении примечательно, что именно факт частой тектонической переработки олистостромов натолкнул исследователей на правильные заключения относительно происхождения некоторых типов хаотических образований.

Невозможно получить полную информацию о генезисе всех разновидностей олистостромов, изучая также только способы перемещения (переотложения) кластического материала. Действительно, грубообломочный материал, сформированный, скажем, действием ледников (морены) или тектоническими процессами (меланжи), может быть перемещен гравитационными процессами. И обращая внимание только на признаки, свидетельствующие о механизме переотложения, можно упустить из виду особенности, отражающие способ возникновения кластического материала. В этом случае появляется опасность спутать разные категории хаотических комплексов или объединить их в один тип, что и было до настоящего времени источником многих ошибок и недоразумений в трактовке происхождения олистостромов и сходных с ними образований.

Таким образом, каждая из рассмотренных категорий процессов хотя и ответственна в той или иной степени за возникновение олистостромов, но не отражает генезис олистостромов в целом. *Только понимание всей совокупности явлений, которые приводят к становлению олистострома как определенного геологического тела, позволяет правильно трактовать генезис хаотических комплексов.* В то же время процессы захоронения и вторичной тектонической переработки приводят только к "дооформлению" уже сформированного геологического тела; возникновение же собственно олистостромов связано исключительно с процессами, в результате действия которых массы грубообломочного материала возникают и перемещаются в пространстве. Они-то и являются главными, и именно расшифровка этих процессов должна привести к правильному пониманию происхождения олистостромов.

В соответствии со сказанным, применительно к исследуемому объекту, *под генезисом понимается совокупность явлений и процессов, которые приводят к возникновению масс кластического материала и его перемещению (переотложению) в пространстве.* И при выяснении общего генезиса олистостромов и выделении различных их типов основное внимание будет обращено именно на выявление признаков, позволяющих восстанавливать эти две категории процессов.

Анализ морфологии олистостромовых тел и их взаимоотношений с окружающими образованиями показывает, что во время формирования большинства олистостромов действуют седиментационные процессы двух разновидностей.

Во-первых, в бассейне, где образуются олистостромы, идет накопление различных нормально-осадочных слоистых и стратифицированных отложений, которое обусловлено общим режимом седиментации конкретного региона (зоны, прогиба) и зависит от существующих здесь в это время палеотектонических и палеогеографических условий. Стиль осадконакопления в пределах этих бассейнов, как правило, остается более или менее постоянным в течение достаточно продолжительных отрезков времени, во всяком случае почти всегда более длительных, чем время образования олистостромов. Тип осадконакопления, как это было показано, в каждом конкретном случае может быть различным. Наиболее распространены олистостромы во флишевых или флишеподобных отложениях; весьма часто встречаются хаотически образование в молассовых толщах и в разрезе пород офиолитового комплекса; реже олистостромы приурочены к карбонатным и другим разновидностям отложений эпиплатформенного и миогеосинклинального типов.

Во-вторых, на фоне этого "банального", как говорят французские геологи, осадконакопления в бассейн время от времени поступают огромные массы грубообломочного материала, который отлагается в виде линз, прослоев и мощных горизонтов глыбовых брекчий хаотического облика. Грубообломочный материал, слагающий тела частных олистостромов, поступает не постепенно в течение длительного времени, а в виде единовременных, быстрых, спорадически возникающих и неоднократно повторяющихся процессов. Об этом свидетельствуют резкие контакты брекчий с окружающими разностями пород, причем отдельные глыбы бывают вдавлены в подстилающий осадок, который, вероятно, еще не полностью консолидировался к моменту поступления грубообломочного материала. Подтверждается вывод о быстром отложении олистостромов и тем, что тела хаотических брекчий подстилаются, перекрываются и расслаиваются чаще всего осадками одного и того же типа. По простиранию там, где олистостром выклинивается, пласты вмещающих отложений образуют непрерывный разрез. И даже в том случае, когда олистостромы имеют большую мощность, стратиграфический диапазон, соответствующий времени накопления олистостромов, чрезвычайно мал.

Тем не менее некоторые исследователи [Görler, Reutter, 1968] придерживаются точки зрения, что скорости перемещения масс грубообломочного материала невелики и составляют сотни метров или первые километры за миллион лет. Оценки скорости движения олистостромов в пределах бассейна осадконакопления базируются на предпосылке, что при движении в глубь бассейна олистостром должен перекрывать все более молодые отложения. Действительно, во многих районах установлено, что тела олистостромов во фронтальных своих частях перекрывают более высокие горизонты разреза, чем в тыловых. В том случае, когда удается установить возраст наиболее древних отложений, перекрытых олистостромом в проксимальной части, и наиболее молодых в дистальной, а также зная расстояние от тыловой части олистострома до его фронта, казалось бы (путем элементарного подсчета) можно получить скорость движения олистострома. Однако такой метод определения скорости перемещения олистостромов более, чем неточен. Во-первых, установить абсолютную продолжительность движения олистостромов, основываясь на определении возраста подстилающих отложений, можно только весьма приблизительно, так как возраст осадков не поддается точной оценке. А во-вторых, — и это самое главное — налегание олистостромов на разные по возрасту осадки обусловлено, как показывают наблюдения, тем, что массы грубообломочного материала, поступающие в бассейн, где идет накопление тонкозернистых и обычно тонкослоистых осадков, выпаживают, срезают подстилающие, часто еще не полностью консолидированные осадки. Такое выпаживание обуславливает иногда налегание олистострома на совершенно различные горизонты нижележащего разреза и срезание толщ пород значительной мощности. Сказанное подтверждается тем, что отложения, подстилающие олистостром, оказываются захваченными в состав олистострома, а также тем, что глыбовые брекчий олистострома залегают на различных горизонтах подстилающего разреза, в том числе и на самых молодых. При этом часто можно наблюдать, что и тыловые и фронтальные части олистострома залегают на одних и тех же стратиграфических горизонтах подстилающих отложений.

Такие закономерности, в частности, отмечены [Леонов, 1975] в верхнеэоценовых отложениях Южного склона Большого Кавказа, где олистостромовые брекчий залега-

ют на разных горизонтах подстилающего флишевого разреза, начиная с альб-сеноманских слоев и кончая нормально подстилающими брекчия среднеэоценовыми отложениями. Пласты подстилающего флиша деформированы, разорваны и захвачены в виде обломков и обрывков пластов в состав олистострома. По простиранию олистострома выпавшие резко неравномерно по мощности срезаемых слоев и к краям олистострома сходит на нет. В местах же наибольшей мощности олистострома выпавшие максимально. Замечу, что речь здесь идет только о скорости перемещения и времени образования "частных" олистостромов, возникших в результате одноактного процесса.

Таким образом, фактический материал свидетельствует в пользу быстрого поступления масс грубообломочного материала в бассейн седиментации.

Одновременно с поступлением масс раздробленного материала в область седиментации попадали и огромные блоки и пластины более древних, чем вмещающие отложения, пород, которые по своим размерам могут быть отнесены к категории настоящих тектонических покровов. То, что блоки и пластины попадали в осадок в период его образования, подтверждается тем, что породы, слагающие эти пластины, встречаются в виде компонентов конгломератов и брекчий, а также стратиграфическим контактом пластин древних пород с фаунистически датированными более молодыми отложениями вмещающей толщи. Стратиграфические контакты молодых отложений с пластинами более древних пород установлены на Южном склоне Большого Кавказа [Леонов, 1975], на Памире [Щерба, 1975], в Альпах [Gigon, 1952], Тянь-Шане [Черенков, 1973], Гарце [Schwab, 1976], и многих других районах.

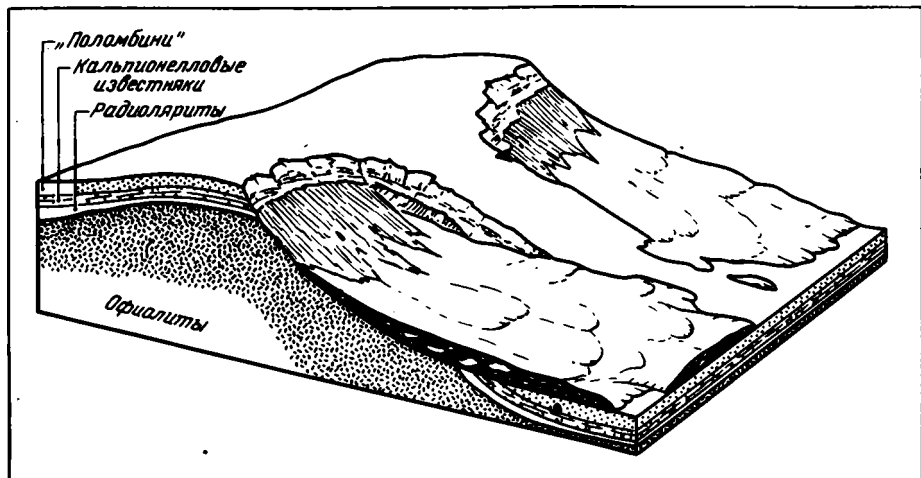
Таким образом, при формировании олистостромовых толщ происходит наложение, совмещение во времени двух разнородных процессов. Один процесс, отражающий общий режим осадконакопления бассейна, приводит к накоплению нормально-осадочных отложений флишевого, молассового или иного типа; он действует постоянно в течение длительного времени, более длительного, чем время образования конкретного олистострома. Другой — более кратковременный — проявляется спорадически, нарушает общий стиль седиментации и приводит к накоплению толщ, сложенных глыбовым, несортированным материалом, т.е. к образованию собственно олистостромовых тел.

В нашу задачу не входит рассмотрение механизма формирования различных типов осадочных, вулканогенно-осадочных, хемогенных и прочих отложений, с которыми ассоциируются олистостромы. Это предмет специального исследования, к тому же в некоторых аспектах прекрасно изученный. Мы же сосредоточим внимание на выяснении механизма образования грубообломочных хаотических комплексов.

РОЛЬ ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОЛИСТОСТРОМОВ

В настоящее время практически все исследователи связывают образование олистостромов с обвальными-оползновыми процессами. Действительно, в пользу этого вывода свидетельствуют многие черты их строения. Нормальные стратиграфические контакты олистостромов с подстилающими и перекрывающими отложениями, хаотическая внутренняя структура, выпавшие подстилающих слоев и как следствие захват их в состав олистостромов, присутствие структур подводного оползания и переотложенной мелководной фауны, да и сами мощные свалы несортированного грубого материала среди осадков совершенно иного типа (часто глубоководных) и их пространственная разобщенность с областью дезинтеграции (дальность переноса обломочного материала в отдельных районах достигает многих десятков километров) позволяют уверенно считать, что при формировании олистостромов обвальными-оползновыми процессами имеют большое значение. Этот вывод подтверждается и разительным сходством олистостромов с современными обвальными-оползновыми образованиями.

Но обрушение и оползание масс горных пород невозможно без существования морфологически выраженного уступа или наклонной поверхности, обуславливающих разность высот области дезинтеграции и области отложения оползшего материала. Наличие таких уступов обычно устанавливается во всех районах развития олистостромов и подтверждается присутствием грубообломочного материала и мелководной фауны среди тонкозернистых глубоководных осадков, а главное — частым соседством глубоководных бассейнов и обрамляющих этот бассейн приподнятых зон. При этом устанавливается, что грубообломочный материал поступал в бассейн седиментации именно с таких, приподнятых относительно области накопления олистостромов, зон.



Р и с. 28. Возникновение хаотических комплексов типа олистостромов в Северных Апеннинах в результате оползания пород с воздымающегося хр. Бракко [Elter, Trevisan, 1973]

Так, в Альпийской геосинклинали (Ультрагельветская зона) обломочный материал поступал в позднеэоценовый флишевый бассейн с эпиплатформенных бриансонской и суббриансонской зон; в области Южного склона Большого Кавказа — с приподнятой Грузинской глыбы, обрамляющей с юга флишевую зону; на территории Северных Апеннин — с поднятия хр. Бракко (рис. 28) и т.д. В молодых олистостромовых бассейнах, как, например, в неогеновом бассейне Преддарвазья [Щерба, 1975] уступ сохраняется вплоть до настоящего времени, и непосредственно в поле можно видеть прислоненные к нему проксимальные части олистостромов и вмещающих олистостромы моласс. Кроме того, даже если уступ не может быть восстановлен методами фациального и структурного анализа или прямыми наблюдениями, его наличие во время образования олистостромов предопределяется существованием в олистостромах и в осадках, окружающих хаотические брекчии, структур и текстур, свидетельствующих о гравитационном перемещении масс (складки оползания, оползневые текстуры и структуры, морфология олистостромовых тел и их взаимоотношения с иными типами осадков и т.д.). Но если исследователи олистостромовых образований единодушно связывают образование большинства олистостромов с разрушением надводного или подводного уступа и оползанием огромных масс вниз по склону в бассейн, где происходит накопление нормально-осадочных отложений, то по вопросу о том, что представлял этот уступ, каков его структурно-геологический смысл и какой режим тектонических движений существовал во время формирования грубообломочных толщ в области их возникновения, мнения расходятся, хотя большинство геологов и придерживаются в настоящее время сходных точек зрения.

Следы действия обвальнo-оползневых процессов свойственны большинству олистостромов (если они не превращены в тектоническую брекчию). То, что эти процессы имеют большое значение при формировании олистостромовых тел, установлено давно и никем сейчас не отрицается. Но проблема, насколько решающее значение в процессе формирования олистостромов принадлежит оползневым и обвальным явлениям, остается далеко не решенной, и чтобы решить ее, необходимо в соответствии с нашим пониманием содержания термина "генезис" ответить на два вопроса.

Какова роль обвальнo-оползневых явлений в процессе формирования кластического материала?

Какова роль обвальнo-оползневых явлений в процессе переотложения (переноса) кластического материала олистостромов?

На второй вопрос ответ по существу уже был дан. Подавляющее большинство олистостромов несет в себе черты обвальнo-оползневого перемещения; черты эти ярко выражены, и именно они позволили выделить класс олистостромов (пластов-оползней) среди хаотических образований иного генезиса. В решении первого вопроса о значении оползневых явлений в формировании масс кластического материала возможны различные варианты.

1. Во многих районах Альпийской и других складчатых систем развиты хаотические комплексы, обломки и основная масса которых представлены теми же разностями

ми пород, что и вмещающие отложения. Такого типа олистостромы известны в майкопских отложениях Северного Кавказа, в эоценовых толщах Аджаро-Триалетской складчатой системы в верхнеюрских флишевых отложениях Болгарии, в палеогеновом флише Южного склона Большого Кавказа, на Карпатах, Балканах, Урале, Тянь-Шане и во многих других районах.

В титонском флише Болгарии [Начев, 1972, 19776] олистостромы сложены обломками пород флишевой формации, в которую они заключены, причем пласты флиша в отдельных крупных глыбах деформированы, закручены и разорваны. В эоценовых отложениях Аджаро-Триалетской складчатой системы [Гамкрелидзе, 1949] олистоли- ты представлены теми же разностями пород, что и вмещающие толщи. Степень дезинтеграции пластов здесь чрезвычайно велика. Более или менее протяженные куски пластов встречаются редко, обычно это "лоскуты", обрывки первоначально единых слоев, которые беспорядочно расположены в матриксе. Многие из них изогнуты, превращены в "окатыши".

Одинаковый литолого-минералогический состав обломков, матрикса и вмещающих отложений указывает на то, что дроблению и переотложению подвергались осадки самого бассейна седиментации, и первоначально единые пласты оказывались изогнутыми, разорванными, дезинтегрированными и перемешанными с тонкозернистой массой того же состава, что и обломки. Деформации слоев как в теле олистострома, так и в подстилающих олистостром пластах (петельчатые формы складок, "окатыши", общая вихревая структура, оползневые структуры, срезание нижележащих горизонтов и захват их в состав олистострома) свидетельствуют о переотложении еще не полностью консолидированного осадка.

При сравнительном изучении разновозрастных олистостромов такого типа в пределах одного бассейна седиментации обычно удается наблюдать хаотические комплексы разной степени "зрелости", отражающей различные стадии процесса их формирования. В тех случаях, когда процесс не получает полного развития, а приостанавливается по тем или иным причинам на начальной стадии, мы наблюдаем среди нормальной последовательности недеформированных пластов пачки пород с нарушенной первичной параллельной слоистостью. Слои смяты в асимметричные или петельчатой формы складки, наклонены в одну сторону. Структура этих пачек дисгармонична относительно нормально-слоистых подстилающих и перекрывающих отложений. По простиранию дислокации затухают и на некотором расстоянии исчезают совершенно. На границе деформированных и недеформированных слоев нет следов сколько-нибудь значительного срыва или перемещения. Отсутствует и разрыв сплошности слоев.

В других случаях мы наблюдаем в деформированной пачке нарушение сплошности слоев, их разрыв, будинирование, складки сложной, петельчатой и совершенно неправильной формы. Первичная слоистость нарушена, появляются следы пластического течения вещества. В нарушенной пачке слоев уже можно различить две составные части: матрикс, возникающий в результате выделения более пластичной составляющей, и включения, образованные дезинтегрированными компетентными разностями пород. Видно перетекание, перераспределение основной пластичной массы, которая обволакивает обрывки пластов, внедряется между ними, затекает в трещины и нагнетается в них. Как правило, в этом случае наблюдается уже более или менее заметное несогласие на границе деформированной толщи и подстилающих отложений, выпихивание их, частичный захват в состав дезинтегрированных пород, что свидетельствует об их перемещении и отрыве (по крайней мере частичном) от места своего первоначального расположения. Все это свидетельствует о развитии процесса.

И, наконец, в том случае, когда процесс идет дальше, первоначально единый объем породы превращается в хаотическую брекчию, в которой невозможно уловить следы слоистости и стратификации слоев. Они сохранены только в крупных блоках. Первичная слоистость в пластичных разностях пород, которые образуют матрикс хаотических образований, заменена вторичными текстурами течения. В основной массе и в отдельных протяженных обрывках пластов наблюдаются сложные, часто спиральные структурные завихрения. Матрикс несет следы выдавливания и пластического перемещения, он обтекает глыбы и блоки более компетентных пород. В итоге мы наблюдаем хаотическую бесструктурную массу с беспорядочным расположением в ней обломков и блоков. Хаотические комплексы на этой стадии имеют вид грязевого потока и несут в себе следы дальнего переноса. Резкие контакты с подстилающими слоями, срезание и выпихивание их, нагнетание нижележащих осадков перед фронтом олистостромов — все это свидетельствует о большой энергии движения, а следовательно, и о значительном перемещении тела олистострома.

Изучение особенностей строения хаотических комплексов данного типа на разных стадиях их становления приводит к выводу, что эти образования возникли за счет оползания осадков (часто не полностью литифицированных), накопившихся непосредственно на склоне седиментационного бассейна. Оползание вызвано гравитационной неустойчивостью отложений, которая могла быть обусловлена различными причинами: накоплением больших масс осадков, чем может удержаться на склоне морского бассейна, изменением уклона морского дна вследствие общего поднятия территории или роста частных структур: причиной возникновения оползней могут служить сейсмические толчки и т.д. Ответ на вопрос о конкретных причинах возникновения оползневых процессов обычно дает рассмотрение общих палеогеографических условий времени накопления олистостромов. Так, например, оползневые процессы в меловых и палеогеновых отложениях Дагестана возникают вследствие роста антиклинальных структур [Москвин, Семихатов, 1956]; современные оползни на северном склоне Черного моря связаны непосредственно с сейсмической активностью этой области, но возникают тем не менее чаще всего в зонах с максимальным быстрым накоплением осадков и т.д.

В процессе оползания первоначально единое в структурном отношении тело дезинтегрировалось и превращалось в грубообломочную брекчию с хаотическим строением. При этом происходило обособление матрикса и включений и их перемешивание. Причем и перемещение данного объема породы и его преобразование в грубообломочную толщу (т.е. собственно формирование кластического материала) связано с действием одного и того же процесса — оползания, перемещения пород вниз по склону в результате действия процесса гравитации. Таким образом, можно констатировать, что для данного типа олистостромов *формирование кластического материала и его перемещение в пространстве обусловлено действием оползневых процессов*, причем образование обломочного материала и его перемещение одновременны и взаимобусловлены. Перемещение приводит к дезинтеграции пород, а дезинтеграция, в свою очередь нарушая сплошность пород и их связность, облегчает перемещение вниз по склону.

Образование таких комплексов связано с процессами оползания или первоначально единой массы (связный оползень), или нелитифицированного (слабо литифицированного) осадка, когда связность частиц минимальна. В первом случае обычно возникает олистостром с большим объемом обломочного материала, значительно большим, чем объем матрикса с пластинами и блоками значительной величины; во втором случае толща в целом имеет пудинговый облик — объем матрикса больше объема обломков, они не крупные и раскиданы на некотором расстоянии друг от друга. Такие соотнесения свидетельствуют о том, что перемещение материала (по крайней мере на последней стадии) шло в виде грязевого потока.

Олистостромы, обломочный материал которых образован за счет разрушения отложений того же бассейна, в которой формируются эти олистостромы, известны в геологической литературе под названием "эндоолистостромы". В термине отражено местное происхождение кластических частиц. Существуют и другие названия, но их употребление мне представляется излишним.

2. Оползневые процессы захватывают не только верхние, нелитифицированные или слабо литифицированные части накопившихся осадков, но и уже уплотненные и превращенные в горную породу более низкие горизонты отложений седиментационного бассейна. В этих случаях среди хаотических образований вышеописанного типа в виде включений присутствуют обрывки пластов, блоки, глыбы и пластины консолидированных пород, причем они представляют собой отторженцы того же разреза, которому принадлежат вмещающие олистостром осадки. Примеры олистостромов такого типа весьма многочисленны [Белостоцкий, 1977; Москвин, Семихатов, 1956; Richter, 1973; Graciansky et al., 1972].

Подводно-оползневые образования широко развиты на Кавказе среди меловых и палеогеновых отложений Дагестана [Шатский, 1929; Москвин, Семихатов, 1956; Миклуленко, 1963, 1967]. В пределах развития верхнемаастрихтских отложений Дагестана выделено несколько районов с подводно-оползневыми горизонтами [Москвин, Семихатов, 1956]. Глыбовые горизонты, мощность которых колеблется от 10 до 150 м, подстилаются и перекрываются горизонтами с нормальным залеганием. Глыбовые подводно-оползневые образования представлены сильно перематыми известняками, которые местами приобретают хаотический облик. Среди раздробленных, смятых в складки и разорванных пластов маастрихтских известняков заключены глыбы известняков, отличных по своему облику от маастрихтских. Размер глыб чрезвычайно раз-

нообразен. "Наряду с гигантскими отторженцами, достигающими объема в несколько тысяч кубических метров, присутствуют и мелкие глыбы и обломки. Эти включения не несут на себе никаких признаков окатывания или иной обработки: их очертания всегда угловаты и неправильны" [Москвин, Семихатов, 1956, с. 70]. По отношению к общему залеганию вмещающих известняков глыбы ориентированы незакономерно, без видимого плана и порядка. Кроме маастрихтских известняков, в глыбах встречены пелитоморфные известняки с прослоями мергелей, в которых собраны раковины сантонских и кампанских ископаемых и красных тонкослоистых известняков с остатками *Inoceramus involutus* Sov. Развиты глыбовые горизонты и в более молодых отложениях. Интересно, что в датских отложениях подобного рода, кроме коньякских и сантон-кампанских известняков, присутствуют уже и известняки маастрихтского яруса. Очень широко развиты глыбовые подводно-оползневые горизонты в отложениях майкопской свиты, в хадумском горизонте которой, в частности, тонкослоистые мергелистые и песчанистые глины смяты в мелкие складки, осложненные прихотливой гофрировкой. Среди этих пород беспорядочно разбросаны и как бы плавают во вмещающей глинистой массе глыбы верхнефораминиферовых известняков палеогена. Объем глыб до нескольких сотен кубических метров. В более высоких горизонтах майкопской свиты известны гигантские пластины верхнефораминиферовых слоев, которые при мощности в 10—20 м протягиваются по простиранию на многие сотни метров, иногда, по-видимому, на несколько (до 5—6) километров. Во вмещающих породах такие глыбы залегают более или менее согласно с общим напластованием толщи.

Анализ фаций и мощностей меловых и палеогеновых отложений Дагестана приводит М.М.Москвина и М.А.Семихатова к выводу, что образование глыбовых горизонтов связано с оползанием нелитифицированных осадков и уже консолидированных пород со склона поднятий, формирование которых связано с ростом частных антиклинальных структур. Немалое значение в возникновении подводных оползней и обвалов играет литология толщ и строение разреза. Так, например, скольжение верхнефораминиферовых слоев обусловлено наличием в средней их части листоватых глинистых мергелей, которое "способствовало срыву вышележащих толщ именно по этой пачке и делало их неустойчивыми даже при сравнительно малых углах наклона" [Москвин, Семихатов, 1956, с. 80].

Многочисленные примеры наличия в олистостромах глыб и блоков консолидированных пород "своего" разреза описаны у Д.Рихтера [Richter, 1973] в Южных Альпах и Динаридах. Так, в северодинарских палеоцен-нижнеэоценовых флишевых отложениях развиты олистостромы, где и матрикс и обломки представлены мергелями. Мергельные глыбы плавают в мергельной же основной массе. Олистолиты достигают значительной величины (до десятков метров в поперечнике). В глыбах, которые сложены мергелистыми известняками, сцепление между слоями полностью сохранено, и только по краям видны следы волочения и усадки. Глыбы рудистовых известняков, которые также присутствуют в олистостроме, местами вдавлены в мергелистые известняки олистолитов. Из этих наблюдений можно сделать вывод, что гигантские олистолиты при попадании в более молодой осадок находились еще в не полностью затвердевшем состоянии, однако были уже настолько литифицированы, что не потеряли свою связность в процессе перемещения. В мергельных породах олистолита собраны остатки ископаемой микрофауны, в том числе *Globorotalia velascoensis* (Cush.), которая свидетельствует о позднепалеоэоценовом возрасте отложений; флишевые слои непосредственно под олистостромом датируются нижним эоценом (*Globorotalia aragonensis* Nut.), т.е. материал олистостромов несколько древнее вмещающих отложений, но принадлежит, судя по составу и строению разреза, к первоначально единой последовательности слоев.

Олистостромы такого типа развиты и на территории Бакских Пиренеев, где среди серых и красноватых мергелей и известняков маастрихтского возраста, которые являются составной частью флишевых отложений, развитых южнее Биаррица, описан [Richter, 1973] пластовый горизонт небольшой мощности. В мергельно-песчаной основной массе этого олистострома содержатся олистолиты, представленные слегка окатанными обломками песчанистых известняков и роговиков с деформационной структурой, а также закрученными и изогнутыми обрывками глинистого мергеля, причем, как и в предыдущем случае, более крепкие роговики и известняки вдавлены в мергельные олистолиты. Обрывки глинистых мергелей ко времени возникновения грязевого потока еще не испытали достаточно сильных диагенетических превращений, песчанистые же известняки и роговики принадлежали более глубоким горизонтам разреза. Эти более древние слои ко времени образования мергелей вследствие тектонического поднятия уже подверглись денудации, и в результате волноприбойных дви-

жений обломочный материал накапливался в зоне, где происходили сбвалы. Причиной оползания и образования грязевого потока здесь, как считает Д.Рихтер, была комбинация поднятия и накопления потенциальной энергии вследствие отложения больших объемов кластического материала.

Хорошим примером олистостромов этого типа могут служить также хаотические образования Ионической зоны внешних Динарид, которые приурочены к флишевым толщам верхнего эоцена—нижнего олигоцена [Белостоцкий, 1977]. Описание этих толщ было уже дано, но здесь хотелось бы обратить внимание на некоторые характерные явления, связанные с формированием описываемого типа олистостромов. Среди разнообразных пород, которые слагают глыбы, блоки и пластины, в олистостромовой толще присутствуют известняки верхнего мела и нижнего палеогена. Небольшие блоки имеют по преимуществу округлую форму. По мере возрастания величины блоков их форма становится более плоской. Крупные олистолиты, мощность которых достигает 100 м, а длина и ширина до 1 км и более, имеют всегда плитообразную форму. Пространственно скопления таких глыб и пластин приурочены к антиклинальным структурам, которые начали расти внутри Гаврской и Ионической зон. В результате поднятия и разрушения отдельные антиклинальные структуры оказались обрамленными на крыльях и периклинальных окончаниях зонами глыбовых хаотических брекчий. Такая приуроченность олистостромовых горизонтов и наличие среди них пластин известняков позволили И.И.Белостоцкому связать их образование с послойным соскальзыванием меловых и палеогеновых пород с гребней растущих антиклиналей. При этом в олистостромы попадали отторженцы пород, слагающих по существу единый разрез с отложениями, вмещающими олистостромы. Пластины, которые соскальзывали с антиклинальных поднятий в процессе оползания, дробились и давали шлейфы грубокластических брекчий.

На рассмотренном примере видно, что, как и в предыдущих случаях, формирование кластического материала и его переотложение связаны с обвально-оползневыми процессами. Однако тогда, когда оползание захватывает не только верхний слой неконсолидированных осадков, но и более глубокие части разреза, уже достаточно отчетливо начинает вырисовываться значение тектонических движений (рост сводовых поднятий, антиклинальных структур), хотя роль тектоники в этом случае остается опосредствованной.

Таким образом, описанный тип хаотических образований имеет много общего с первым. Отличие состоит только в том, что к оползающему неконсолидированному осадку примешиваются в том или ином количестве отторженцы более древних, уже в достаточной степени консолидированных отложений; кроме того, более отчетливо, чем в первом случае, ощущается влияние тектонических движений, которые являются как бы спусковым механизмом для возникновения обвально-оползневых процессов. Но роль тектоники косвенна, тектонические движения не приводят непосредственно к формированию кластического материала, он образуется за счет дробления в процессе оползания. И можно считать, что, как и в образовании ранее описанного типа олистостромов, при формировании второго типа *кластический материал и возникает и перемещается в результате действия обвально-оползневых процессов.*

Мы рассмотрели олистостромы, обломочный материал которых представлен отторженцами пород того бассейна, где происходит образование хаотических брекчий. Но для подавляющего большинства олистостромов характерно присутствие обломков, блоков и глыб, сложенных породами, чуждыми данному бассейну седиментации и, как правило, более древними, чем отложения этого бассейна. Частично об этом уже говорилось при описании динарских олистостромов, содержащих, кроме известняковых пластин разреза той же зоны, в которой образовывался олистостром, многочисленные обломки разнообразного литолого-петрографического состава, и прежде всего пород офиолитового комплекса: диабазов, серпентинитов, кремнистых известняков и т.д. Формирование этих пород происходило вне бассейна накопления олистостромов; они по отношению к этому бассейну аллохтонны. В связи с этим естественно возникает вопрос, как формируется этот аллохтонный обломочный материал и как он перемещается к бассейну седиментации и в самом бассейне?

3. В некоторых случаях (которые, впрочем, нечасты) в олистостромах встречаются полуокатанные или хорошо окатанные гальки и валуны. Иногда они только вкраплены среди неокатанных обломков, иногда образуют самостоятельные скопления, где окатанный материал преобладает. Но практически всегда распространение окатанного материала локализовано на незначительных по площади участках, которые расположены внутри хаотических брекчий с неокатанным обломочным материалом. Округлые обломки обычно несут следы водной отработки и, как показывает их изуче-

ние, образовывались чаще всего в зоне мелководья на морском шельфе или (реже) обрабатывались реками. Окатанный материал может быть практически одновозрастным¹ тем осадкам, которые накапливаются в более глубоких частях седиментационного бассейна. В этом случае очевидно, что происходит соскальзывание, оползание мелководных грубообломочных отложений по тем же причинам, которые вызывают оползание и тонкозернистых нелитифицированных отложений.

4. Но во многих случаях обработка материала происходила намного раньше, чем формировался олистостром. Так, например, в верхнеэоценовом флише Южного склона Большого Кавказа, среди мощных толщ хаотических глыбовых брекчий присутствуют хорошо окатанные валуны и гальки туфо-песчаников, андезито-базальтовых порфиритов и их туфов. Кроме отдельных галек и валунов, имеются также блоки, сложенные хорошо сцементированными туфоконгломератами с гальками того же состава. Туфоконгломераты содержат остатки ископаемой фауны байосского яруса средней юры. Идентичность набора пород в изолированных гальках и в блоках конгломератов и их пространственная связь ясно показывают, что галечный материал в олистостромах образовался за счет дезинтеграции и переотложения более древних, чем олистостром, пород, в данном случае юрских. Переотложенные конгломераты обнаружены и в других районах, в частности, в верхнеэоценовых олистостромах Швейцарских Альп, среди аквитанских отложений Калабрии [Grandiaquet, 1971] и в других местах. В случае нахождения в олистостромах переотложенного окатанного материала его происхождение должно рассматриваться в том же аспекте, что и происхождение неокатанных обломков и глыб, так как разрушение материнских пород и в том и в другом случае происходит одинаково.

Обломочный материал олистостромов, представленный породами, чуждыми бассейну, в котором накапливаются хаотические брекчий, образуется частично в результате обвально-оползневых процессов, развивающихся в условиях гравитационной неустойчивости масс горных пород, т.е. так же, как и ранее описанные типы, частично же за счет действия иных процессов, о которых речь пойдет несколько позднее.

5. По данным Д.Рихтера [Richter, 1973], во флишевой толще Бакских Пиренеев развиты известняковые брекчий, мощность которых составляет около 70 м. Известняки в обломках представлены разностями, содержащими рудисты и литотамнии. Кроме известняков, в олистостроме присутствуют обломки кварца, граувакк, филлитов, слюдяных сланцев, гранитов. Обломки неокатаны и расположены в основной массе безо всякой видимой закономерности. Так как известняковая брекчий в значительной части состоит из остатков рифообразующих организмов, то, как считает Д.Рихтер, известняковый обломочный материал образовался в рифовом поясе, на шельфе, в тылу которого находился массив метаморфических пород, также поставляющий на шельф обломочный материал. Его образование связано с процессами выветривания метаморфических и магматических пород массива. Вследствие опускания флишевых прогибов граница стабильности осадков была нарушена, и накопившийся на шельфе обломочный материал в виде потоков известнякового шлама переместился во флишевый прогиб и сформировал тело олистострома.

6. Многочисленные брекчий олистостромового типа известны в Альпах. Они отмечены в Гельветских покровах, в Бриансонской зоне, в Австро-Альпийских покровах. Одна из наиболее выразительных брекчий — юрские отложения покрова Брекчий [Трюмпи, 1965]. Покров Брекчий — один из наиболее верхних элементов Предальп. Косвенные признаки и направление транспортировки материала указывают на то, что юрские образования этого элемента были сформированы на крутом восточном склоне Бриансонского поднятия в самой западной части Пьемонтской геосинклинали. В нижнем лейасе здесь отлагались мелководные осадки (криноидные, оолитовые известняки, доломиты); в последующем (средняя—поздняя юра) в связи с общим прогибанием пьемонтской геосинклинали происходило накопление более глубоководных осадков (аспидные сланцы, кремнистые и глинистые известняки, кремнистые и известковистые сланцы). Среди этих отложений, которые отражают общий фон осадконакопления пьемонтского бассейна, залегают многочисленные прослои брекчий, состоящие из обломков триасовых доломитов и лейасовых известняков. Обломки угловатые, без признаков окатанности. Только валуны, образовавшиеся из почти одновозрастных, слабо уплотненных пород, имеют слегка округлую форму. Мощность пластов колеблется в широких пределах. В брекчиях встречается местами грубая и неправильная

¹ Под одновозрастностью понимается не возраст пород, которые представлены в гальках, а возраст образования галечного материала.

вертикальная отсортированность: брекчии с обломками средней крупности вверх по разрезу сменяются мелкообломочными. Упаковка обломков плотная, цемент вторичный. Брекции образуют изолированные пласты, линзы или мощные, слабо стратифицированные тела. Пространственно они приурочены, как показывают палеотектонические реконструкции, к границам приподнятых эпиплатформенных зон (в данном случае Бриансонской) и расположенных рядом с этими зонами глубоководных прогибов. Подобная локализация связана с уступами, существование которых обусловлено сбросовыми структурами. Строение брекчий (плотная упаковка, отсутствие первичного цемента, неясная стратификация) указывает, что перемещение материала связано главным образом с обвальными-осыпными процессами, в меньшей степени с процессами оползания. Образование обломочного материала, по мнению Р. Трюмпи, связано частично с дезинтеграцией пластов известняка в процессе их оползания, но главным образом происходит за счет обрушения крутого уступа Бриансонского поднятия в условиях одновременной тектонической и сейсмической активности, которая могла вызвать предварительное тектоническое дробление триасовых и нижнеюрских пород.

Таким образом, юрские хаотические комплексы покрова Брекчий образовались в результате действия обвально-оползневых процессов. Однако нужно отметить, что если в этом случае перенос и частично формирование грубообломочного материала осуществлялись за счет действия гравитационных процессов, то в подготовке этих процессов участвовали тектонические движения, которые способствовали предварительному дроблению монолитных пород и облегчали действие гравитационных процессов.

7. Несколько иной механизм формирования глыбовых комплексов описан Д.Рихтером [Richter, 1973] в зоне Гаврово-Триполи в Греции, где среди слоистых отложений Ионического флиша и флиша Гаврово резко выделяются в рельефе гигантские отторженцы меловых и палеогеновых известняков, которые сопровождаются шлейфами глыбовых брекчий. Глыбы подстилаются и перекрываются мергельным флишем и являются бескорневыми. Крупные массивы, как можно судить по наличию милонитизированных пород и зеркал скольжения на поверхности известняка, "вырублены" по сети разломов, причем разломы эти образовались раньше, чем известняковые блоки попали во флиш, так как флишевые отложения не затронуты милонитизацией, а кальцитовые прожилки, секущие известняк в зоне разломов, не переходят во флишевые отложения. Образование этих известняковых массивов и глыб Д. Рихтер связывает с воздыманием массива Гаврово, который к началу флишевой седиментации был вовлечен в сводовое воздымание. Деформация свода привела к возникновению продольных и поперечных разрывных нарушений, взаимодействие которых обусловило выкалывание отдельных блоков объемом до многих сотен кубических метров. Глыбы и блоки сползали во флишевое море и останавливались у подножия массива или неподалеку от него. Там они постепенно перекрывались флишевыми отложениями. Характерно, что оползание глыб и гигантских массивов карбонатных пород практически не сопровождалось их дроблением и оползновыми явлениями в толще подстилающего флиша.

В данном примере мы видим, что в процессе оползания практически не происходит формирования обломочного материала, так как незначительное перемещение отторженцев не приводит к интенсивному раздроблению пород. Образование кластики (как мелкой, так и крупной) связано исключительно с обвальными процессами, но обвальные явления обусловлены дезинтеграцией некогда единого массива вследствие проявления конседиментационных тектонических движений.

Рассмотренный материал позволяет сделать некоторые выводы относительно генезиса хаотических комплексов, которые мы именуем олистостромами, и оценить значение обвально-оползневых процессов в их формировании.

А. Можно выделить три группы олистостромов, отличающихся составом обломочного материала.

В первую группу входят олистостромы, кластика которых состоит из аутигенного материала, т.е. из дезинтегрированных осадков, которые отлагаются непосредственно в том бассейне, где формируется олистостром. Обычно эти отложения к моменту начала движения еще не полностью затвердели и подвержены оползанию в результате незначительного нарушения гравитационного равновесия. Они легко дезинтегрируются, иногда полностью, до минеральных зерен, и тогда олистостром представляет собой бесструктурную песчано-глинистую массу с редкими обрывками пластов и кусками раздробленных пород. *Формирование кластического материала этого типа олистостромов и его перемещение взаимообусловлены и связаны исключительно с оползновыми процессами.*

Вторая группа олистостромов включает в себя отторженцы пород, более древних, чем вмещающие отложения. Дезинтеграции и оползанию подвержены не только неконсолидированные осадки, но и более древние, превращенные в горную породу отложения. Они, как и в первом случае, принадлежат тому бассейну, в котором образуется олистостром. *Формирование и перемещение обломочного материала происходит в результате действия оползневых процессов*, однако начинает чувствоваться и некоторое влияние тектонических движений (рост поднятий, антиклинальных структур), которые в некоторых случаях имеют значение спускового механизма для возникновения оползней и грязевых потоков.

И, наконец, третья группа содержит обломки, глыбы и пластины пород, чуждых данному бассейну седиментации, пород иных фациальных зон. Они всегда древнее, чем вмещающие отложения. Состав их может быть весьма разнообразен. *Транспортировка материала в этом типе олистостромов осуществлялась обвальными оползневыми процессами, которые приводили частично и к образованию кластики, возникающей в результате дробления оползающих масс горных пород*, но частично обломочный материал этих обломочных образований формировался в результате процессов выветривания, водной обработки или тектонического дробления материнских массивов. Как можно было видеть, для возникновения этой категории олистостромов необходимы четко выраженные тектонические предпосылки (интенсивный рост сводовых поднятий и антиклинальных структур, тектоническое дробление пород и т.д.). Данная категория олистостромов несколько отличается от двух предыдущих большей ролью тектонических движений и тем, что *формирование кластического материала происходит не только за счет обвально-оползневых процессов, но и частично за счет тектонического фактора*, хотя он и не приводит непосредственно к образованию больших масс грубообломочного материала, а только способствует общему раздроблению зоны дезинтеграции, что является предпосылкой для возникновения обвально-оползневых процессов.

Б. Все три выделенных типа встречаются самостоятельно, но могут существовать и совместно, как составные части единой олистостромовой толщи. Чаще же всего мы имеем дело не с чистыми видами, а со смешанными. В этом случае в одном олистостроме встречается и аутигенный и аллотигенный материал.

В. При переходе от первого типа олистостромов ко второму, а от второго к третьему видно некоторое усиление значения тектонического фактора в процессе формирования кластического материала, тогда как его перемещение всегда связано с обвально-оползневыми процессами, хотя причиной возникновения гравитационных процессов и могут служить процессы тектонические.

Г. Однако в формировании олистостромов тектонический фактор может или совсем отсутствовать, или он играет опосредствованную роль, являясь как бы спусковым механизмом для начала проявления процессов гравитации, которые и приводят собственно к становлению олистостромов рассмотренных разновидностей. В процессе проявления гравитационных процессов происходит соскальзывание (обрушение, оползание, обвалы) масс горных пород на разных уровнях геологического разреза (в зависимости от конкретных условий). Материал в виде грязевых потоков, оползней или осыпей перемещается вниз по склону, и при этом происходит иногда полное, иногда частичное раздробление горных пород или неконсолидированных осадков, разделение на матрикс и включения, перемешивание составных частей. В результате формируется тело с хаотическим внутренним строением, в котором утеряны первоначальные седиментационные текстуры, слоистость и стратификация (они сохраняются только в отдельных блоках-олистолитах). Но кроме таких тел с беспорядочным нагромождением грубообломочного материала, перемешанного в той или иной пропорции с тонкозернистым матриксом, во вмещающих отложениях захороняются и более или менее монолитные блоки, глыбы и пластины, которые в процессе скольжения не испытали сколько-нибудь заметных изменений внутреннего строения.

Итак, существуют олистостромы, в образовании которых главная роль принадлежит гравитационным процессам (оползни, обвалы, грязевые потоки), *при этом с действием обвально-оползневых процессов связано и формирование кластического материала и его перемещение в пространстве.*

Тем не менее при рассмотрении фактического материала неоднократно обращалось внимание и на значение тектонического фактора в процессе формирования олистостромов. Однако роль тектонических движений была в приведенных примерах почти всегда косвенной — они облегчали действие гравитационных процессов, но не приводили непосредственно ни к образованию кластического материала, ни к его перемещению. Изучение кластического материала олистостромов показывает, что очень и очень мно-

гие олистостромы содержат обломки, глыбы и блоки, явно несущие следы интенсивной тектонической обработки, причем более ранней, чем формирование самого олистострома. Более того, в основной массе и цементе хаотических брекчий часто встречаются милонитизированные частицы горных пород и катаклазированные минеральные зерна. Все эти факты трудно объяснимы с позиции обвально-оползневых механизмов, так как тектонизированные частицы (от катаклазированных зерен до гигантских тектонически раздробленных блоков) находятся в пределах одного и того же олистострома в соседстве с совершенно не затронутыми тектонической обработкой обломками. Существуют и другие факты, свидетельствующие о значительном влиянии тектонических движений на формирование хаотических образований типа олистостромов.

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОЛИСТОСТРОМОВ

Итак, установлено, что обвально-оползневые процессы безусловно приводят к образованию хаотически построенных комплексов типа олистостромов. В результате действия этих процессов происходит во многих случаях и дезинтеграция первично монолитных пород и перемещение раздробленной массы от места возникновения обвала, оползня или грязевого потока до места отложения и захоронения. При этом процессы раздробления, дезинтеграции, смешения обломков и основной массы часто неотделимы от процесса перемещения и, более того, именно им и вызваны. Но обязательно ли возникновение олистостромов исключительно действию оползней и обвалов или здесь могут иметь место и иные процессы и явления? Фактический материал приводит к выводу, что далеко не всегда обвально-оползневые процессы играют главенствующую роль в формировании обломочного материала и даже не всегда способствуют его перемещению в пространстве.

Многие особенности строения, распространения и взаимоотношения олистостромов с окружающими образованиями, которые были уже описаны в предыдущих разделах, не могут быть объяснены обвально-оползневым механизмом в чистом виде. Главные из этих особенностей следующие:

- олистостромы пространственно тяготеют к зонам крупных разломов, по которым либо установлены, либо предполагаются по косвенным признакам надвиговые движения;
- олистостромы и олистолиты, как правило, состоят из пород аллохтона, у фронта которого они накапливаются или которым перекрываются;
- олистостромы приурочены к определенным интервалам, во время которых установлены крупные покровные перемещения масс горных пород;
- олистостромы (в пределах одного временного интервала) распространены чрезвычайно широко, протягиваясь (с перерывами) на многие сотни и тысячи километров;
- олистостромовые комплексы оказываются часто перекрыты тектоническими покровами и интенсивно переработаны тектонически;
- в олистостромах присутствует динамически обработанный материал: обжатые, сглаженные, штрихованные, сплюснутые обломки, милонитизированные и катаклазированные частицы пород в цементе и заполняющем веществе;
- хаотические брекчии олистостромов имеют непосредственную пространственную связь с покровными пластинами, выраженную в постепенных переходах между ними.

Все перечисленные особенности заставляют искать для объяснения формирования олистостромовых тел, помимо чисто оползневых, и другие варианты.

В настоящее время все большее и большее число исследователей приходит к выводу о возникновении олистостромов за счет разрушения тектонических покровов. Впервые на связь образования олистостромов с разрушением покровов обратил внимание Г.Шардт [Schardt, 1898a, b], который объяснил возникновение глыбовых горизонтов во флишевых толщах Центральной Швейцарии разрушением лобовой части покрова Клиппов, обратив внимание на тот факт, что в непосредственной близости от клиппов в подстилающих их образованиях дикого флиша содержатся отторженцы пород в фациях покрова Клиппов. В дальнейшем гипотеза происхождения олистостромовых образований за счет разрушения тектонических покровов находила все больше приверженцев.

И, действительно, устанавливаемые во многих районах Альпийской и других геосинклинальных систем своеобразные условия осадконакопления, связь включений

в олистостромах с покровами, которые перекрывают эту характерную группу отложений, частая интенсивная тектоническая переработка олистостромов, крупные конседиментационные покровы в толщах, заключающих олистостромы, совпадение времени возникновения этих осадков со временем проявления интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, пространственная связь олистостромов с тектоническими покровами позволяют объяснить образование рассматриваемых отложений с разрушением фронтальных частей продвигающихся покровов. Особенно показательными в этом смысле являются случаи непосредственного перехода от тектонически раздробленного покрова через тектонические брекчии к типичным олистостромам. Эти переходы будут описаны ниже. Более того, распространение олистостромов одного возраста на значительных пространствах (сотни и тысячи километров) вряд ли можно объяснить процессами чистого оползания. Для того, чтобы оползни возникли на таких пространствах одновременно, необходима какая-то причина. Такой причиной могут быть интенсивные тектонические подвижки, что и устанавливается для времени формирования олистостромов.

Все перечисленные особенности были приведены и обсуждены в предыдущих разделах, однако необходимо обратить внимание еще на два момента, подтверждающих вывод о связи образования олистостромов с горизонтальными подвижками масс горных пород.

Во многих районах олистостромы слагают толщи весьма значительной мощности (до 1 км и более) и имеют гигантские объемы в сотни и тысячи кубических километров. Чтобы возникли такие огромные скопления грубообломочного материала, область дезинтеграции, вероятно, должна быть весьма обширна по площади. Однако отсутствие в олистостромах сколько-нибудь значительных масс окатанного материала, преобладание совершенно неокатанных, несортированных обломков и свальный облик олистостромовых толщ указывают на то, что обломочный материал не подвергался длительному переносу и водной обработке, т.е. площадь области, поставляющей обломочный материал, не могла быть значительной. Этот вывод находит подтверждение и при проведении фациального анализа, который показывает, что участки, подвергающиеся размыву и разрушению, имели незначительную ширину [Леонов, 1971, 1975]. Но если площадь разрушаемых толщ невелика, то нужно допустить, что зона дезинтеграции испытывала интенсивное воздымание, которое и обусловило наличие огромных масс пород, поставляющих в результате постепенного разрушения грубый материал олистостромов. Однако анализ геологической обстановки времени накопления олистостромовых толщ во многих случаях показывает, что область, которая, судя по составу обломков в олистостромах, была поставщиком обломочного материала, в целом испытывала слабое опускание и не выходила сколько-нибудь существенно из-под уровня моря, так как на ней в это время отлагались мелководные тонкозернистые (известняки, песчаники, глины) эпиплатформенные осадки.

Более того, соотношение фаций в зоне дезинтеграции показывает [Леонов, 1971], что снос обломочного материала из этой зоны шел, как правило, в одну сторону — в сторону глубоководного прогиба, тогда как по другую сторону области разрушения, обращенную к мелководному бассейну, грубый материал или не накапливался совершенно, или объемы его были несравнимо меньше тех, которые поступали в глубоководный прогиб. Иногда олистостромы накапливались перед фронтом уступа, на котором или в тылу которого вообще не происходило отложение осадков. Эти соотношения свидетельствуют об асимметричном строении области дезинтеграции и размыва. Состав же обломков в олистостромах часто указывает на то, что разрушению подверглись породы небольшого стратиграфического интервала или незначительной мощности, причем в олистостром попадали главным образом отторженцы пород не верхних горизонтов, а более низких.

Все рассмотренные выше факты приводят к заключению, что вертикальное поднятие области дезинтеграции как средство для объяснения возникновения масс обломочного материала приходится отбросить. Если же вспомнить изложенный ранее фактический материал о приуроченности олистостромов к зонам крупных надвиговых и шарьяжных структур и о строении зон дезинтеграции, представляющих в большинстве случаев тектонический уступ, сформированный пакетами покровов и тектонических пластин, то с большой степенью уверенности можно утверждать, что формирование грубообломочного материала олистостромов (во всяком случае, значительной их части) связано с дезинтеграцией и разрушением фронтальных частей продвигающихся покровов или систем тектонических чешуй, которые, разрушаясь, и поставляли кластический материал.

Очевидно, однако, что все перечисленные признаки являются только косвенными доказательствами. Окончательно можно быть уверенным в образовании обломочно-го материала за счет разрушения покровов только в том случае, если имеется возможность изучить непосредственно способы разрушения тектонических покровов и понять, как в результате этого разрушения формируются огромные массы кластического материала. Разберем несколько региональных примеров.

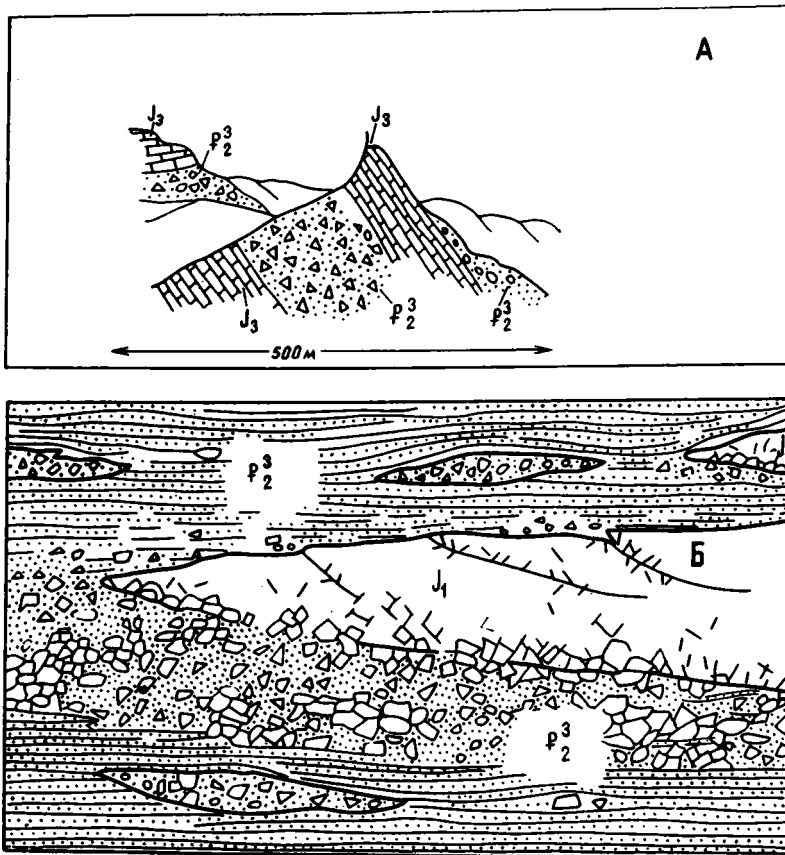
1. Часто в олистостромовых толщах встречаются пластины пород более древних и более компетентных, чем вмещающая их основная масса. Размер пластин может достигать десятков километров по длинной оси, и тогда их обычно относят к категории конседиментационных тектонических покровов. Такие пластины (олистоплаки, покровы скольжения) описаны среди олистостромовых отложений во многих районах: пластины известняков Лаймерн в верхнеэоценовом диком флише Центральной Швейцарии [Gigon, 1952]; известняки перми в неогеновых молассах Дарвазского хребта [Щерба, 1975]; офиолитовые пластины в верхнемеловых олистостромах Малого Кавказа [Соколов, 1977].

Показательны также изученные автором пластины пород верхней юры и верхнего лейаса в верхнеэоценовом флише Южного склона Большого Кавказа (рис. 29). Пластины залегают непосредственно среди вмещающей массы флишевых отложений. Они сложены слоистыми породами верхнего лейаса: песчаниками и глинистыми сланцами. Вытянутость пластин соответствует слоистости. Пластины имеют резко удлиненную форму. Одна из таких пластин имеет по простиранию протяженность около 20–25 км, другая порядка 4–5 км, при максимальной мощности первой до 700–800 м, второй – до 100–150 м. Эти пластины представляют собой конседиментационные тектонические покровы, попавшие в бассейн во время накопления верхнеэоценовых осадков [Леонов, 1975]. Имеются и другие пластины, но меньших размеров (50–200 м). Пластины становятся у краев толще и постепенно сходят на нет. Нижние контакты пластин, как правило, осложнены срывами, дроблением, брекчированием слагающих их пород. Верхние контакты обычно нормальные, со следами размыва, с брекчиевыми и конгломератовыми горизонтами, перекрывающими пластину. Вместе с тем и подстилающие и перекрывающие горизонты флиша составляют единую толщу. Внутри пластин можно наблюдать брекчирование и даже катаклиз. Часто сплошность пластин нарушена большим числом разрывов, которые разделяют пластину на отдельные более мелкие чешуи.

Раздробленность пластин возрастает к краям и вниз. В этих направлениях раздробленные породы без резкой границы переходят в тектоническую брекчию, которая в этих же направлениях начинает приобретать черты осадочной брекчии. Обломки расположены уже хаотически, появляется заполняющее вещество. Осадочные брекчии образуют подобие шлейфа около пластины и продолжаютя внутрь вмещающей флишевой толщи обычно в виде прослоев, залегающих согласно со слоистостью, но в ряде случаев и резко срезая подстилающие слои и захватывая их материал. Часто эти брекчии оказываются оторванными пространственно от пластины в результате процессов оползания. Материал таких брекчий, окружающих пластину, состоит в основном из пород самой пластины. Обломки совершенно не окатаны, остроугольные, часто представляют собой "отщепы" глинистых сланцев и песчаников. Обломки цементируются мелкозернистым песчано-глинистым агрегатом, по составу тождественным породам пластин и брекчий. Наиболее типичными чертами этих брекчий является их мономиктовость, теснейшая связь с породами пластин (часто мы не можем провести четкую границу между брекчированной пластиной, тектонической брекчий и брекчий осадочной, т.е. по существу собственно олистостромом), брекчированность самих обломков, наличие на их поверхности зеркал скольжения, местами милонитизация основной массы.

В данном случае зарождение грубообломочного материала происходит тектоническим путем в результате дробления и брекчирования пластины при ее движении по дну бассейна. В последующем брекчии частично остаются пространственно связанными с пластинами, частично теряют эту связь и чисто оползевым путем перемещаются в более удаленные от зоны возникновения и более глубокие части осадочного бассейна. При этом они хотя и приобретают морфологические черты оползня, все же сохраняют и черты своего тектонического происхождения: зеркала скольжения, брекчированность.

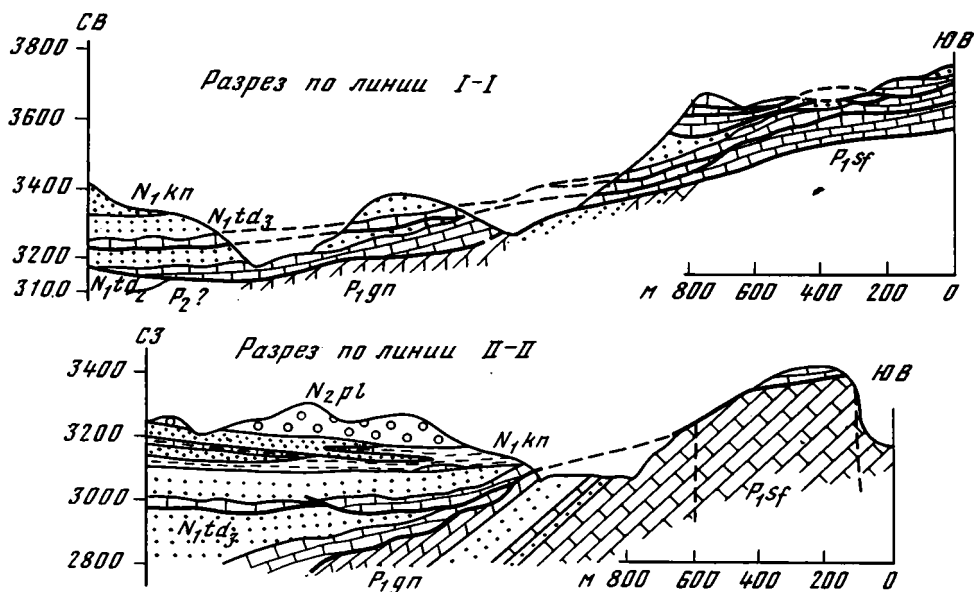
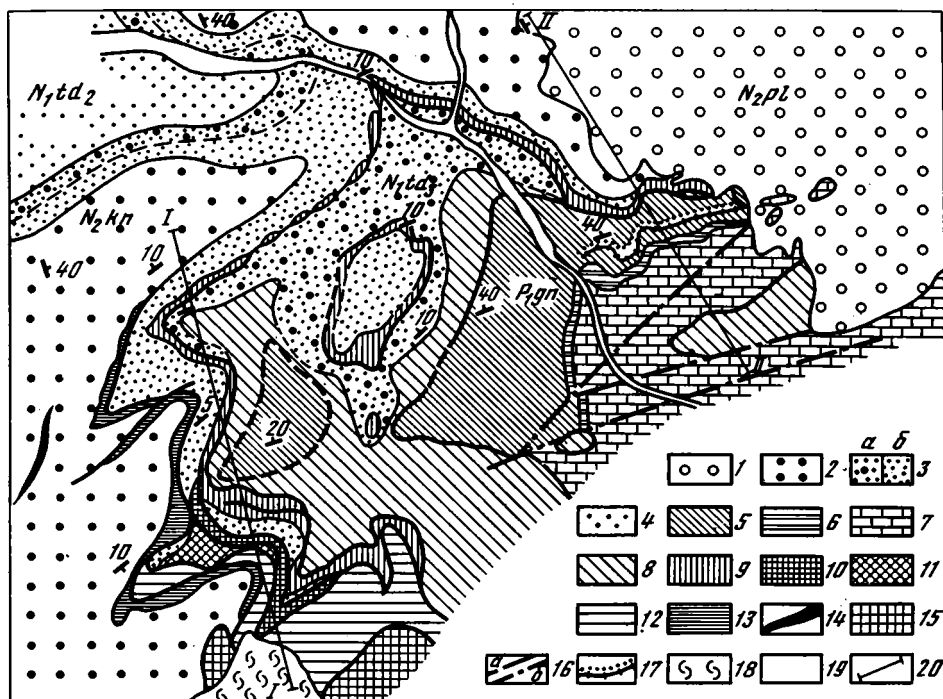
Таким образом, одним из механизмов образования грубообломочного материала является тектоническое разрушение подовшенных частей крупных пластин (конседиментационных покровов) при их продвижении по дну бассейна седиментации. Размеры таких пластин-покровов колеблются в очень широких пределах и могут достигать десятков километров по длинной оси. Разрушение подошвенной части свойственно и более значительным покровным структурам.



Р и с. 29. Разрушение подошвенных частей конседиментационных покровов и пластин при движении по дну бассейна (верхнеэоценовые олистостромы Южного склона Большого Кавказа)

Как было уже показано, на территории Ликийского Тавра (Турция) развиты [Graciansky, 1968, 1973; Graciansky et al., 1972] тектонические покровы, в подошвах которых расположены олистостромовые толщи. Здесь выделена следующая последовательность комплексов пород, тектонически перекрывающих один другой (рис. 30). В основании залегают автохтонные образования. Внизу они сложены карбонатной серией пород триаса—сеномана, выше которой залегают флишевые отложения, а флишевый разрез, в свою очередь, надстраивают олистостромовые толщи (дикий флиш) верхнемелового возраста. Дикий флиш содержит среди других блоки базальтов и радиоляритов, заключенных в песчано-глинистый матрикс. Выше расположены образования меланжа, и переход от дикого флиша к меланжу соответствует смене состава и облика вмещающей основной массы: песчано-глинистая внизу, она становится выше существенно туфовой. Переход между диким флишем и меланжем, т.е. между осадочными породами (флиш с олистостромами) и меланжем, как пишет П.Грацианский, “прогрессивный”, нормальный. Переход осуществляется на расстоянии 5 м по мощности. Сверху меланж тектонически перекрыт покровом перидотитов, который ложится местами прямо на дикий флиш, местами на меланж, а местами на “промежуточный” комплекс, сложенный отдельными мелкими и крупными чешуями различных пород, включая и перидотиты верхнего покрова. Хотя описание этих взаимоотношений у П.Грацианского не слишком четко, все же можно видеть, что на нижней поверхности аллохтона происходит расчешуивание и дробление пород с образованием меланжа, который сменяется вниз олистостромовым комплексом, т.е. картина близка той, которую мы видели при описании разрушения более мелких пластин и покровов.

Разрушение, брекчирование подошвы покрова наблюдается и в Румынских Карпатах (долина р. Биказ), где тектонический покров юрско-меловых пород залегает на олистостроме из обломков пород покрова. Причем провести резкую границу между тектонически раздробленными породами покрова и олистостромом часто не представляется возможным.



Р и с. 31. Гигантские пластины пермских известняков в неогеновых отложениях Дарвазского хребта, Памир [Щерб, 1975]

Неогеновые отложения (1–4): 1 – полизакская свита, 2 – каранакская свита, 3 – верхнетавильдаринская подсвита (а – брекчии нижнего олистострома, б – брекчии верхнего олистострома), 4 – среднетавильдаринская подсвита; палеозойские отложения (5–15): 5 – гундаринская свита, 6 – плитчатые известняки сафетдаронской свиты, 8–15 – сафетдаронские известняки в аллохтонном залегании; покровы: 8 – первый, 9 – второй, 10 – третий, 11 – четвертый, 12 – пятый, 13 – шестой, 14 – седьмой, 15 – восьмой; 16 – разломы (а – пологие, б – крутые); 17 – маркирующие горизонты песчаников и известняков; 18 – ледник; 19 – четвертичный аллювий; 20 – линии разрывов

лидзе, 1977]. Этот разлом является активным в новейшее (от позднего сармата до современности) время [Милановский, 1968]. Об активности разлома в настоящее время свидетельствуют его четкое морфологическое выражение (иногда сглаженный, но чаще резко выраженный уступ в рельефе), особенно хорошо видное в бассейнах рек Лехуры, Меджурь, Малой Лиахви, развитые вдоль фронта разрыва оползневые явления и обвалы. В целом надвигание пород флишевого комплекса на разновозрастные отложения тектонически подстилающих образований устанавливается при геологическом картировании. Во многих местах в зоне разрыва (у подножия уступа) можно наблюдать большие и малые скопления глыб, главным образом известняков флишевого комплекса. Мелкие обломки (от 5—10 до 40—50 см) сцементированы травертином и часто превращены в монолитную брекчию. Обломки неокатаны, остроугольные, часто покрыты кальцитовой “рубашкой”, сортировка, в этих брекчиях отсутствует, стратификация также. В карбонатном туфе, цементирующем обломки, можно встретить отпечатки листьев дуба, ореха и других современных растений. Обломки, особенно крупные, покрыты зеркалами скольжения, которые особенно хорошо выражены на кальцитовой оторочке. Происхождение этих брекчий может быть двояким.

Часть брекчий, как может показаться на первый взгляд, образуется чисто обвальным путем, однако разрушение фронтальной части надвига происходит не только под действием факторов выветривания и гравитации. Дезинтегрированию способствует главным образом тектоническое раздробление, которое можно наблюдать в толще флишевых пород и о котором свидетельствуют зеркала скольжения на поверхности глыб и блоков. Как показывают наблюдения, раздробление происходит следующим образом. Толщи флиша (особенно легко этот процесс идет в карбонатных породах) в результате общих тектонических подвижек тектонизируются, разбиваются трещинами на отдельные блоки. Трещины заполняются кальцитом или травертином, который как бы обволакивает каждый отдельный блок, способствуя нарушению монолитности породы, но тем не менее не давая еще возможности породе полностью дезинтегрироваться и рассыпаться. Блоки под действием общего движения постепенно отделяются один от другого все больше и больше и получают некоторую свободу самостоятельного движения. Они начинают поворачиваться относительно друг друга, и если при начальной трещиноватости подностью сохраняется первичная слоистость, то теперь она начинает нарушаться, а затем и совершенно исчезает. Обломки, скрепленные карбонатным материалом (кальцит, травертин), уже достаточно свободно поворачиваются один относительно другого, первично слоистая порода превращается в брекчию. Но эта брекчия пока не оторвана от материнской породы, она еще находится на месте своего образования или только незначительно перемещена. О том, что тектоническое брекчирование и движение в этих зонах продолжается, свидетельствуют зеркала скольжения на вторичных кальцитовых рубашках. Подобного рода брекчии не сопровождаются первичной милонитизацией пород и не содержат, как правило (если не попадают вторично в зону разрыва), тектонических глинок.

Наконец, брекчированность доходит до такой степени, когда в зоне выхода пласта на поверхность монолитность брекчии нарушается под действием гравитации и факторов выветривания, и обломки сыпаются вниз по склону, где снова цементируются или травертином или песчано-глинисто-карбонатным материалом в зависимости от конкретных условий. Но большая часть брекчий исчезает, так как в субазальных условиях они разрушаются поверхностными процессами, и материал уносится, полностью дезинтегрируясь, реками, русла которых чаще всего проходят параллельно простиранию разрыва.

Образование второго рода брекчий аналогично образованию Дарвазских олистостромов, описанных выше. Фронтальная часть надвига, сложенная различными горизонтами флишевых отложений, разбита на многочисленные мелкие и крупные тектонические чешуи и блоки. На границе отдельных чешуй в зоне разрыва (это могут быть и поллогие разрывы, и секущие сбросы, взбросы и сдвиги) образуется тектоническая брекчия, мощность которой варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Брекчии состоят из обломков пород, прилегающих к плоскости разрыва. На начальной стадии образования брекчий наблюдается зона повышенной трещиноватости. Трещины заполняются кальцитом. Обломочки отделяются одни от других, промежутки и между обломками заполнены или вторичным кальцитом или перетертым карбонатно-глинистым веществом. Брекчированный материал под действием тектонических сил и веса вышележащих пород перемещается к области разгрузки. При выходе зоны разрыва на поверхность брекчии высыпаются и приобретают вид обвальной осыпи. Однако в отличие от обыкновенной осыпи, не связанной с зоной разлома, обломки часто вновь цементируются травертином. Цементация брекчий иногда настолько силь-

на, что эти брекчии легко спутать с более древними, скажем, мезозойско-кайнозойскими, как это хорошо видно во многих районах Кавказа.

Брекчии этого типа отличаются от брекчий первого, как правило, моногенностью материала, присутствием тектонических глинок, милонитов. При этом нужно отметить, что первый и второй тип брекчий могут переходить один в другой, и материал их может перемешиваться. Образование же их происходит практически одновременно и взаимосвязанно.

Приведенный пример подтверждает еще раз, что часть олистостромовых толщ образуется под воздействием тектонического фактора и что обломочный материал зарождается внутри монолитного массива, а не только за счет разрушения фронтального уступа. Однако непременное условие возникновения обломочного материала — внутренняя тектоническая переработка пород, выраженная в образовании тектонических чешуй и в тектоническом расслаивании фронтальной части надвигов.

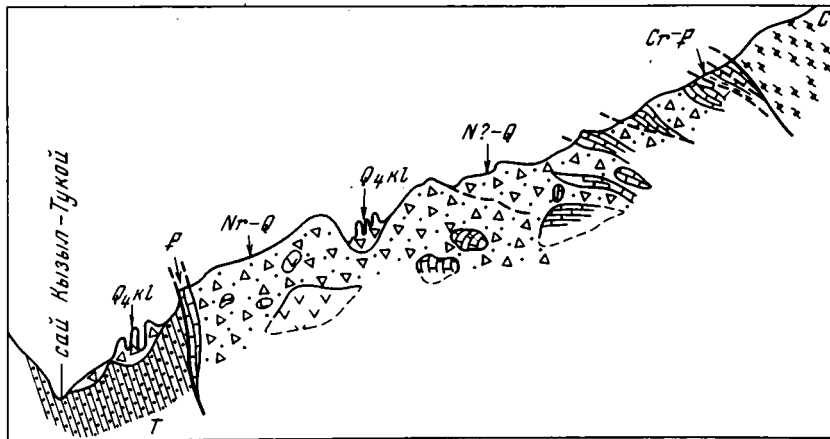
4. Сходная картина формирования четвертичных брекчий, морфологически являющихся аналогом древних олистостромов, наблюдается в зоне Танымасского надвига, разделяющего структуры Северного и Центрального Памира. Посетить эту зону автору удалось совместно с А.В. Лукьяновым, с которым и был проделан ряд маршрутов. В районе сая Кызыл-Тукой (левый приток р.Танымас) зона Танымасского надвига представляет собой полосу (рис. 32) шириной 1—2 км, сложенную разнообразными брекчиями. Зона брекчий контактирует с юга по разлому с отложениями триаса зоны Центрального Памира и перекрыта по надвигу метаморфическими сланцами зоны Северного Памира. Брекчии состоят из обломков различных пород: серых известняков, туфов, сахаровидного кварцевого агрегата, вулканогенных пород основного состава. Преобладают обломки остроугольные, без признаков окатанности, хотя встречаются и округлые, со сглаженными краями. Размер включений от 0,5 см до 0,5 м и более. Отдельные глыбы достигают 10—100 м в поперечнике. Обломки расположены безо всякой видимой закономерности. Они то тесно прилегают друг к другу, то разделены основной массой. Поверхности обломков покрыты зеркалами скольжения. Большие глыбы и блоки брекчированы, разлинзованы, разбиты на более мелкие чешуй и как бы плавают в основной массе мелкообломочной брекчии. Вверх по склону, при приближении к верхнему разрыву, число и размер блоков несколько увеличиваются, увеличивается и степень раздробленности пород.

В крупном блоке основных пород можно наблюдать усиление раздробленности к краям, тектоническую брекчированность и постепенный переход в шлейфы моногенных брекчий, которые вклиниваются в полигенные. При раздроблении крупных пластин и блоков отдельные их части смещаются одни относительно других. В трещины проникает материал окружающих брекчий. Образование трещин и их заполнение сопровождается брекчированием и раздроблением пород блока, остроугольные обломки которых захватываются проникающими в трещины брекчиями.

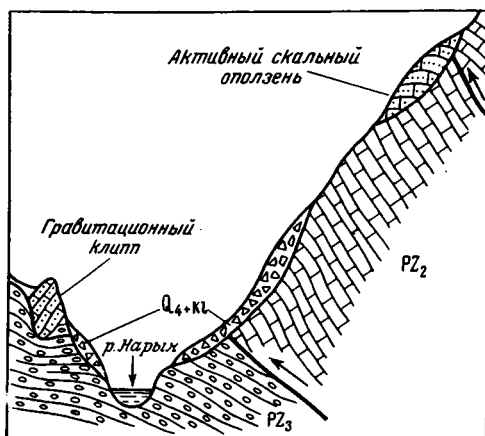
Заполняющее вещество в брекчиях представлено гравелитом и грубозернистым песчаником из материала тех же пород, что и обломки. Цемент кварцево-лимонитовый или карбонатно-лимонитовый. Цементация плотная. Сортировка материала в брекчиях отсутствует.

Основная масса брекчий (как обломков, так и цемента) несет в себе явные следы тектонического происхождения: катаклиз, дробление, милонитизация, постепенные переходы от тектонических брекчий к осадочным. Да и сам факт нахождения их в зоне разрыва подтверждает их тектоническую природу. Однако в этой зоне имеются и брекчии осыпей, которые практически не отличаются по своему внутреннему строению и составу от описанных выше. Иногда нельзя привести четкую границу между брекчиями зоны дробления и осыпными брекчиями, особенно в верхней части склона, где первичные брекчии в приповерхностных условиях разрушаются процессами выветривания (что облегчается их первичной тектонической неоднородностью) и начинают скользить (осыпаться) вниз по склону. В таких случаях можно наблюдать постепенный переход от неслоистых брекчий первого типа в неяснослоистые осыпные брекчии. Слоистость у последних всегда имеет наклон в сторону падения склона. В последующем они под действием силы тяжести перемещаются на пониженные участки склона и к его подножию и формируют самостоятельные тела, несогласно лежащие на брекчиях тектонического происхождения и других подстилающих породах.

Таким образом, мы еще раз видим, что "чисто осадочные" брекчии, сформированные при оползании и ссыпании пород вниз по склону, своим происхождением обязаны первично тектоническим процессам, которые проявляются в зоне надвига и приводят к брекчированию, дроблению и милонитизации пород, попадающих в эту зону.



Р и с. 32. Брекчии в зоне Танымасского надвига, Памир; объяснения см. в тексте



Р и с. 33. Разрушение фронтальной части современного надвига, Фергана, по Г.Н. Пшенину [1973]; объяснения см. в тексте

5. Несколько иначе происходит разрушение фронтальных частей надвигов в результате динамической разгрузки скального фронта разрыва, что видно на примере новейших надвигов горного обрамления Ферганы [Пшенин, 1973]. По данным Г.Н. Пшенина (рис. 33) при увеличении высоты надвигового уступа создается перегрузка скального фронта. Развиваются гравитационные сколы, трещины бортового отпора и отседания, как правило, использующие тектоническую трещиноватость. Горизонтальные напряжения распределены неравномерно и формируют вторичные сдвиги, перпендикулярные фронту основного надвига. Горизонтальные перемещения способствуют увеличению крутизны фронта надвига и тем самым повышают его динамическую неустойчивость. По трещинам скалывания происходит отсекание от основного монолита крупных блоков, которые перемещаются к подножию фронтального склона. Будучи разбиты трещинами, эти блоки полностью или частично преобразуются в обвалыные россыпи. Большие блоки и пластины (скальные оползни), имеющие пластинчатую или линзовидную форму, при движении вниз по склону дезинтегрируются, и при этом возникают отдельные, более мелкие блоки объемом 15–25 тыс. м³ (начальные объемы скальных оползней обычно превышают 1 млн. м³) и развалы глыб и щебня. Часть блоков соскальзывает к самому подножию склона, где они "... либо врезаются в мягкие породы подножия, образуя своего рода экзотические скалы, которые можно назвать гравитационными клиппами, ... либо ложатся на породы подножия без существенного механического нарушения" [Пшенин, 1973] с. 51–52. Хотя сам Г.Н. Пшенин и не связывает описанный им процесс с формированием олистостромов, ясно, что речь идет именно об этой категории явлений. Следовательно, мы имеем здесь дело с образованием современных аналогов олистостромов в результате процессов, на первый взгляд чисто гравитационных. Но, как подчеркивает сам автор и как ясно из изложенного, развитие процессов гравитационного разрушения и их активность связаны с активной жизнью самого надвига, т.е. и в этом случае мы приходим к выводу о тесной связи возникновения олистостромов с тектоническими движениями, а именно с разрушением фронтального уступа надвигов.

Уже отмечено, что одна из особенностей строения олистостромов — наличие в них отторженцев пород не верхних горизонтов (что казалось бы более естественным) разреза зоны денудации, выходящей на дневную поверхность, а более низких, слагающих основание уступа. Один из наиболее показательных примеров — пластины и брекчии, сложенные известняками перми в неогеновых отложениях Дарваза — уже приводился. Имеет место поступление обломочного материала из горизонтов, слагающих подступ уступа и в настоящее время. Этот процесс изучен в районе Южного берега Крыма [Щерба, 1978], где наблюдается выдавливание тектонических брекчий крупных пластин из-под массива известняков, слагающих крымскую Яйлу.

6. Вдоль южного берега Крымского полуострова распространены мощные свалы грубообломочного материала и огромные утесы известняков верхней юры, которые принадлежат массандровской свите плиоцен-четвертичного возраста. В настоящее время среди этих образований выделено несколько генетических типов, которые можно подразделить на две группы [Щерба, 1978]. Первая группа представлена мощными свалами несортированных известняковых брекчий и пространственно связанных с ними пластинами и массивами известняков.

Брекчии состоят из обломков известняков верхней юры различной величины, сцементированных суглинком. В брекчиях местами наблюдается грубая и неясно выраженная слоистость; по простиранию слоистые брекчии сменяются хаотическим нагромождением несортированного обломочного материала. На поверхности обломков наблюдаются штрихи и зеркала скольжения. Повсеместно брекчии содержат крупные (до 100 м) блоки известняков. Брекчии, а также подстилающие их породы триаса, нижней и средней юры часто перекрыты гигантскими отторженцами известняков, опускающихся от уступов Яйлы к Черному морю. Известняковые отторженцы представлены крупными пластинообразными массивами до 2—3 км в поперечнике. Массивы известняков тектонически раздроблены, часто представляют собой пакеты тектонических чешуй, расслоенных тектоническими брекчиями. Объемы брекчий в ряде мест столь велики, что создается впечатление, будто отдельные глыбы и пластины известняков погружены в брекчии и как бы плавают в них. Брекчии в результате процессов выщелачивания карбонатов оказываются сцементированными песчано-глинистым веществом и приобретают вид "осадочных" брекчий. Однако можно проследить постепенные переходы от тектонически раздробленного известняка к известняковой брекчии. В массивном известняке возникает сначала системы трещин, по которым выкалываются блоки, покрытые зеркалами скольжения. Между блоками развиваются зоны брекчирования, в которых формируется мелкооскольчатая брекчия со смещенными относительно друг друга обломками. Брекчии, возникающие как вдоль плоскостей напластования, так и поперек слоистости, в последующем выдавливаются из зон брекчирования, выходят на дневную поверхность и перемещаются вниз по склону под действием сил гравитации, приобретая, помимо черт тектонического происхождения, и черты оползневой генезиса.

Таким образом, обломочный материал хаотических брекчий рассмотренного типа сформирован процессами тектоническими, а обвальными-оползевыми процессами обусловили только перенос обломочного материала.

Здесь можно возразить, однако, что хотя брекчии и возникают в процессе тектонического брекчирования, но само-то брекчирование может быть в данном случае вызвано движением материнского массива под действием силы тяжести. Это конечно так, но дело в том, что возникновение самих отторженцев юрских пород, подвергавшихся расчешуиванию и брекчированию, связано с развитием внутренней тектонической структуры Крымских гор. Установлено, что в зоне развития хаотических образований массандровской свиты коренные известняки яйлинского комплекса разбиты системой пологих надвигов, сопряженных с ортогональными сколами. На плоскостях разрыва развита горизонтальная штриховка. По плоскостям пологих надвигов происходит дифференциальное проскальзывание отдельных "пачек-пластин", по крутым разрывам образуются трещины отрыва в виде зияющих провалов. Любопытно, что при этом не происходит простого обрушения верхних горизонтов уступа, а они оседают, несколько смещаясь к югу. При этом наиболее активно смещаются нижние пластины, которые выжимаются из-под вышележащей толщи известняков. Нижние "пачки-пластины" оказываются и наиболее сильно тектонизированными: они раздроблены, брекчированы, в отдельных зонах породы превращены в тектонит, местами полностью дезинтегрированы. Характерно, что среди отторженцев (несмотря на то, что в верхних частях уступа Яйлы выходят верхнеюрские породы до киммериджа включительно) не встречено известняков моложе

оксфордских, что также подтверждает тектоническое выдавливание чешуй из нижних горизонтов разреза. Возможность такого выжимания обусловлена тектонической чешуйчато-надвиговой структурой известнякового массива Яйлы. Отрываясь от материнского массива, отдельные чешуи перемещаются вниз по склону, дополнительно дезинтегрируются, давая шлейфы хаотических брекчий, и оползают в море, где перекрываются осадками шельфа и подводного склона.

Таков первый тип хаотических комплексов Крыма. Второй тип представлен каменными развалами и осыпями, состоящими из нагромождения несцементированных глыб известняка. Глыбовые образования этого рода приурочены обычно к подножию обрыва Яйлы и не распространяются от него так далеко, как брекчии первого типа. В отличие от брекчий первого типа, они не имеют явных следов тектонической обработки и не связаны пространственно с крупными пластинами и чешуями, которые определяли облик хаотических образований первого типа. Более того, уступ, подвергающийся в данном случае разрушению, отвечает протяженному вертикальному сколу и не разбит на серию чешуй, как в первом случае. Не происходит и выдавливания материала в нижних частях уступа. Из описанных закономерностей можно сделать вывод, что хаотические комплексы второго типа — это чисто обвальные образования, возникающие при обрушении крутого уступа, образование которого и внутренняя структура не связаны с горизонтальными подвижками. Объемы глыбовых образований здесь несравненно меньше, чем в первом случае, что подтверждает сделанный нами вывод о том, что дезинтеграция массивов, не испытывающих горизонтальных перемещений, не приводит к накоплению значительных объемов грубообломочного материала: т.е. там, где не происходит образования пологих тектонических чешуй и покровов, там не образуются и значительные массы олистостромовых образований, отсутствуют крупные пластины и блоки, а также признаки первичной тектонизации, свидетельствующие о тектоническом происхождении обломочного материала хаотически построенных комплексов.

Из приведенных примеров видно, что образование современных глыбовых хаотических отложений связано с внутренней тектонической переработкой пород материнского массива, который является телом "живого" надвига. Объем же материала показывает, насколько активен надвиг в период образования олистостромов. Современные хаотические образования описанного типа по чертам своего строения (морфологии, особенностям распространения, соотношению обломков между собой и с основной массой) близки или тождественны олистостромам. При этом в современных аналогах олистостромов в более четком и ясном виде можно наблюдать многие из тех черт строения, которые при изучении более древних олистостромов приводили нас к мнению о возникновении их за счет процессов разрушения тектонических покровов.

7. Но прежде чем закончить изложение материала, позволяющего говорить о генезисе олистостромов, или вернее тех хаотических комплексов, которые мы сейчас так называем, необходимо остановиться на еще одном возможном способе их формирования, о котором частично уже упоминалось при описании зоны Танымасского надвига и юрских пластин в верхнеэоценовых флишевых толщах Южного склона Большого Кавказа. В этих примерах речь шла о разрушении и брекчировании подошвенных частей пластин и краев крупных блоков и о постепенном переходе от тектонических брекчий к шлейфам брекчий осадочных. Но в ряде мест можно наблюдать также, как брекчированный материал подошвенных частей крупных тектонических пластин и покровов начинает проникать в подстилающую осадочную толщу в виде кластических даек, протяженность которых может достигать нескольких метров. Дайки разветвляются, брекчированный материал начинает выдавливаться под весом вышележащего аллохтонного массива и внедряться в слоистые отложения подстилающих толщ. В результате тектонической рассланцовки и течения вещества брекчированный материал начинает располагаться вдоль слоистости, сначала имея связь с кластической дайкой, а затем в результате перемещения отрываясь от нее и образуя самостоятельную линзу грубообломочного материала, вытянутую по простиранию вмещающих ее слоистых или сланцеватых пород. Далее в результате процессов рассланцевания и тектонического течения вещества тела, сложенные брекчиями, полностью теряют связь с кластическими дайками и на первый взгляд выглядят как "нормально-осадочные" брекчии.

В данном варианте интересно то, что происхождение линзовидных тел хаотических брекчий вообще ничего общего с осадочными и оползевыми процессами не имеет, хотя по своему облику и взаимоотношению с вмещающими породами они чрезвычайно схожи с оползевыми брекчиями; формирование их происходит исключительно за счет тектонического фактора.

Нужно отметить, что правильно диагностировать такие брекчии и отличить их от осадочных чрезвычайно трудно, если не видно непосредственной связи с кластическими дайками или раздробленными породами покрова. Однако некоторые диагностические признаки все-таки имеются:

- обломки представлены исключительно породами подошвенных частей покрова или крупных блоков, за счет дезинтеграции которых образуются брекчии. В некоторых случаях могут встречаться обломки пород вмещающей толщи, которые захватываются внедряющейся брекчией;

- размер обломков незначителен, они чаще всего (в слабо деформированных толщах) имеют остроугольную форму и все приблизительно одной величины;

- цементом служит мелко дезинтегрированный или милонитизированный материал пород покрова; состав цемента идентичен составу обломков;

- обломочки пород обычно отделены друг от друга цементирующей массой и расположены достаточно равномерно по всему объему породы;

- контакты брекчий с вмещающими породами резкие, но параллельные напластованию пород. Следы "выпахивания" и срезания подстилающих слоев, как это часто наблюдается в оползневых брекчиях, отсутствуют.

Таким образом, часть брекчий, "осадочная" природа которых, казалось бы ясна, на самом деле образуется чисто тектонически, без вмешательства осадочных и оползневых процессов, и именно эта разновидность брекчий особенно ярко подчеркивает значение тектонического фактора в процессе формирования хаотических комплексов.

Изложенный материал позволяет достаточно уверенно сказать, что образование грубообломочного материала олистостромов (во всяком случае определенной их разновидности) связано с разрушением тектонических чешуй, надвигов и покровов и идет различными путями. Обломочный материал формируется в результате следующих процессов:

- обрушения фронтального уступа надвига, покрова или пакета тектонических пластин, обусловленного тектонической дезинтеграцией пород аллохтонного массива и при участии факторов подводного или субаэрального выветривания;

- тектонического расчешуивания, брекчирования и образования тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с последующим высыпанием или тектоническим выдавливанием брекчий на дневную поверхность или на поверхность морского дна;

- тектонического дробления, расчешуивания и брекчирования подошвенных частей при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов.

Указанные три способа формирования обломочного материала тесно взаимосвязаны и обусловлены активностью тела тектонического покрова или надвига. В большинстве случаев грубообломочный материал формируется всеми тремя способами одновременно (может быть, при преобладании какого-либо одного, в зависимости от конкретных условий). Но тогда в теле уже сформировавшегося олистострома отличить материал, обязанный своим происхождением тому или иному процессу, трудно, а порой и невозможно.

Таким образом установлено, что тектонический фактор имеет существенное значение в процессе образования грубообломочного материала. Вся сумма приведенных доказательств как косвенных, так и прямых свидетельствует о возникновении наиболее значительных масс кластического материала олистостромов за счет разрушения тектонических покровов, надвигов и шарьяжей. В последующем обломочный материал или остается непосредственно у подножия разрушающегося покровного массива, сохраняя при этом четко выраженные черты тектонического происхождения, или под действием силы тяжести перемещается (оползает, осыпается) в бассейн, где происходит отложение осадков иного типа. В процессе оползания грубообломочные толщи приобретают новые, характерные для оползневых тел черты и превращаются в олистостромы (пласты-оползни) в собственном смысле. Но, как уже неоднократно подчеркивалось, они по-прежнему сохраняют черты своего первичного генезиса — тектонического. Следовательно, обвальнo-оползневые черты рассмотренного типа олистостромов отражают только способ транспортировки обломочного материала, по способу же формирования кластического материала эти олистостромы должны быть отнесены к образованиям тектоническим, и сущность этой категории хаотических комплексов в том, что они имеют тектоно-оползневое происхождение, а не чисто оползневое, как это принималось большинством исследова-

телей раньше. Учитывая же, что тектонические процессы не только приводят к формированию кластического материала, но способствуют и возникновению обвально-оползневых явлений, а оползание тектонических пластин и блоков приводит к их дополнительному дроблению и дезинтеграции, можно сказать, что *олистостромы этого типа — вещественное выражение единства тектонических и оползневых процессов*. Крайним выражением этого единства могут служить олистостромовые образования Гарца, к рассмотрению которых мы сейчас и перейдем.

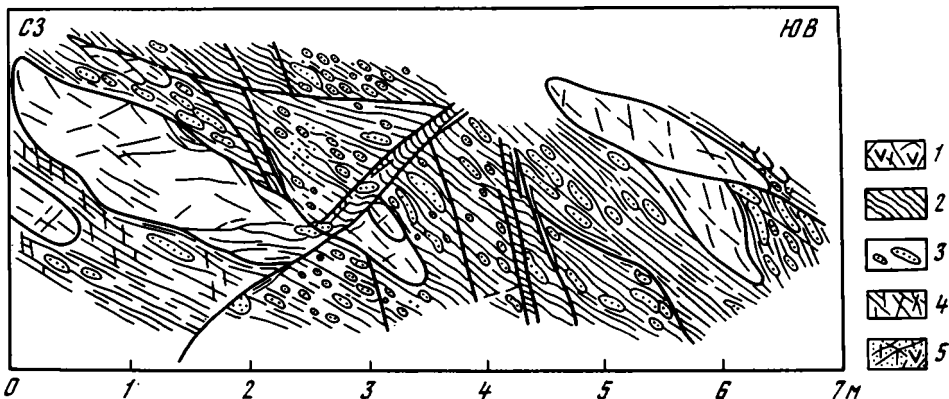
8. Знаниям по геологии Гарца мы обязаны исследованиям многочисленных геологов; первые работы, связанные с изучением геологического строения этой территории, начались еще в конце XVIII в. С того времени были накоплены многочисленные данные по стратиграфии, структуре, истории становления района, составлены геологические карты Гарца. Использование богатого фактического материала и проведение детальных исследований на его территории позволили немецким геологам (главным образом геологам ГДР) в последние два десятилетия создать чрезвычайно интересную и обоснованную огромным фактическим материалом концепцию геологического строения и развития этой части герцинской геосинклинальной области. Среди геологов, которые внесли наибольший вклад в познание геологии Гарца, следует назвать М. Рейхштейна [Reichstein, 1965, 1967, 1970], Г. Лютценса [Lutzens, 1959, 1973; Lutzner, Schwab, 1972], В. Швана [Schwan, 1974], М. Шваба [Schwab, 1976], данные которых, наряду с моими собственными наблюдениями будут использованы при описании геологического строения этого района.

Гарц относится к среднеевропейскому среднегорью. Большая восточная часть Гарца находится на территории ГДР, меньшая, западная, расположена в ФРГ. Отложения Гарца были сформированы в северной внешней области варисцийского орогена, которая носит название Реногерцинской зоны. С юга эта зона ограничена Среднегерманской кристаллической зоной, с севера Субварисцийской зоной. Интересующие нас геосинклинальные отложения Гарца сформированы в восточной части южного борта Рейнского прогиба, принадлежащего экстернидам варисцийского орогена. Разбирать детально геологическое строение Гарца нет необходимости — этому вопросу посвящены специальные работы. Остановимся только на описании олистостромовых образований этого района с акцентом на их происхождение.

Олистостромы Гарца, возраст которых в настоящее время устанавливается как динамский, пользуются на этой территории очень широким распространением; их толщи, имея мощность до 1000–1200 м, занимают площадь во многие десятки и сотни квадратных километров. Среди олистостромов выделены различные типы, отличающиеся друг от друга строением и составом олистолитов, а также направлением сноса и источниками обломочного материала. Выделяются четыре олистострома: Гарцгероде-, Бодеталь-, Хюттенроде-олистостромы и краевой олистостром Гарца [Шваб, 1977; Schwab, 1976]. Три последних олистострома представляют образования, сходные во многих чертах с теми, которые уже были описаны для других районов. Олистостром Гарцгероде, напротив, в значительной степени отличен от рассмотренных ранее типов хаотических комплексов, и его изучение дает новую информацию для понимания генезиса олистостромов.

Олистостром Гарцгероде занимает большую часть территории Нижнего Гарца. Мощность его по данным буровых скважин достигает местами 1200 м, а площадь распространения, как минимум, 400–500 км², т.е. этот олистостром представляет собой гигантское геологическое тело. Олистостром Гарцгероде залегает на автохтонных геосинклинальных отложениях, представленных разнообразными типами пород. Нормальный контакт олистострома с подстилающими образованиями наблюдается на юго-востоке района, где олистостром подстилается мощными толщами интенсивно дислоцированных сланцев и кварцитов силурийско-девонского возраста зоны Випра; на северо-западе района олистостром подстилается песчано-глинистыми сланцами с прослоями кварцитов и песчаников эйфельского яруса, а также карбонатными и сланцевыми отложениями живетского яруса среднего и верхнего девона. Вскрыта подошва олистостромовой толщи также и скважинами; данные бурения показывают, что олистостром залегает на дислоцированных автохтонных граувакковых отложениях позднего девона—раннего карбона. Олистостром перекрыт тектоническими покровами, сложенными породами девона.

Возраст олистострома Гарцгероде определяется на основании его залегания на фаунистически датированных отложениях раннего карбона, а также на основании возраста пород, представленных в олистолитах. Поскольку наиболее молодыми отложениями в олистолитах являются известняки нижнего карбона, заключающий их олистостром мог возникнуть лишь после образования этих известняков. Наиболее



Р и с. 34. Зарисовка обнажения в переходной области между Гарцгеродским олистостромом и Южно-Гарцским покровом в Гарце [Шваб, 1977]

1 — диабаз и диабазовый туф штигских слоев (фамен); 2 — вмещающая олистостром масса (глинистые сланцы динанта); 3—5 — олистолиты: 3 — кварцит, 4 — граувакка, 5 — диабаз

древние отложения, стратиграфически перекрывающие олистостромы — молассовые толщи пермского возраста. Таким образом, возраст олистострома может быть установлен только в интервале ранний—поздний карбон; достоверные данные, позволяющие датировать образование более точно, отсутствуют.

Олистостром Гарцгероде представляет сложно построенное геологическое тело, в составе которого могут быть выделены основная масса (матрикс) и включения.

Основная масса сложена пелитовым материалом темно-серого до черного цвета с алевритовой и песчанистой примесью. Песчанистый и алевритовый материал распределен в основной массе не равномерно, а в виде маленьких вытянутых линзочек (шпиров); вся масса приобретает от этого шпировый облик. Одна из характернейших особенностей матрикса олистостромовой толщи — ее "бесструктурность". В матриксе отсутствуют какие бы то ни было признаки первичных седиментационных структур: слоистости, стратификации, гранулометрической отсортированности частиц и пр.

Отсутствуют в матриксе и признаки складчатых структур, хотя он тектонизирован достаточно сильно. Основная масса рассланцована и состоит как бы из отдельных линзовидных тел, поверхности которых покрыты многочисленными зеркалами скольжения. Эти линзочки имеют "скорлуповатое" строение, обусловленное бесчисленными плоскостями рассланцевания. Единственными структурами, свойственными основной массе олистострома, таким образом, являются пологая сланцеватость и параллельная сланцеватости шпировая структура. По внешнему виду основная масса олистострома Гарцгероде сходна со знаменитыми чешуйчатыми глинами Северных Апеннин.

Интересно отметить, что в матриксе не найдено остатков фауны, которая была бы моложе, чем фауна, собранная в олистолитах. Однако в мелких, иногда почти микроскопических включениях, а также в шпировых скоплениях песчано-алевритовой размерности имеются те же формы, что и в крупных олистолитах.

Включения представлены обломками, глыбами, блоками и гигантскими пластинами пород различного возраста, которые заключены среди пелитовой основной массы. Размер обломков и глыб колеблется в очень широких пределах от миллиметров до десятков и сотен метров в поперечнике. Так, например, известные линзы известняков диаметром в несколько сот метров и мощностью до 80 м. В восточной части района развития олистострома в основной массе заключены пластины кремнистых и глинистых сланцев силурийского возраста, которые занимают площадь в несколько десятков квадратных километров. Форма обломков также весьма разнообразна. Известняковые блоки и глыбы имеют более или менее округлую или эллипсоидальную форму, крупные массивы горных пород, сложенные сланцевыми разностями, имеют резко уплощенную пластинообразную форму. Но в большинстве случаев олистолиты имеют линзовидную, вытянутую в направлении сланцеватости форму и представляют собой "факоиды", как называют здесь тектонически разлинзованные обломки.

Обломки, глыбы и пластины расположены в основной массе без всякой види-

мой закономерности. Они образуют то скопления глыбового материала (рис. 34), то отдельные изолированные блоки, "плавающие" в основной массе. Мелкие блоки и крупные глыбы часто бывают раздроблены, поверхности их покрыты зеркалами скольжения. Крупные пластины разбиты на отдельные чешуи, надвинутые одна на другую. Иногда при кажущемся единстве разреза в пластине наблюдается незакономерное смещение пород разного возраста, при этом более древние горизонты разреза могут оказаться гипсометрически выше молодых или вклинены в них. В частности, на основании изучения граптолитовой фауны такое смещение различных по возрасту отложений установлено в гигантских пластинах силурийских пород.

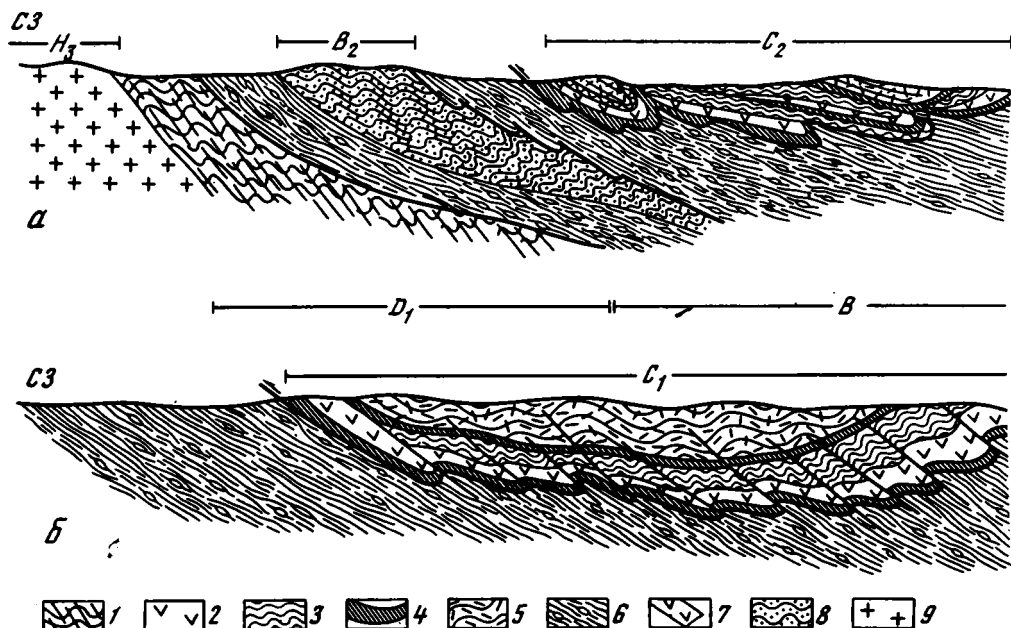
Состав обломков олистолистов (от мелких до гигантских пластин) представлен породами различного литолого-петрографического состава и возраста¹. Наиболее древние породы, которые слагают олистолисты, — темные граптолитовые сланцы и граптолитовые сланцы с прослоями глинистых известняков лландоверийско-лудловского возраста. Фациальный состав пород девона более разнообразен. Среди отторженцев установлены сланцы с кремнистыми конкрециями и известковистые граувакки зигенского яруса, желваковые и стилиолиновые известняки нижнего эмса, граувакковые отложения верхнего эмса, стилиолиновые, цефалоподовые и желваковые известняки верхнего девона и пестрые глинистые сланцы фаменского яруса верхнего девона. Карбон представлен известняками и граувакками турнейского яруса. Кроме осадочных пород, в виде олистолистов присутствуют многочисленные обломки и блоки диабазов.

Происхождение олистодрома Гарцгероде. Не буду затрагивать сложных и во многом еще не до конца решенных проблем общей палеогеографии бассейна, в котором образовался олистодром Гарцгероде, а также строения и истории развития всей Реногерцинской области, остановлюсь только на разборе объективного и достоверного материала, который может дать непосредственную информацию о происхождении олистодрома.

Строение олистодрома (состав основной массы, отсутствие в ней слоистости и стратификации, хаотическое нагромождение обломков и гигантских пластин, шлировые структуры) и его взаимоотношения с подстилающими отложениями показывают, что основная масса олистодрома не могла образоваться как осадочная порода в том же бассейне, где отлагались толщи осадков, вмещающие олистодромы. Это подтверждается тем, что в породах, которые непосредственно подстилают олистодром, и в Танна-граувакке, которая является или фациальным аналогом хаотических образований, или моложе их, прекрасно видны (несмотря на интенсивные деформации пород) первичные стратификация и седиментационная слоистость. Породы, слагающие олистолисты, также фациально отличаются от осадков бассейна, где отложился олистодром, т.е. и они должны были формироваться первично вне этого бассейна. Учитывая же, что состав главной массы включений и состав матрикса идентичны или очень близки, а также то, что и в матриксе и в обломках содержится одинаковый набор остатков ископаемой фауны, можно уверенно сказать, что и матрикс и включения сформированы за счет дезинтеграции единой толщи отложений. Гигантские объемы (сотни кубических километров) олистодрома заставляют думать, что переработке подверглись отложения обширного седиментационного бассейна, где, судя по набору пород в олистолитах, в течение длительного времени происходило накопление глинисто-карбонатных и глинисто-песчаных осадков.

Как показывают структурные и седиментологические исследования, отложения, которые представлены в олистодроме, образовались в пределах Среднегерманского порога (рис. 35), но часть материала (герцинские известняки, диабазы) накопилась, вероятно, на южной окраине Рейнского трога в пределах Нижнегарцского поднятия. Но не исключена их связь и с северной окраиной Среднегерманского порога. Во всяком случае, бассейн накопления осадков, слагающих олистодром, был территориально разобщен с бассейном, где этот олистодром сейчас находится, так как к югу от области нахождения олистодрома расположена зона Випра со своим набором пород, отличных от тех, которые представлены в олистодроме, и она не могла служить источником материала для олистодромов. Следовательно, массы горных пород, которые формируют в настоящее время олистодромовую толщу, должны были быть тектонически перемещены с юга на

¹ Возраст пород установлен на основании многочисленных сборов граптолитов, конодонт и др.



В каменноугольное время в пределах Рейнского трога происходило накопление флишевых отложений, область накопления которых под влиянием миграции фронта тектонических движений перемещалась с течением времени с юга на север [Лутценс и др., 1973; Raesch e.a., 1978]. В период параксизма тектонических движений в результате действия сил тангенциального сжатия и, вероятно, асимметричного поднятия Среднегерманского порога на границе жестких пород фундамента и пластичных силурийско-девонских отложений чехла произошел срыв, и породы чехла в виде гравитационных покровов начали перемещаться к северу через зону Випра и Нижнегарцское поднятие в сторону Рейнского флишевого трога. В процессе этого перемещения, по-видимому, было нарушено единство осадочных толщ; движение пластичных пород сопровождалось образованием серии тектонических чешуй, частичным смещением отдельных частей первоначально единого разреза, рассланцеванием, скучиванием и частичной потерей связности. Следов этих деформаций, в настоящее время мы обнаружить не можем, так как они затухиваются последующей переработкой пород. Однако косвенные данные делают наличие такой "первичной" тектонической деформации весьма вероятной. Можно наблюдать такого типа нарушения в породах, которые слагают тектонические покровы, перекрывающие олистостром и надвинутые на него в результате гравитационного соскальзывания непосредственно сразу же за формированием хаотических комплексов Гарцгероде [Шваб, 1977]. Строение разреза и состав пород покрова близки таковым олистострома. И реологические свойства пород, учитывая практически тождественные условия образования покровов (и тех, за счет которых сформирован олистостром, и тех, которые его перекрывают), в обоих случаях должны быть близки, а следовательно, мы вправе ожидать и в том и в другом случае сходных деформаций. Кроме того, во многих районах мира развиты гравитационные покровы, сложенные пластичными толщами, и в них мы наблюдаем сходные деформации горных пород. И, наконец, трудно ожидать практически полной дезинтеграции таких огромных масс первоначально связанных пород в результате только оползневых процессов; изучение олистостромовых тел показывает, что полной дезинтеграции в результате процессов оползания достигают либо еще не полностью литифицированные породы, либо предварительно раздробленные тектонически. В данном случае к моменту деформации породы были уже полностью литифицированы, следовательно, необходимо допустить, что к раздроблению (хотя бы частичному) привели силы тектонические.

Покровы, сложенные уже деформированными породами, достигнув южного борта Рейнского прогиба, начинают перемещаться во флишевый бассейн, но уже под действием чисто гравитационных сил. Поскольку оползание идет заве-

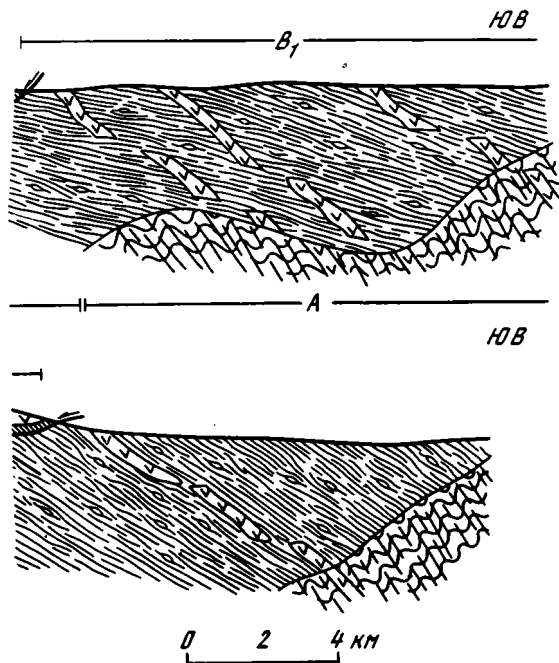


Рис. 36. Геологические разрезы через Южногарцско-Зельскую единицу [Шааб, 1976]

а — мульда Зельке; б — Южно-Гарцская мульда

1 — глинистые сланцы Бланкенбургской единицы (средний—верхний девон); 2—5 — породы Южногарцско-Зельской единицы (франский—фаменский ярусы): 2 — диабазы и диабазовые туфы; 3 — глинистые (шлигские слои); 4 — кремнистые сланцы; 5 — южногарцско-зельская граувакка; 6 — Гарцгеродский олистостром (динант); 7 — диабаз (динант); 8 — танинская граувакка; 9 — гранит

домо в водной среде, из-за высокой тиксотропии слагающих пород и продолжающегося механического дробления и дезинтеграции образуются грязевые потоки и даже суспензии [Richter, 1973]. Вследствие увеличения уклона морского дна на склоне бассейна увеличивается и скорость перемещения масс горных пород. Все эти процессы (оползание, образования дисперсий, механическое дробление) приводят к практически

полной потере связности в рыхлых породах и к возникновению блоков, обломков и глыб в более плотных. Тем не менее, имеются и значительные объемы пород, сохранивших свою связность. Они находятся среди дезинтегрированной основной массы в виде гигантских пластин и блоков. В процессе движения тектонические покровы, вероятно, эродировали породы Нижнегарцкого поднятия (герцинские известняки, диабазы), которые в результате захвата оказались включенными в состав олистострома.

Итак, в формировании хаотической брекчии олистострома Гарцгероде принимают участие тектонические и оползневые процессы. Они обуславливают и образование кластического материала (всех размерностей) и его перемещение в пространстве. Совокупность этих процессов приводит к дезинтеграции пород, выделению основной массы и включений, перемешиванию составных частей. Эти процессы проявлялись практически одновременно, во всяком случае, были взаимосвязаны и взаимообусловлены. Они были слиты воедино, а не действовали раздельно, как это было характерно для ранее рассмотренных типов хаотических образований, в которых тектонические процессы приводили к формированию обломочного материала, а оползневые осуществляли его перенос лишь с частичным дооформлением хаотической структуры. Такое слияние тектонических и оползневых процессов привело к возникновению некоторых морфологических черт, обычно не свойственных олистостромам.

Олистостром Гарцгероде залегает на подстилающих отложениях как тектонический покров (рис. 36), так как все породы олистострома (и матрикс, и включения) древнее перекрываемых образований. Более того, олистостром представляет собой хотя и очень сложно построенное тело, но сформирован за счет переработки единой толщи пород, которая до дезинтеграции слагала тело достаточно монолитного тектонического покрова.

Олистостром имеет черты, характерные для меланжей. Матрикс и включения представляют перемешанные части единого первоначально разреза; образование этих составляющих произошло в значительной степени за счет тектонического расчешивания, скусывания, будинирования и брекчирования.

И, наконец, олистостром имеет олистостромовые черты, т.е. черты оползневых тел.

Все сказанное позволяет отнести "олистостром" Гарцгероде одновременно и к категории тектонических покровов, и к категории меланжей с осадочным матриксом, и к олистостромам (оползневых телам), и именно поэтому *Гарцгеродский хаотический комплекс* — *вещественное выражение единства и взаимосвязности тектонических и оползневых процессов*. По-видимому, применение к этой категории хаотических комплексов термина "олистостром" во многом неоправ-

дано; с некоторой долей условности они могли бы быть отнесены к категории тектостромов, но тем не менее ни тот, ни другой вариант не будет верным. В этом типе хаотических комплексов отражена неразрывность тектонических и оползневых процессов, и в них по существу нет возможности различить факторы, ответственные за формирование кластики и за ее перемещение.

ВЫВОДЫ

Итак, рассмотрен материал, позволяющий сделать вполне обоснованные выводы о происхождении комплексов пород, которые различными авторами и в разное время были описаны под наименованием "олистостромы". В процессе изучения морфологических черт олистостромов, соотношений хаотических образований с массивами горных пород, которые поставляют обломочный материал, и положения олистостромов в тектонической структуре совершенно определенно удалось установить, что формирование олистостромов связано с действием двух процессов. Одни процессы ответственны за возникновение масс кластического материала, другие за перемещение этих масс в пространстве, причем в ряде случаев и возникновение обломочного материала и его переотложение связано с действием одних и тех же процессов. Среди процессов, которые обуславливают образование олистостромов (их становление как геологического тела с хаотическим строением), главными являются тектонические и обвально-оползневые.

Обвально-оползневые процессы принимают участие в формировании практически всех разновидностей олистостромов, однако роль их в образовании разных типов может быть не одинакова. В одних олистостромах за счет действия обвально-оползневых процессов происходит и формирование кластического материала и его перемещение к месту захоронения, причем образование кластики (и обломков, и матрикса) и ее перемещение взаимообусловлено и одновременно. Оползание вызывает нарушение связности пород, формирование обломочного материала, выделение матрикса и включений, их перемешивание и скольжение в виде оползня или грязевого потока вниз по склону бассейна седиментации; дезинтеграция (потеря связности), в свою очередь, облегчает действие обвально-оползневых процессов. В других случаях обломочный материал олистостромов сформирован, в основном, раньше, чем произошли обвально-оползневые явления; оползни и обвалы служили при этом средством переноса (переотложения) масс обломочного материала и только частично способствовали его дополнительному дроблению и перемешиванию. Механизм формирования обломочного материала для такого типа олистостромов разобран ранее, и установлено, что главным фактором, который приводил к возникновению гигантских объемов грубокластического материала всех разновидностей, является фактор тектонический.

Действие тектонического фактора проявляется в двух формах. Во-первых, тектонические движения имеют значение спускового механизма для возникновения оползневых процессов; тектоника в этом варианте не является непосредственной причиной формирования кластики, а лишь подготавливает условия для возникновения процессов, ее создающих. Во-вторых, тектонические движения непосредственно приводят к формированию кластического материала за счет процессов дробления, брекчирования, расчешуивания и меланжирования. И если в первом случае тектонические движения связаны, главным образом, с возникновением вертикально воздымающихся сводов, антиклинальных складок и вертикальных разломов типа сбросов, взбросов или небольших сдвигов, то во втором варианте мы имеем дело с подвижками, имеющими преимущественно горизонтальную составляющую движения и приводящими к возникновению и развитию надвигов, тектонических покровов и шарьяжей.

Следовательно, олистостромы могут быть подразделены на несколько групп в зависимости от той роли, какую играют при их образовании тектонические движения.

1. Олистостромы, в которых формирование кластического материала и его перемещение в пространстве осуществлялось обвально-оползневыми процессами (значение тектонического фактора было ничтожно или он отсутствовал совершенно).

2. Олистостромы, в которых формирование кластического материала и его переотложение связано с обвально-оползневыми процессами, но спусковым механизмом для возникновения оползней и обвалов были тектонические процессы, т.е. значение тектоники было достаточно явным, но только косвенным.

3. Олистостромы, формирование кластического материала которых обусловлено действием тектонических процессов, а перемещение действием обвально-оползневых.

4. Олистостромы, в которых обвально-оползневой фактор имел ничтожное значение; обломочный материал, возникающий за счет тектонического дробления, практически не подвергался переотложению, а оставался на месте, перекрываясь тектоническими покровами, за счет разрушения которых он образовывался.

Можно видеть, что два первых типа олистостромов генетически близки друг другу, так же как родственны по происхождению третий и четвертый. Поэтому представляется рациональным не вводить слишком дробного деления, а различать два типа олистостромов:

- олистостромы, в которых и образование кластического материала, и его перемещение осуществлялось обвально-оползневыми процессами (при отсутствии тектонического фактора или косвенной его роли);

- олистостромы, в которых перемещение осуществлялось обвально-оползневыми процессами (иногда роль их ничтожна), а возникновение кластического материала связано с действием процессов тектонических.

Первую группу образований я предлагаю называть гравитационными микститами, хотя по смыслу и этимологически она вполне отвечает понятию "олистостром", т.е. "пласт-оползень", так как их генезис (в нашем понимании) целиком связан именно с обвально-оползневыми процессами.

Во второй группе образований оползневые черты отражают только одну сторону их становления, а именно способ перемещения материала. По способу же формирования грубообломочного материала эти олистостромы — образования тектонические. Их тектоно-оползневая природа особенно четко подчеркивается постепенными, без явно выраженной границы переходами от тектонически возникших брекчий к их оползневым аналогам. Поскольку происхождение этих хаотических комплексов связано не только с обвально-оползневыми процессами, но и с процессами тектоническими, к ним нельзя применять и термин "олистостром" — "пласт-оползень", так как он не отражает всей сущности явления. Для удобства последующего изложения я предлагаю именовать эту категорию хаотических комплексов тектоно-гравитационными микститами. О правомочности и необходимости использования новых терминов речь пойдет впереди; пока же их следует принимать как данное.

Сделанные выводы — предварительные, так как выяснить до конца генетическую сущность олистостромов и тектоно-гравитационных микститов невозможно без понимания их соотношений с другими категориями хаотических комплексов, морфологически сходных с вышеописанными, но имеющих иной генезис. К таким образованиям принадлежат прежде всего тиллиты и меланжи.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ДРУГИМИ ТИПАМИ ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Итак, установлено, что внутри категории хаотических комплексов, которые до настоящего времени выделялись под общим наименованием "олистостромы", появилась возможность различать две разновидности: собственно олистостромы (гравитационные микститы), сформированные благодаря действию экзогенных факторов и явлений гравитационного перемещения масс горных пород, и тектоно-гравитационные микститы, для которых оползневой механизм — только средство переотложения кластического материала, а образование этого материала происходит в результате тектонических процессов (брекчирование, расчешуивание, меланжирование).

Обе разновидности имеют много сходных черт с хаотическими комплексами иного генезиса, в особенности с меланжами и тиллитами, и понять до конца механизм их образования (особенно тектоно-гравитационных микститов) и их место в сообществе хаотических комплексов без анализа взаимоотношений различных категорий микститов невозможно. Вопрос соотношения разных типов хаотических образований необходимо рассмотреть подробно и в связи с тем, что разные типы хаотических образований имеют между собой много общего и могут быть легко спутаны при изучении в поле.

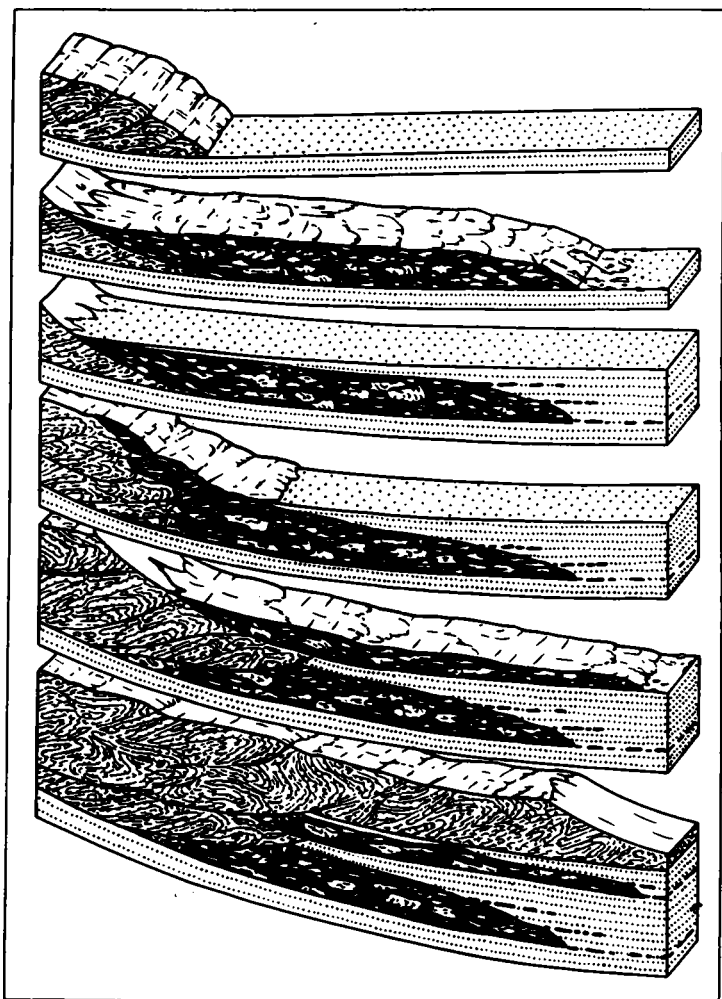
Возвращаясь к старой привычной терминологии, можно заметить, что в последнее время термины "олистостром" и "меланж" все чаще появляются в геологической литературе совместно. Это объясняется тем, что названные образования часто связаны пространственно и во многих случаях морфологически сходны [Книппер, 1975; Hsü, 1968]. Разделение их при изучении в поле оказалось делом трудным, а порой и безнадежным. Но происходило это не столько вследствие их "похожести", сколько вследствие того, что до сих пор не были четко определены те главные черты, которые роднят меланж и олистостромы, и те, которые позволяют обособить их друг от друга, и не выяснена генетическая сущность черт различия и сходства.

Термин "меланж" ввел И. Гринли [Greenly, 1919] для определения тектонической брекчии, состоящей из обломков различных магматических и осадочных пород, заключенных в сланцевый цемент. И. Гринли объяснил возникновение меланжа действием процессов тектонического дробления и перемешивания пород при продвижении и разрушении тектонических покровов. Не буду рассматривать последующую эволюцию взглядов на этот вопрос (она рассмотрена в работах А.Л. Книппера за 1971 и 1975 гг.), отмечу только, что в настоящее время большинство геологов термином "меланж" обозначает картируемые геологические тела, сложенные хаотически построенным комплексом деформированных пород, которые характеризуются включением тектонически перемешанных обломков и блоков различного состава, достигающих гигантских величин и заключенных в рассланцованный или другим способом тектонизированный цемент.

На причину формирования меланжа существует три основные точки зрения. Наиболее многочисленная группа исследователей признает тектоническую природу меланжей [Пейве, 1969; Казьмин, 1971; Книппер, 1971, 1975; Hsü, 1968]. Эта гипотеза объясняет разнородность составных частей меланжа тектоническим дроблением и перемешиванием пород различного возраста и происхождения. Другая группа ученых [Хаин, 1968; Gansser, 1959] придерживается "олистостромовой" гипотезы происхождения меланжей, т.е. объясняет хаотическое строение и разнородный литолого-петрографический состав обломков в меланже перемешиванием их в результате процессов оползания грубообломочного материала вниз по склонам седиментационных бассейнов. Вторая точка зрения обусловлена тем, что деформированный олистостром морфологически очень схож с типичным меланжем. Но, как мы увидим в дальнейшем, существование этой точки зрения связано и с генетическим родством меланжевых и олистостромовых образований. И, наконец, третья группа исследователей [Белостоцкий, 1970] относит к меланжам различные хаотически построенные комплексы пород, среди которых различает тектонический меланж, осадочный меланж и меланж "сложного генезиса", т.е. меланж осадочный, переработанный последующими тектоническими движениями. Меланжи различаются [Книппер, 1971, 1975] по типу цемента: серпентинитовый, осадочный, гипсовый и т.д.

Олистостромы (в старом понимании термина), в отличие от меланжа, большинством геологов причислялись к осадочным образованиям, связанным с развитием оползневых процессов, однако многие исследователи придерживались мнения о возникновении грубообломочного материала олистостромов за счет разрушения тектонических покровов с последующим оползанием продуктов разрушения в седиментационный бассейн. Теперь же установлено, что среди олистостромов могут быть выделены обе разновидности, а существование различных точек зрения на природу олистостромов было обусловлено не ошибочностью выводов, а их односторонностью и недостаточной изученностью объекта.

Существенно усложняла разделение олистостромов и меланжей и нечеткость терминологии. Так, например, одни исследователи [Белостоцкий, 1970] называют меланжем, независимо от происхождения, любые хаотические грубообломочные образования, выделяя внутри них несколько разновидностей и включая, таким образом, олистостромы в понятие меланж; другие же авторы называют меланжем только тектонические образования. Термином "олистостром" обозначают и осадочные и тектоно-осадочные комплексы пород. В связи с этим в целях более четкого понимания обсуждаемого вопроса, сразу хочу заметить, что термин "меланж" я буду употреблять вслед за А.В.Пейве и А.Л.Книппером, для обозначения хаотически построенных комплексов чисто тектонического генезиса.



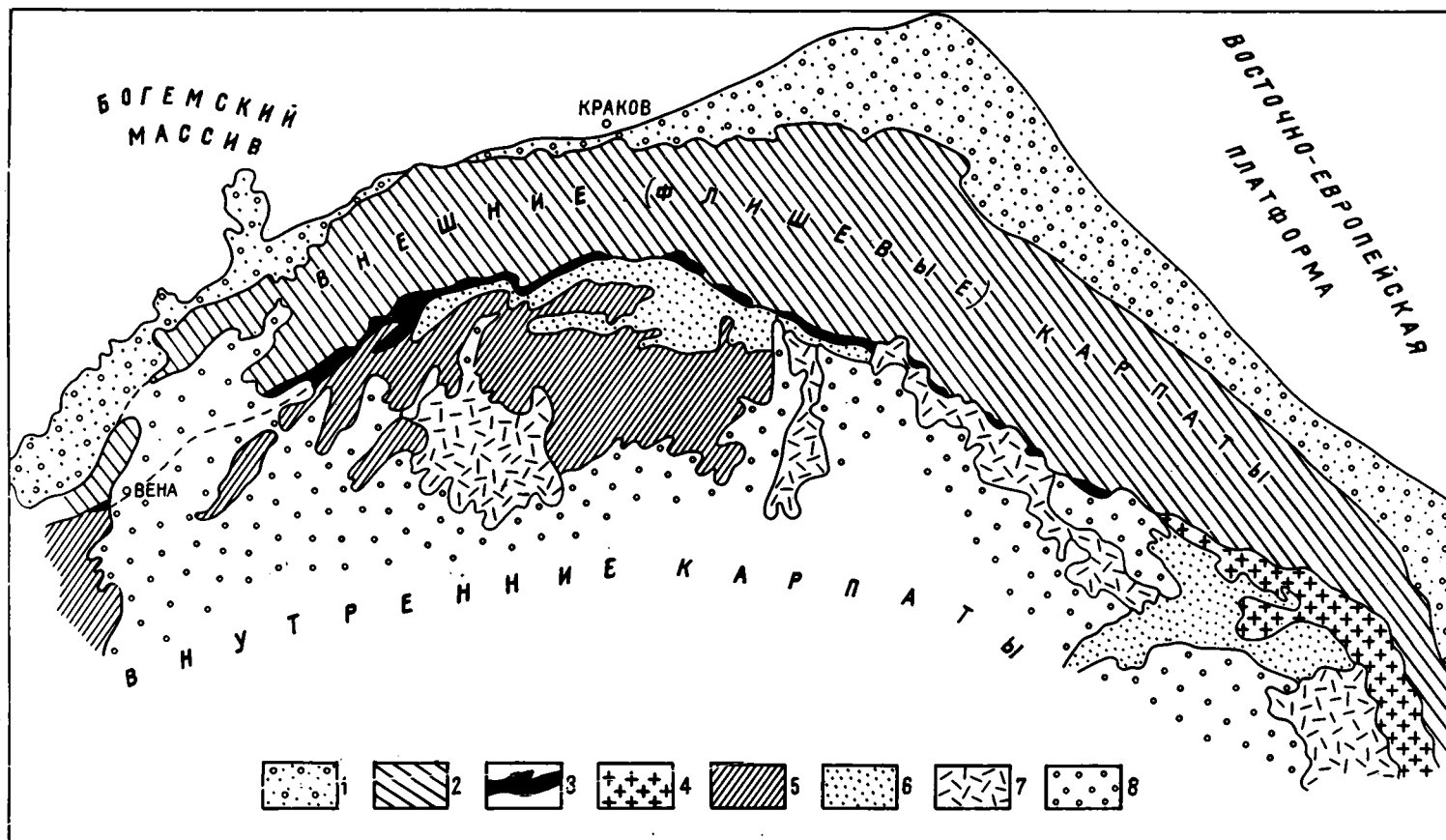
Р и с. 37. Блок-диаграмма, показывающая возникновение хаотических комплексов за счет разрушения тектонических покровов в Сублигурийской зоне Северных Апеннин [Эльтер, Тревизан, 1976]

Олистостромы и тектоно-гравитационные микститы морфологически чрезвычайно схожи с меланжем и представляют собой хаотические нагромождения грубого материала, залегающего в пластичных породах основной массы в виде пластов и горизонтов брекчий, а также отдельных блоков, глыб и пластин (рис. 37).

Наиболее трудно отличить меланжи от гравитационных и тектоно-гравитационных микститов в том случае, когда меланж сложен осадочными породами, поэтому, чтобы более четко наметить черты сходства и различия этих двух категорий хаотических комплексов, уместно рассмотреть именно "осадочный" меланж, примером которого может служить гигантская брекчия, слагающая Пьенинский утесовый пояс Карпат.

Осадочный меланж Пьенинского утесового пояса. Пояс Пьенинских утесов — один из главных тектонических элементов Карпатской складчатой области (рис. 38) — простирается в общекарпатском направлении почти на 900 км от окрестностей Вены на западе до Мармарошского массива на востоке, имея на всем протяжении незначительную (2–5 км, в отдельных местах до 20 км) ширину. Пояс ограничен крупными разломами, которые отделяют его на юге от области Внутренних Карпат, на севере от флишевых отложений Внешних Карпат.

Сведения по геологии зоны Пьенинских утесов содержатся в многочисленных работах [Андрусов, 1967; Биркенмайер, 1956, 1963; Богданов и др., 1958; Вя-



Р и с. 38. Схема расположения основных тектонических элементов северной части Карпатского горного сооружения

1 — краевой прогиб; 2 — флишевая зона; 3 — пьенинский утесовый пояс; 4 — Мармарошский массив; 5 — допалеогеновый фундамент; 6 — палеогеновый флиш; 7 — неогеновые вулканы; 8 — неоген-четвертичная моласса

лов и др., 1963; Круглов, 1971; Ксеншкевич и др., 1968; Лешко, 1963; Andrusov, 1953, 1974; Alexandrowicz, 1966; Birkenmajer, 1963, 1965, 1970; Birkenmajer, Lefeld, 1969; Kotański, 1963; Ksiazkiewicz, 1962—1963, 1972], данные из которых наряду с моими собственными наблюдениями и будут использованы при ее описании.

Зона пьенинских утесов сложена рыхлыми песчано-глинистыми отложениями верхнего мела—палеогена ("осадочная оболочка" утесов), в которых заключены хорошо выделяющиеся в рельефе, тектонически разобщенные и хаотически расположенные чешуи, глыбы и блоки (собственно "утесы") плотных кремнисто-карбонатных пород юрского и нижнемелового возраста. Породы осадочной оболочки (матрикса) смяты в складки, местами нагромождены хаотически. Утесы ограничены, как правило, поверхностями разрывов с зонами милонитизации и представляют бескорневые блоки, глыбы и пластины, размеры которых колеблются в широких пределах от первых метров до многих километров в длину. Единые первоначально пластины часто будинированы и разорваны, при этом будины находятся или на одном простирании, или смещены одна относительно другой поперечными разрывами.

Утесы, сложенные различными фациальными типами пород (утесовыми сериями), образуют несколько рядов чешуй и покровов, перекрывающих друг друга. Наблюдается надвигание чешуй, сложенных породами одной серии, на отложения других серий. Покровные пластины так же, как и вмещающая их пластичная масса, смяты в складки. Тектоническое строение осложняется дифференциальным проскальзыванием пород различной компетентности относительно друг друга. Отдельные пластины и блоки юрских и нижнемеловых известняков как бы плавают в основной глинисто-песчаной массе, которая оказывается часто рассланцованной и покрытой на плоскостях сланцеватости многочисленными зеркалами скольжения. Все породы, за редким исключением, залегают круто, часто вертикально. При приближении к границам пояса наблюдается разваливание в стороны от ее центра, и в целом образуется веерная структура. Внутреннее строение пояса свидетельствует об интенсивном тектоническом сжатии.

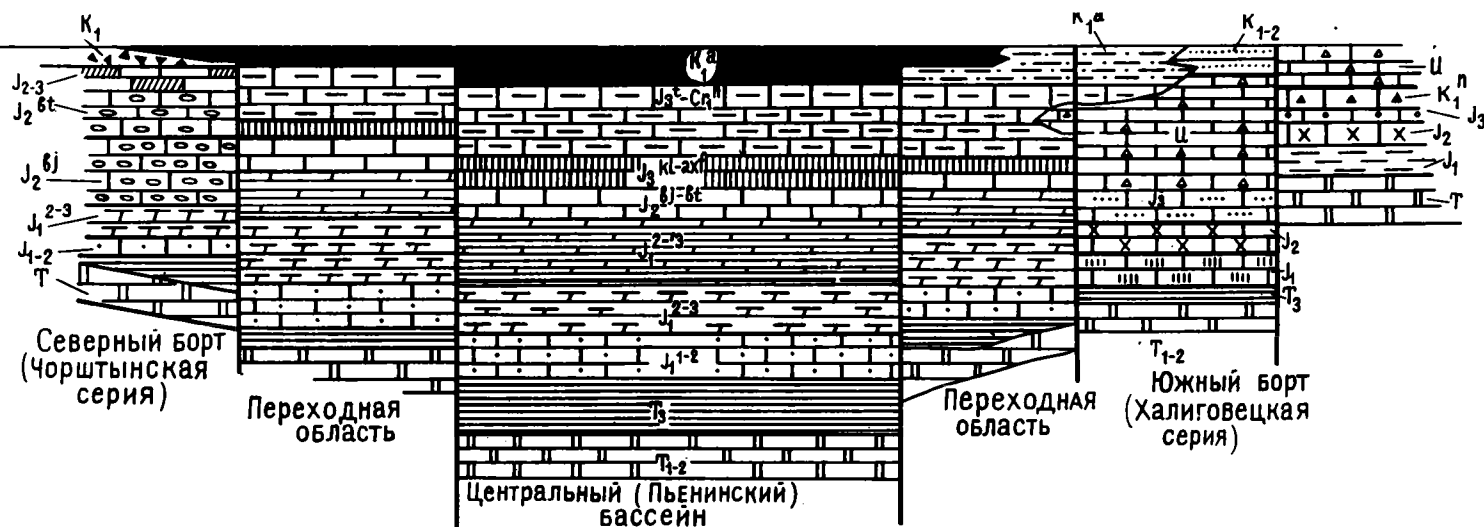
В целом, структура пояса имеет хаотическое строение, однако в расположении утесов и их "осадочной оболочки" устанавливается некоторая закономерность, выраженная в их приуроченности к определенным частям пояса и взаимоотношениях друг с другом (рис. 39). На основании особенностей строения разрезов отложений, слагающих утесы, выделено несколько "утесовых серий", каждая из которых соответствует определенной области бассейна седиментации. Четко можно различить три основные группы серий, которые существенно различаются по составу и строению слагающих их отложений.

В пределах зоны пьенинских утесов выделены следующие утесовые серии (с севера на юг): чорштынская, переходная и пьенинская группы серий, а также халиговецкая серия. Утесы чорштынской серии преобладают в северных частях пояса, утесы пьенинской — в центральных и южных; халиговецкая серия известна только в утесах, расположенных вдоль самого южного ограничения пояса. Южнее области распространения перечисленных серий, на территории Чехословакии, известны отложения манинской серии, которые имеют уже явные признаки принадлежности к области Внутренних Карпат (верховая серия Высоких Татр).

Я не буду давать детального описания разрезов выделенных серий, так как они содержатся в многочисленных работах, в том числе в моей [Леонов, 1978б], но охарактеризую их в целом, что необходимо для понимания природы пьенинского пояса.

Наиболее древние слои утесовых серий представлены средним лейасом, местами образованиями триаса—нижнего лейаса, однако они прослеживаются далеко не повсеместно. Наиболее полные разрезы, которые позволяют судить о строении первичного бассейна седиментации, можно проследить с верхнего лейаса до неокома включительно.

Отложения юры—неокома в чорштынской группе серий образовывались хотя и в пределах открытого морского бассейна, но на относительно мелководье (на подводной отмели и ее склонах). Об этом свидетельствуют большое число седиментационных перерывов и горизонтов хардграунда, состав осадков (ракушники, детритусовые, обломочные и комковатые известняки), примесь терригенного материала в карбонатных породах, перемыв и переотложение пород более древних горизонтов в более молодые осадки, присутствие мелководной бентосной фауны.



Р и с. 39. Палинспастический профиль "утесовых" серий Пьенинского утесового поля (по Шейбнеру [Scheibner, 1969], несколько упрощено)

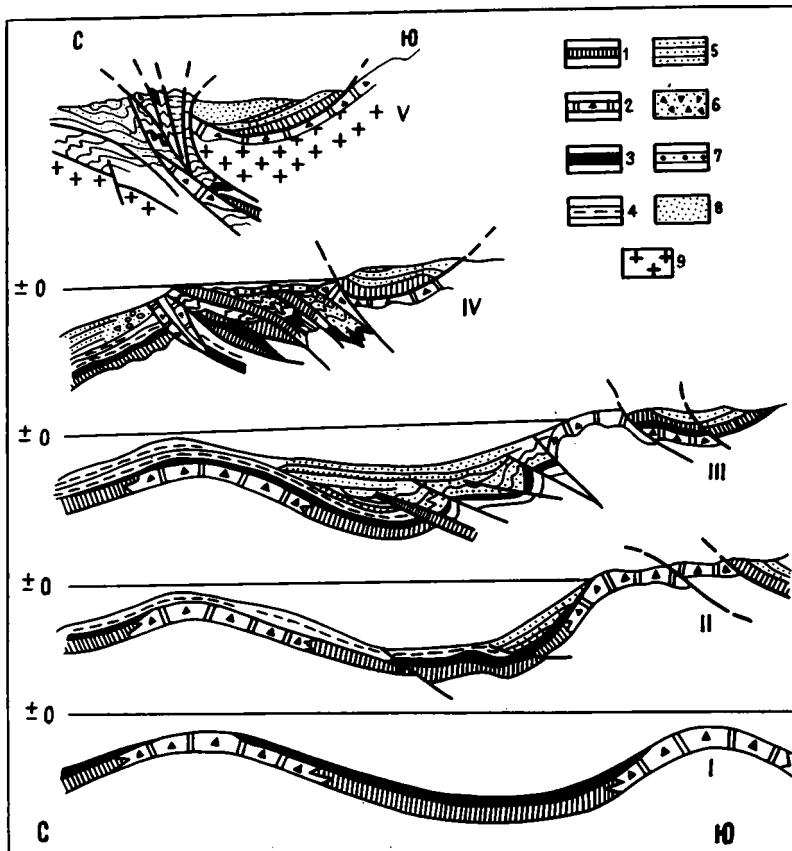
1 — нижний средний триас, карбонатные фации; 2 — ретский, карнийский и норийский ярусы, карпатский кейпер, кесенские фации; 3 — нижний-средний лейас в грестенской фации; 4 — средний-верхний лейас, пятнистые мергели; 5 — аален-посидониевые слои; 6 — байос-бат, верхнепосидониевые слои; 7 — келловей-оксфорд, радиоляриты; 8 — титон-неоком, кальпионелловые известняки; 9 — альб, пелагические мергели; 10 — нижний мел, списские сланцы и известняки; 11 — келловей-киммеридж, чорштынские комковатые известняки; 12 — бат — красные криноидные известняки, байос — белые криноидные известняки; 13 — альб — флишеподобные отложения; 14 — средний мел, флиш; 15 — ургонские известняки; 16 — келловей-оксфорд, известняки и кремни; 17 — доггер, брекчиевидные, комковатые и органогенно-детритовые известняки; 18 — лейас, красные и зеленые песчаные известняки; 19 — неоком, известняки; 20 — лейас, коричневые известняки, пятнистые мергели; 21 — мальм, красные оолитовые известняки

Отложения пьенинской группы серий слагают утесы, расположенные, как правило, южнее чорштынских, или тектонически перекрывают последние. Юрско-неокомские осадки пьенинской группы отлагались в открытом и глубоком бассейне с непрерывной седиментацией в условиях некомпенсированного прогибания, на что указывают незначительные мощности осадков, образование пелагических мергелей, известняков и радиоляритов, отсутствие примеси кластического материала и мелководной фауны. Аммониты встречаются редко, но появляется большое количество аптихов и радиолярий, которые не растворяются на больших глубинах.

Таким образом, для юры—неокома наблюдаются существенные различия в строении разрезов и характере отложений пьенинской и чорштынской серий. Первая сложена мелководными отложениями, вторая глубоководными. Между этими крайними членами пьенинского пояса выделяются несколько промежуточных, которые позволяют установить закономерную смену менее глубоководных отложений более глубоководными при переходе к каждой из более южных серий. Отложения халиговецкой серии вновь, как и отложения чорштынской, обнаруживают явные черты мелководности; эти фации — переходные от собственно пьенинских серий к верховой серии Высоких Татр, которая представляет южное ограничение пьенинского пояса. Особенности строения разрезов отдельных серий и их пространственные взаимоотношения приводят к выводу о зональной дифференциации юрско-нижнемеловых отложений пьенинского пояса, которая позволяет реконструировать обширный морской бассейн с пелагической седиментацией, ограниченный с севера и юга подводными отмелями.

Начиная с альба, осадконакопление во всех сериях становится более однообразным, однако и здесь удастся проследить некоторую дифференцированность отложений в зависимости от места, которое они занимали в бассейне седиментации. Строение постнеокомских отложений показывает, что пелагическая седиментация постепенно сменяется терригенной, флишевой. Кластический материал распространяется постепенно к северу в глубь пьенинского бассейна и до его северных окраин. В кампане—маастрихте флишевые отложения выплескиваются через чорштынский порог в магурскую зону. Миграция флишевых отложений с юга на север, складчатость и разрыв пород более южных зон и трансгрессивное залегание сеномана свидетельствуют о начале замыкания пьенинского бассейна. Последующая фаза сжатия с образованием покровов устанавливается в середине сенона. Но главные движения, приведшие к значительному сокращению бассейна и надвиганию южных серий на северные, произошли между кампаном и нижним палеогеном (ларамийская фаза). Современный облик пьенинский пояс приобрел в результате тектонических движений, которые захватили и флишевую зону Карпат. К бурдигальскому времени в результате общего сжатия уже сильно деформированные отложения пьенинского бассейна были выдавлены в виде гигантского "диапира" между сближающимися массивами Восточно-Европейской платформы (с залегающим на ней тектоническим флишем) и Внутренних Карпат.

Таким образом, в результате горизонтального сжатия отложения обширного глубоководного бассейна превращены в тектоническую мегабрекцию с высокой степенью скучивания отложений. Образование современной структуры пояса, как можно заключить из наблюдаемых соотношений, происходило следующим образом (рис. 40). На начальных этапах сжатие вызвало образование складчатых структур в отложениях юры—мела, при этом нижняя поверхность деформировалась дисгармонично по отношению к подстилающим породам доюрского фундамента (срыв произошел, вероятно, где-то на уровне границы триаса—юры). В дальнейшем складки в толще известняков и кремней, монолитной по отношению к верхним горизонтам разреза, трансформировались в надвиги. Тектонические чешуи и пластины надвигались друг на друга, протыкали оболочку из верхнемеловых мергелей и флиша и вдавливались в нее. Мергелистые и флишевые отложения вследствие своей пластичности испытывали лишь пликвативные деформации и, смятаясь в складки, образовывали нагромождения пластичного материала, мощность которого становилась гораздо больше первичной. На последних этапах тектонической деформации приобрели значение процессы будинирования, во время которых единые пластины компетентных пород разрывались и растаскивались по простиранию вмещающих их пластичных толщ, перемещаясь дифференцированно относительно друг друга в оболочки (матрикса). Заметно проявление процессов диапиризма в пластичных отложениях и "псевдодиапиризма", когда блоки компетентных пород перемещаются, выжимаясь в различные горизонты



Р и с. 40. Схема эволюции Пьенинского утесового пояса (использованы представления М. Ксеншкевича, Д. Андрусова, К. Биркенмайера, С. Александровича, Е. Шейбнера и др. в интерпретации автора)

Палеотектонические профили: I — к концу альба, II — к концу сеномана, III — в сантоне, IV — к началу нижнего палеогена, V — современный. Доальбские отложения: 1 — глубоководные (известняки, мергели, радиоляриты); 2 — мелководные отложения (комковатые и криноидные известняки, ракушняки). Альбские и более молодые отложения: 3 — глобигерино-радиоляриевые мергели и роговики, 4 — мергели; 5 — терригенные отложения, флиш, 6 — осадочные брекчии; 7 — песчано-глинистые отложения, конгломераты, флиш; 8 — палеогеновый флиш (подгальский); 9 — фундамент Восточно-Европейской платформы и Внутренних Карпат

песчано-мергелистых пород оболочки¹. Отдельные глыбы ведут себя при этом как изюминки в разминаемом тесте. В конечном результате толщи пород, которые отложились в Пьенинском бассейне под действием сил горизонтального сжатия были превращены в тектоническую мегабрекцию (меланж с осадочным матриксом).

Анализ литературы и знакомство в поле с различными тектоническими образованиями типа меланжа дают полное основание относить пьенинскую мегабрекцию к типичному "осадочному меланжу". Действительно, образования, слагающие пьенинский утесовый пояс, обладают всеми главными морфологическими и генетическими признаками меланжа, т.е. представляют собой хаотическую мегабрекцию, сложенную пластичными породами матрикса, с блоками, обломками и пластинами разнообразных пород. Зона выхода этого комплекса ограничена региональными разломами, по которым происходили, по всей вероятности, крупные горизонтальные перемещения. Внутренняя структура отложений пояса очень сложна. Зона пьенинских утесов образовалась в результате тектонической переработки отложений крупного бассейна, и его современный облик своим происхождением целиком обязан действию интенсивных тектонических движений.

¹ На явление диапировой и "псевдодиапировой" тектоники неоднократно обращали внимание М. Ксеншкевич, К. Биркенмайер, Д. Андрусов и др.

Таким образом, для пьенинской зоны утесов, как типичного примера осадочного меланжа, а также и для других областей развития меланжа [Книппер, 1971, 1975; Соколов, 1977; Gansser, 1959; Hsü, 1968] как осадочного, так и других типов (серпентинитового, гипсового, сланцевого) характерны мощные тела, сложенные тектонически деформированным (брекчированным, рассланцованным) матриксом, в котором заключены (перемешаны) различные по величине блоки разнообразных пород. Породы в блоках по возрасту могут быть древнее вмещающей их массы, одновозрастны ей или моложе. Блоки представляют главным образом отторженцы того же комплекса пород, что и матрикс, но часто встречаются и экзотические глыбы. Происхождение меланжа связано с тектоническим дроблением пород в процессе формирования тектонических покровов и шарьяжей. Внутренняя структура зон меланжа имеет хаотический облик и интенсивно переработана тектонически. При этом тектоническое брекчирование пород и возникновение хаотической структуры происходит после того, как сформированы породы, подвергающиеся деформации. И, наконец, одно из необходимых условий формирования типичного меланжа — изначальное присутствие в "меланжируемом" разрезе толщ пород разной компетентности, по-разному реагирующих на тектонические усилия, т.е. пластичных пород, которые формируют основную массу, и более хрупких (сравнительно с вмещающей массой) пород, образующих включения. В случае серпентинитового меланжа — это серпентинизированные ультраосновные породы, с одной стороны, и габбро-диабазы, мраморы, известняки, радиолариты, с другой; в случае осадочно-флишевые и мергелистые отложения вмещающей массы и известняки, радиолариты, песчаники, образующие включения; в гипсовом меланже роль вмещающей массы играет пластичный гипс.

Из приведенного фактического материала по строению гравитационных и тектоно-гравитационных микститов и меланжа можно видеть, что они морфологически очень сходны и представляют собой хаотически построенные ассоциации горных пород, основными компонентами которых являются тонкая пластичная основная масса и беспорядочно расположенные в ней обломки, блоки и пластины разнообразных пород. Но при всем сходстве наблюдаются и определенные различия в их строении и структуре, которые и позволяют разделить эти образования.

Проблеме разделения олистостромов (в широком смысле слова) и меланжей посвящено немного работ, но среди них нужно, однако, отметить исследование А.Л. Книппера [1971, 1975], И.И. Белостоцкого [1970], К. Сю [Hsü, 1968]. По мнению К. Сю, отличить меланж от олистостромов можно, исходя из состава цемента и содержащихся в нем обломков и глыб. По мнению А.Л. Книппера — и я с ним полностью согласен — наиболее существенные признаки для разделения олистостромов и меланжа следующие: деформация цемента в меланже произошла в уже литифицированных породах, цемент же олистостромов несет в себе следы течения неконсолидированного осадка (подводно-олосневые дислокации, осадочные структуры и текстуры). Состав обломков в меланже и олистостромах бывает также различен: в меланже могут находиться обломки пород более молодых, чем вмещающая их масса, что, по мнению К. Сю и А.Л. Книппера, невозможно в олистостромах. Это правильно, когда речь идет об олистостромах, не переработанных последующими тектоническими движениями. В случае же его более поздней тектонизации и перемещения в виде тектонических покровов, толщи олистостромов, так же как и меланж, способны захватывать в виде тектонических включений отторженцы более молодых частей разреза, но в этом случае олистостром в известной мере уже превращается в меланж сложного генезиса [Белостоцкий, 1970]. А.Л. Книппер к перечисленным признакам меланжа добавляет еще один, очень существенный — обязательное наличие в меланжевых комплексах нижнего тектонического контакта.

Анализ литературных и полевых данных по районам развития гравитационных и тектоно-гравитационных микститов и меланжей позволяет гораздо более четко, чем это делалось раньше, наметить основные черты их сходства и различия.

Черты сходства: большая протяженность линейно вытянутых поясов; пространственная и временная связь с тектоническими покровами; хаотическая внутренняя структура слагающих пород; наличие глыб, блоков и пластин внутри тонкозернистого материала матрикса; интенсивная тектоническая переработка пород; признаки первичного тектонического дробления пород.

Черты отличия: отсутствие в меланже грубообломочных пород осадочного или оползневого происхождения (конгломератов, брекчий); возможность построения нормальной стратиграфической последовательности напластования пород основной

массы и включений, слагающих меланж; отсутствие в меланже кластических пород нетектонического происхождения из материала пластин и блоков; наличие в меланже, кроме экзотических отторженцев, большого числа пластин и блоков "своего разреза" и наличие в тектоно-гравитационных микститах отторженцев пород, чуждых бассейну, в котором формируются эти микститы; обязательный в меланже нижний тектонический контакт и обязательные первично нормальные стратиграфические контакты в гравитационных и тектоно-гравитационных микститах; присутствие в меланже обломков пород, более молодых, чем вмещающая их масса; отсутствие нормальных стратиграфических контактов блоков и пластин с матриксом меланжа и такие же контакты в гравитационных и тектоно-гравитационных микститах; наличие в гравитационных и тектоно-гравитационных микститах структур и текстур оползневых происхождения и нормальных осадочных стратифицированных пород, переслаивающихся с телами хаотических брекчий, и отсутствие тех и других в меланжах; нормальное залегание гравитационных и тектоно-гравитационных микститов в разрезе осадочных пород.

Не обязательно в тектоно-гравитационных и гравитационных микститах и меланжах присутствие полного набора признаков различия, но признаки сходства чаще всего присутствуют все. Признаки различия в ярко выраженном виде могут отсутствовать или изначально, или же вследствие того, что они были затуханы последующей тектонической переработкой. Поэтому, даже зная отличительные особенности строения меланжей и тектоно-гравитационных микститов, не всегда удается их правильно диагностировать.

Поскольку меланжи — образования тектонические, а на формирование гравитационных и тектоно-гравитационных микститов большое влияние оказывают процессы гравитационного перемещения масс, то, очевидно, что все черты различия этих двух категорий хаотических комплексов (как подтверждает и приведенный фактический материал) объясняются различием в их генезисе. Но в таком случае остается вопрос, чем же вызваны черты сходства?

В разделе, посвященном генетической интерпретации процессов, приводящих к возникновению тектоно-гравитационных микститов, было отмечено, что оползание для них — только средство переноса грубообломочного материала и его дополнительной дезинтеграции и перемешивания. Возникновение же самих масс кластического материала связано с процессами тектоническими. Более того, образование грубообломочного материала, который в результате действия оползневых процессов впоследствии перемещается в бассейн осадконакопления, происходит за счет тектонического брекчирования, разлинзования и расчешуивания тел продвигающихся тектонических покровов и перемешивания грубокластического материала, а это и есть собственно механизм формирования меланжей [Книппер, 1971, 1975; Соколов, 1977; Gansser, 1959], только меланж — это чисто тектоническое месиво, а тектоно-гравитационные микститы — тектоническое месиво, вышедшее на поверхность земли или морского дна, отделившееся от материнских аллохтонных массивов и переместившееся под действием сил гравитации в отдаленные части седиментационного бассейна. Следовательно, черты, роднящие меланж и тектоно-гравитационные микститы, обусловлены генетической общностью (преемственностью) этих образований, которая очень резко подчеркивается почти повсеместным их сонахождением.

Итак, устанавливается единый генетический ряд формирования тектоно-гравитационных микститов и меланжа. На одном его конце расположены чисто тектонические образования (тектонические брекчии, меланжи), на другом — тектоно-осадочные (если оползневые процессы можно отнести к категории осадочных), т.е. тектоно-гравитационные микститы. Но хотя меланжи и тектоно-гравитационные микститы встречаются чаще всего совместно, формирование меланжей все-таки не всегда сопровождается образованием тектоно-гравитационных микститов, примером чему может служить Пьенинский утесовый пояс.

Более того, процесс тектонического брекчирования, расчешуивания, разлинзования горных пород, т.е. процесс формирования тектонического меланжа и последующего его преобразования в тектоно-гравитационный микстит, может остановиться на любой стадии следующего эволюционного ряда: тектоническое брекчирование (в широком смысле) — формирование меланжа — оползание — захоронение оползшего тела (становление тектоно-гравитационного микстита), что необходимо учитывать при изучении этих категорий хаотических комплексов. Равно и образование тектоно-гравитационных микститов может начаться на любой стадии этого процесса, минуя стадию меланжа.

Отдельные этапы процесса формирования меланжа при наличии полного ряда сдвинуты по времени один относительно другого. Собственно меланж возникает несколько позднее начала брекчирования горных пород, тектоно-гравитационные микститы в свою очередь одновозрастны меланжу, но обычно верхняя часть разреза тектоно-гравитационных микститов моложе меланжа, а вторичная переработка толщи этих микститов и превращение ее в "неомеланж" происходит или одновременно со становлением тектоно-гравитационных микститов или несколько позднее.

Что же касается гравитационных микститов или олистостромов в собственном смысле слова, т.е. тех, которые сформированы экзогенными и оползевыми, то они хотя и имеют хаотическое строение, но по существу никогда с меланжами не отождествлялись, так как черты отличия, которые были сформулированы ранее, проявляются в них в наиболее ясном виде и позволяют весьма легко их диагностировать. И только в том случае, когда олистостромы наслаиваются совместно с тектоно-гравитационными микститами и образуют с ними единую толщу, их трудно отличить от меланжей, особенно если вся толща микститов переработана тектоническими движениями.

ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ, ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ И ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Кроме меланжей, одним из самых распространенных типов хаотических образований, с которыми легко можно спутать гравитационные и тектоно-гравитационные микститы, являются тиллиты — древние ледниковые отложения, имеющие большое значение для установления ледниковых периодов и климатической зональности прошлого. Для гравитационных и тектоно-гравитационных микститов характерны многие черты строения, свойственные тиллитам [Лукьянов, и др., 1974, 1975; Чумаков, 1978]. Вероятно, поэтому многие опытные геологи — А. Фейм в Швейцарии [Bubnoff, 1921], В.Е. Руженцев [1936, 1937] на Урале, И.Г. Николаев [1930] на Енисейском крыже — принимали их за ледниковые образования, а последующие опровержения такого мнения [Григорьев, Семихатов, 1958; Келлер, 1949; Хворова, 1961] в основном базировались не на анализе морфологического строения этих толщ, а на палеогеографических и палеоклиматических реконструкциях (палеогеография и палеоклимат не допускали существования в этих районах ледников соответствующего возраста).

Нет необходимости останавливаться на детальном разборе морфологических черт тиллитов — этому вопросу посвящены многочисленные работы, среди которых особенно полной является монография Н.М. Чумакова [1978], но суммировать некоторые существенные признаки тиллитов, отражающие их сходство с тектоно-гравитационными и гравитационными микститами и отличие от них, необходимо¹.

Тиллиты — литифицированные моренные отложения, которые можно охарактеризовать суммой структурных, минералого-петрографических, текстурных и формационных признаков.

Структурные признаки. Подавляющая часть тиллитов представлена гранулометрически неоднородными отложениями: валунными супесями, суглинками, глинами и их литифицированными аналогами (микститами). В тиллитах выделяется основная мелкозернистая масса и рассеянные в ней обломки. Основная масса сложена частицами мелкопесчаной или алевроитовой размерности с очень плохой сортировкой и неравномерной, в среднем низкой окатанностью обломков. В основной массе присутствуют также остроугольные зерна, возникшие за счет дробления в леднике. На поверхности зерен в ряде случаев видны следы абразивного воздействия.

Величина валунов и глыб, которые заключены в основной массе, сильно варьирует и может достигать 50 м по длинной оси. Обломки пород, транспортируемые ледником, испытывают специфическую обработку — они дробятся, частично истираются, однако чаще всего они обработаны слабо, и их форма определяется отдельностью пород. В целом для тиллитов характерны неокатанные угловатые и полуокатанные обломки с плоскими гранями, которые накладываются на ранее образованные формы и срезают их. При этом образуются как бы грани-

¹ Последующее описание тиллитов дается по Н.М. Чумакову [1978].

ные обломки; особенно часто встречаются так называемые "утюги" — удлиненные и уплощенные камни с одной ясно выраженной новообразованной гранью и выпуклой противоположной стороной.

Поверхность обломков, возникшая в результате раскалывания и истирания, часто покрыта царапинами и штрихами прямолинейной или изогнутой формы; характерны системы прямых параллельных царапин, ориентированных вдоль длинной оси обломков. Встречаются обломки с полированной поверхностью. Штриховка обломков в тиллитах отлична от тектонической. Тектоническая штриховка имеет чешуйчатый или занозистый характер, так как по направлению движения царапины сменяются асимметричными мельчайшими скоплениями выпаханного и спрессованного материала. Ледниковые же штрихи вследствие удаления льдом выпаханного материала представляют асимметричные с обоих концов углубления. Поэтому, как отмечает Н.М. Чумаков, при диагностике тиллитов необходимо обращать внимание не только на наличие или отсутствие штриховки, но и на особенности ее морфологии.

Минералого-петрографические признаки. Состав основной массы — отражение состава обломков. Глинистая фация сложена в грубой части "горной мукой" — мельчайшими обломочками кварца, полевых шпатов, слюд, карбонатов и других растертых ледником минеральных зерен. Обломки, глыбы, валуны могут быть представлены практически всеми разновидностями пород, но подавляющая часть обломков состоит из пород местного происхождения. Породы обломков в процессе транспортировки подвергаются истиранию и разрушению, при этом происходит отбор по прочности и твердости: большинство пород истирается, длительный перенос выдерживают только наиболее устойчивые разности: кремни, кварциты, известняки, доломиты, различные изверженные и метаморфические породы.

Кроме валунов и глыб, в тиллитах встречаются крупные пластообразные отторженцы различных осадочных пород, величина которых может достигать нескольких километров в длину при мощности в десятки метров [Москвитин, 1938]. В ряде случаев они образуют линейно вытянутые пояса длиной до 100 км (например Вышневолоцко-Новоторжский вал), которые по своему масштабу и сложному внутреннему строению сходны с тектоническими структурами и именуются иногда гляциошарьяжами [Лаврушин, 1978]. Отторженцы слоистых пород часто деформированы, смяты в дисгармоничные складки, растащены и будинированы.

Текстурные признаки. Моренные образования покрывают обширные территории, формируя протяженные пластообразные тела, залегающие на подстилающих отложениях несогласно, однако в ряде случаев тиллиты могут залегать и согласно на подстилающих осадках, например в том случае, когда шельфовый ледник или внутренняя зона развития айсбергов, постепенно расширяясь, перекрывали области морского осадконакопления. Часто в подстилающих тиллиты отложениях наблюдаются различные дислокации, схожие с подводнооползневыми — мелкие опрокинутые складки, задиры пластов и другие деформации ложа.

Верхняя поверхность тиллитовых образований чаще всего бывает сnivelированной, лишь в отдельных случаях, когда тиллиты быстро перекрываются более молодыми осадками, неровная кровля морены сохраняется и может наблюдаться в геологических разрезах. Тиллиты, отложившиеся в морских бассейнах, имеют ровную кровлю и часто перекрыты айсберговыми или нормально морскими отложениями.

Тиллиты, как правило, лишены слоистости — она наблюдается изредка лишь в акватиллитах.

Обломки в тиллитах обычно расположены параллельно движению льда, ориентированы субгоризонтально, однако под влиянием различных факторов (движение талых вод, оползание, расчешуивание) ориентировка может меняться. Но в целом ориентировка обломков в тиллитах может быть сходна или идентична таковой в оползневых телах.

Формационные признаки. Выделены три крупные категории тиллитов: ледниковая формация материка (материковая), ледниковая формация материкового шельфа (периферическая) и формация переотложенных на континентальном склоне ледниковых отложений (аллохтонная). Все эти формации имеют общие черты, которые прямо или косвенно указывают на их связь с действием ледников. Это прежде всего широкое пространственное распространение, приуроченность к определенным стратиграфическим интервалам, структурная гомогенность на значительных пространствах, присутствие эрратических обломков с ледниковой обработкой.

Наиболее просто диагностировать и отличать от сходных с тиллитами образований материковую формацию, в которой помимо перечисленных, общих для всех формаций признаков наблюдаются признаки, свидетельствующие о движении льда, и специфический парагенез лимногляциальных, флювиогляциальных и золовых пород. Легко выделяется и периферическая формация, которая содержит пачки континентальных ледниковых отложений.

Значительно труднее, как отмечает Н.М. Чумаков, отличима от сходных образований, в частности от олистостромов (в нашем понимании), аллохтонная ледниковая формация, признаки ледникового происхождения которой могут быть недостаточно четкими.

Изложенный материал наряду с приведенным ранее описанием хаотических комплексов весьма четко отражает значительное сходство ледниковых образований — тиллитов — с тектоно-гравитационными и гравитационными микститами. Сходство не ограничивается только самыми общими чертами — хаотичностью строения, наличием глыбового материала в тонкой песчано-глинистой массе, а проявляется и в деталях, таких как милонитизированный цемент, штриховка на поверхностях глыб и обломков и т.п.

Тиллиты и изучаемые нами микститы несут в своем внутреннем строении набор черт отличия и сходства, которые можно суммировать следующим образом.

Общие черты: выдержанность состава и строения по простиранию; хаотическое строение; несортированность, грубые обломки, глыбы и пластины среди тонкозернистого материала; отсутствие четкой седиментационной слоистости; тектоно-осадочные текстуры; штриховка на обломках и валунах; наличие "тектонически" переработанного материала в цементе; приуроченность к определенным стратиграфическим интервалам; ассоциация с турбидитовыми отложениями.

Индивидуальные черты гравитационных и тектоно-гравитационных микститов: широкое распространение брекчий; преобладание грубообломочного материала над тонкозернистым; слабая сглаженность обломков; отсутствие уютнообразных и стесанных валунов, тектонический характер штриховки; зеркала скольжения, раздробленность и разлинзованность обломков; взаимопереходы между осадочными и тектоническими брекчиями; часто мономиктовый состав обломков; присутствие конседиментационных тектонических покровов; часто наблюдающаяся интенсивная тектоническая переработка пород; приуроченность не к климатическим, а к структурно-формационным зонам и зонам крупных разломов; пространственно-временная связь с тектоническими покровами.

В приведенном наборе черт различия и сходства можно видеть признаки, свойственные и тем и другим микститам в целом и отдельным их типам — тектоно-гравитационным и гравитационным микститам. Причем легко заметить, что тиллиты материковой и периферической формаций обнаруживают больше сходства с тектоно-гравитационными микститам, тогда как тиллиты аллохтонной формации (аллотиллиты) по особенностям строения ближе, а в ряде случаев идентичны гравитационным микститам. Тем не менее можно видеть, что несмотря на значительное сходство тиллитов материковой и периферической формации с тектоно-гравитационными микститам, имеется большой набор признаков, позволяющих отделить их друг от друга, и признаки различия (так же, как и в меланжах) обусловлены разным генезисом этих отложений. Признаки же сходства, по всей вероятности, могут быть объяснены некоторой генетической общностью тектоно-гравитационных микститов и тиллитов [Лукьянов и др., 1975], так как по отношению к обломочному материалу ледник действует как тектонический покров, и действие ледникового покрова приводит к возникновению структур и текстур, сходных с тектоническими [Лаврушин, 1978].

Наибольшие сложности вызывало разделение тиллитов аллохтонной формации и олистостромов (в старом смысле термина), так как моренный материал, попавший в морской бассейн, вовлекается в процессы оползания вместе с осадками самого бассейна и приобретает все черты подводного оползня. Ледниковый материал залегает в этом случае в разрезе осадочных пород и часто ассоциируется с турбидитовыми отложениями. Иногда встречаются следы размыва в поддоше осадков, содержащих моренный материал, что еще больше увеличивает сходство аллотиллитов с олистостромами. Как пишет Н.М. Чумаков, в аллохтонной формации присутствуют признаки ледникового и оползневого происхождения, что позволяет следующим образом реконструировать условия ее формирования: "вытаивающий из шельфовых ледников и айсбергов моренный материал накапливался на континентальном склоне, внешней части шельфа или на склонах

фьердов и подводных каньонов и периодически перерабатывался оползнями, а также грязевыми и турбидными потоками и переотлагался в нижней части или у подножия склонов. К этому переотложенному материалу мог в разной степени примешиваться материал, вытаявающий из айсбергов" [Чумаков, 1978, с. 51].

Из описания можно ясно видеть, что аллохтонная формация по своей природе близка олистостромам и представляет собой по существу типичный олистостром, обломочный материал которого сформирован не обвальными оползневыми, а ледниковыми процессами. И отличие аллотиллитов от олистостромов сводится в таком случае лишь к чертам, отражающим способ возникновения глыбового материала. Для установления моренного генезиса обломков необходимо искать признаки их ледового происхождения, о которых говорилось выше.

Приведенный пример подтверждает правильность выбранного способа типизации хаотических комплексов по двум категориям признаков, отражающим основные стороны процесса образования микститов (возникновение кластического материала и его переотложение). Такая типизация позволяет избежать и терминологической путаницы. Действительно, оползневые тела с включенным в них обломочным материалом ледникового происхождения можно назвать и тиллитами, как это делают исследователи, которые занимаются изучением ледниковых отложений, и олистостромами, как бы это сделали многие геологи, изучающие олистостромы. Но название "тиллит" отражает способ формирования обломков, а термин "олистостром" — способ переотложения, т.е. по существу никакого противоречия нет, просто в названиях отражены разные стадии единой последовательности событий, приведших к становлению хаотически сложенного комплекса пород.

Таким образом, основываясь на детальном анализе всей суммы характерных признаков, а также палеогеографических и палеотектонических реконструкциях, можно вполне уверенно диагностировать и отличать друг от друга морфологически сходные разновидности хаотических образований. Особенно важно при разделении микститов помнить, что для правильного понимания их генетической принадлежности необходимо изучить признаки, позволяющие установить все стадии становления хаотических комплексов от момента образования слагающего их материала до момента его захоронения в осадках иного генезиса. Только в этом случае можно избежать неясностей и в определении сущности явления, и в терминологии.

ГЛАВА ПЯТАЯ ТИПИЗАЦИЯ МИКСИТОВ, ТЕРМИНОЛОГИЯ

Микситы различных регионов, возраста и генезиса имеют между собой много общего, и общность эта выражена прежде всего в хаотическом облике мощных свалов грубокластического материала. Но в каждом конкретном случае описаны весьма и весьма разнородные образования, в которых имеются черты, индивидуальные для того или иного комплекса пород: определенный состав обломков и матрикса, определенные взаимоотношения обломков с основной массой и вмещающими отложениями, различная степень тектонической переработки и пр.

Тектоно-гравитационные и гравитационные микситы, которым посвящена эта работа, несмотря на общность в главном, достаточно разнообразны, и казалось бы поэтому вполне логичным попытаться провести их морфологическую классификацию и выделить на ее основе определенные генетические типы, различающиеся каким-либо одним или группой признаков. Однако провести классификацию "вообще" нельзя. Прежде всего нужно задаться целью — что мы хотим классифицировать и что должна отражать эта классификация.

Изучение микститов показало, что провести классификацию, основываясь на каком-либо одном их свойстве, пусть даже чрезвычайно важном, на свойстве, которое отражает существенные черты различия микститов, не представляется возможным, потому что ни один признак не может служить всеобъемлющим критерием для выделения генетических типов микститов. Скажем, мы проведем типизацию по вещественному составу обломков. В результате получим несколько разновидностей микститов, состав которых отражает многие важные

черты генезиса: набор пород в обломках позволяет установить связь с конкретными массивами горных пород, подвергавшихся дезинтеграции и разрушению, а следовательно, изучить механизм образования кластического материала. Но одинаковый набор обломков пород может быть и в генетически различных разновидностях микститов. Если мы расклассифицируем микститы по соотношению обломков с матриксом, это даст нам понимание процессов переноса грубообломочного материала. Ведь именно по внутренней структуре матрикса и расположению в нем обломков мы можем говорить о некоторых особенностях перемещения и переотложения кластического материала. Но такая классификация не может дать информации для понимания общего генезиса микститов; она отражает только одну его сторону — способ транспортировки, но отнюдь не способ возникновения исходного материала. Число примеров можно было бы умножить, однако представляется достаточно очевидным, что классификация по какому-либо одному признаку отражает не явление в целом, а только определенные его стороны, и поэтому для нашей цели неприемлема.

Цель нашего исследования — понять генезис микститов "олистостромового" типа, выделить в составе хаотических комплексов различные генетические типы и отграничить их друг от друга.

Такая работа была уже проделана, однако она имела эмпирический характер, и выводы, сделанные в предыдущих разделах, не нашли отражения в единой системе научного обобщения.

При генетической интерпретации внимание было обращено на две категории процессов, которые играют главенствующую роль. Это процессы образования кластического материала и процессы, которые обуславливают его перемещение в пространстве. Другие явления, такие как захоронение микститов, их последующая тектоническая переработка, хотя и приводят к некоторым различиям между разными типами микститов, но отнюдь не являются определяющими, так как, во-первых, не обязательны (тектострымы и олистострымы, например, могут быть, а могут и не быть переработаны тектонически), а во-вторых, они вторичны и отражают не столько генезис, сколько общую палеотектоническую и палеогеографическую направленность развития региона во время формирования микститов и в последующий период. Тем не менее их изучение дает дополнительную и часто весьма существенную информацию для выделения класса микститов в целом и отдельных его разновидностей.

Проблема типизации органически связана с разработкой терминологии хаотических комплексов, тем более, что, как видно из исторического очерка, она очень несовершенна и противоречива. Терминологический разброд и нечеткость некоторых понятий связаны со многими причинами. Главные из них следующие:

- новые термины вводились без учета уже существующих;
- вводились новые названия, составленные из различных вариаций греческих и латинских корней и приставок, что приводило во многих случаях к неоправданному усложнению и утяжелению терминов;
- не были четко сформулированы понятия, соответствующие вводимым терминам;
- делались попытки распространить представления, сформированные в каком-либо конкретном районе, на другие сходные образования;
- не проводилось достаточно полного сравнительного исследования различных типов микститов, из-за чего было невозможно понять сущность изучаемого явления;
- типизация проводилась по какому-нибудь одному признаку или учитывалась только одна категория явлений, а не вся совокупность процессов, приводящих к возникновению микститов.

Среди геологов очень сильны тенденции к введению новых терминов, причем сложных и часто не отражающих сути понятий, которые должны им соответствовать. Для образований хаотического сложения, учитывая все многообразие их морфологических черт и сложность генезиса, нелегко подобрать подходящий термин. В результате порой рождаются такие сложные и труднопроизносимые термины, как идиолистолит и анидиолистолит и т.п. Действительно, для того чтобы отразить полностью комплекс явлений, приводящих к становлению, скажем, отложений, которые известны под названием "аллотиллиты", мы должны были бы называть их "аллотиллолистостромами", т.е. пластами, которые возникли в результате отложения оползшего материала, сформированного ледником. Но вряд ли такой термин нашел бы признание!

Представляется целесообразным создание легкой, немногосложной терминологии. Путь этот имеет свои трудности. Он требует расшифровки понятия, которому соответствует данный термин, и заставляет, если термин генетический, приводить описание морфологических признаков, которые позволят выделить данный объект среди сходных образований других типов.

В настоящее время состояние изученности микститов, весь изложенный материал и принятая нами система типизации позволяют проделать такую работу.

ТИПЫ МИКСТИТОВ

Характеристика микститов в целом и аргументация выделения их в самостоятельный класс геологических образований были даны в начале раздела.

Класс микститов включает несколько разновидностей. Были описаны тектонические микститы — меланжи, ледниковые — тиллиты, обвально-оползневые — гравитационные микститы (олисторомы), тектоно-гравитационные микститы. Но кроме названных типов, к микститам нужно еще отнести две группы хаотических комплексов — тектонические брекчии и различные магматические брекчии (эруптивные брекчии, лахары и пр.). Механизм формирования тектонических брекчий в интересующем нас аспекте разбирался ранее. Брекчии магматические, обладая характерным для микститов набором признаков, имеют много специфических черт, которые резко выделяют их среди хаотических комплексов. Магматические брекчии стоят обособленно от круга изучаемых явлений, они описаны в многочисленных работах и здесь рассмотрены не будут.

Чтобы типизация микститов была более четкой и соответствовала сути наблюдаемых явлений (а это ведет и к упрощению терминологии), разделение микститов на отдельные разновидности проводится в соответствии с ранее изложенными принципами — по признакам, отражающим способы образования и способы переотложения кластического материала (табл. 2).

Можно выделить четыре категории процессов, которые приводят к формированию грубокластического материала микститов: тектонические процессы, экзогенные (гравитационные процессы, механическое выветривание и т.д.), ледниковые и магматические. Равным образом выделяются и четыре способа перемещения материала: тектонический, гравитационный (субаэральные и субаквальные обвалы, осыпи, оползни, грязевые потоки), ледниковый и магматический. Все другие процессы, обуславливающие возникновение новых порций материала (хемогенные, осадочные и пр.) и его перемещение в пространстве (аллювиальный, золотой, морские течения и турбидитовые потоки), не приводят к формированию хаотически построенных комплексов типа микститов.

Обозначим каждый из процессов буквами греческого алфавита. Тогда, учитывая, что образование микститов связано с действием как процессов, формирующих кластический материал, так и процессов, его перемещающих, можно выделить четыре "чистых" — моногенных — типа, для которых и способ образования и способ переотложения материала один и тот же. Такими типами являются:

α-микститы (тектонические), сформированные совокупностью тектонических процессов;

β-микститы (гравитационные), сформированные совокупностью экзогенных и гравитационных процессов;

γ-микститы (ледниковые), сформированные совокупностью процессов, действующих при движении ледников;

δ-микститы (магматические), сформированные совокупностью магматических процессов.

Но фактические данные по строению микститов и их генетическая интерпретация ясно показывают (и это находит отражение в выбранной системе типизации, см. табл. 2), что во многих случаях способ формирования материала микститов и способ его переотложения различны. Именно в этом случае возникают своеобразные образования, несущие в своем внутреннем строении противоречивые генетические признаки; именно наличие таких отложений приводило к возникновению многочисленных и противоречивых терминов и понятий, и именно поэтому они стали предметом рассмотрения в этой работе.

В соответствии с принятой системой типизации и индексации выделены, кроме разновидностей генетических однородных, и гетерогенные разности:

Таблица 2

Типизация хаотических комплексов пород (микститов)

Способы формирования кластического материала					Способы переноса обломочного материала					
					Тектонический (а)	Гравитационный (β)			Ледниковый (γ)	Магматический (δ)
						Обвалы, осыпи	Оползни	Грязевые потоки		
						Подводные, наземные	Подводные, наземные	Подводные Наземные (франы) (сели)		
Способы формирования кластического материала	Тектонический (α)	α - микститы (тектонические брекчии, меланжи)		α - микститы (послойные, протрузии)	αβ -микститы (тектоно-гравитационные) *					
	Экзогенный (β)				β -микститы (гравитационные, олистостромы) *					
	Ледниковый (γ)				γγβ-микститы (ледниково-гравитационные аллотиллиты) *			γ-микститы (тиллиты)		
	Магматический (δ)				δβ-микститы (вулканогенно-гравитационные, лахары) *				δ = микститы (эруптивные брекчии, прочие вулканические брекчии)	

* Отмечены типы хаотических комплексов, относимые ранее к олистостромам.

αβ-микститы (тектоно-гравитационные), кластический материал которых сформирован тектоническими процессами (брекчирование, расчешуивание, меланжирование) и перемещен к месту захоронения процессами гравитационными;

γβ-микститы (ледниково-гравитационные), кластический материал которых сформирован процессами, действующими при движении ледника, и перемещен к месту захоронения процессами гравитационными;

δβ-микститы (вулканогенно-гравитационные), кластический материал которых сформирован магматическими процессами и перемещен к месту захоронения процессами гравитационными;

— и некоторые другие типы, не имеющие большого значения для решаемых нами проблем.

Легко заметить, что вновь выделенные типы не идентичны по смыслу тем, которые выделялись раньше. Так, α-микститы (тектонические) включают две группы связанных между собой, но разнородных образований (меланжи и тектонические брекчии); β-микститы (гравитационные) составляют только часть образований, называвшихся раньше олистостромами. До сих пор в группу олистостромов включались и образования тектоно-гравитационного генезиса (αβ-микститы), которые для удобства изложения материала были предварительно названы тектостромами. В то же время очевидно, что этимология и содержание термина "олистостром" полностью соответствуют только β-микститам (гравитационным). Тип γβ-микститов мог быть отнесен и к группе тиллитов (аллотиллиты), и к группе олистостромов. И то, и другое было бы в одинаковой степени и верно, и неверно. Верно потому, что если при типизации учитывать лишь

одну из более или менее равных по значимости сторон процесса формирования и в общем-то безразлично, какую именно. Неверно же потому, что нельзя, как выяснилось, учитывать одну сторону явления, а надо рассматривать явление в целом. Находят свое место в ряду хаотических комплексов и лахары ($\delta\beta$ -микститы), кластика которых сформирована вулканической деятельностью, а перенос осуществлялся в форме оползней и грязевых потоков, и боковые морены, подавляющая часть материала которых образована экзогенными процессами, а перенос осуществлен движущимся ледником. Можно ожидать, что и часть донной морены ледника (в том случае, если в его ложе выходят зоны тектонического брекчирования) может оказаться гетерогенным микститом.

Гетерогенные типы микститов морфологически схожи с моногенными, так как и те и другие своим происхождением обязаны одним и тем же процессам. В то же время наиболее сходны между собой гетерогенные микститы, потому что все они претерпели в той или иной степени действие процессов гравитационного перемещения масс. И именно "гравитационные" признаки позволяют отделить гетерогенные микститы от моногенных типа α , γ и δ , но обуславливают их значительное сходство с β -микститам. От последних же их можно отличить уже не по признакам, отражающим механизм перетолжения материала, а по признакам, которые указывают на механизм его возникновения.

Сказанное непреложно приводит к выводу, что при идентификации того или иного типа микститов нужно всегда искать и изучать морфологические признаки, отражающие и механизм возникновения обломочного материала, и механизм его перетолжения.

Значительная часть работы и посвящена собственно описанию строения нескольких типов микститов и выявлению тех признаков, которые сделали бы возможным их разделение. Главным объектом исследования была группа микститов, в образовании которых участвовали процессы гравитационного перемещения материала, в частности гравитационные и тектоно-гравитационные микститы. Другие типы микститов рассмотрены полутно, в основном с целью определения границ изучаемого нами явления, а также для того, чтобы подчеркнуть взаимосвязность и преемственность разномысловых процессов.

Однако, вводя новые понятия, которые отражают выделение в едином классе нескольких генетических типов, необходимо определить для каждого из них группу признаков, позволяющих идентифицировать эти типы. В предыдущем разделе такой материал был уже приведен. Но его систематизация была эмпирической, теперь же необходимо систематизировать его, исходя из установленных нами общих закономерностей. Не буду разбирать детально проблем, связанных с изучением чисто тектонических, ледниковых и магматических микститов — это предмет исследования других ученых, но на вопросах, касающихся геологии тектоно-гравитационных и гравитационных микститов остановлюсь несколько подробнее.

Каждый из выделенных типов микститов, помимо общих черт строения, свойственных всему классу, обладает и совокупностью свойств, присущих только данному конкретному типу. При этом для каждого типа можно выделить группу обязательных признаков, группу характерных, но не обязательных признаков и группу запрещенных признаков. Метод выделения этих трех групп не нов — он с успехом и, по-видимому, впервые был применен для описания флишевой формации Н.Б. Вассоевичем [1960].

ПРИЗНАКИ, СВОЙСТВЕННЫЕ ВСЕМУ КЛАССУ МИКСИТОВ

Обязательные признаки: наличие двух разнородных составляющих (матрикса и включений); незакономерное размещение включений в матриксе; большие массы грубообломочного материала.

Характерные признаки: пудинговый облик (наличие "плавающих" в основной массе обломков); неокатанность обломков, глыб и блоков; бесструктурность основной массы; перемешанность пород различного литолого-петрографического состава и генезиса (осадочных, хемогенных, магматических, метаморфических).

Запрещенные признаки: хорошо выраженная слоистость; хорошо выраженная стратификация; хорошая сортировка материала.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ, СВОЙСТВЕННЫЕ ОТДЕЛЬНЫМ ТИПАМ МИКСТИТОВ

α -микститы (тектонические)

Обязательные признаки: наличие тектонизированного матрикса; тектоническая переработка всех составных частей микстита; перемешанность пород различного литолого-петрографического состава и генезиса; по крайней мере один (нижний) тектонический контакт; пространственная связь с разломными структурами; широкое пространственное распространение.

Характерные признаки: наличие более молодых, чем вмещающая масса, обломков; связь с тектоническими покровами; наличие в матриксе и обломках образований первоначального единого разреза; экзотические (неизвестного происхождения) обломки.

Запрещенные признаки: осадочные и оползневые структуры и текстуры, сингенетичные α -микститам; кластические породы нетектонического происхождения из материала пластин и блоков, сингенетичные α -микститам; стратиграфические контакты пластин и блоков с матриксом; наличие двух ограничивающих микститы стратиграфических контактов.

β -микститы (гравитационные)

Обязательные признаки: обвално-оползневые текстуры и структуры; нижний стратиграфический (часто эрозионный) контакт; первично нормальные взаимоотношения микситов с вмещающими отложениями; нормально-осадочные породы, переслаивающиеся с телами микситов; первично стратиграфические верхние контакты крупных пластин и блоков с вмещающими отложениями.

Характерные признаки: отторженцы пород, чуждые бассейну седиментации; ассоциация с осадочными отложениями (наиболее часто турбидитового типа); локальное распространение; переотложенные грубообломочные образования (чаще всего шельфовых конгломератов).

Запрещенные признаки: первично тектонизированный матрикс; обломки пород, более молодых, чем вмещающие отложения; первично тектонические контакты с вмещающими отложениями.

γ -микститы (ледниковые)

Обязательные признаки: следы ледовой обработки материала (обломки с плоскими гранями, "утюгообразные" обломки, ледниковая штриховка); приуроченность к климатическим зонам.

Характерные признаки: парагенез лимногляциальных, флювиогляциальных и золовых пород; приуроченность к континентальным образованиям; наличие "тектонизированного" ледником цемента и раздробленных минеральных зерен; параллельное расположение обломков; присутствие обломков пород большой твердости; полированная поверхность обломков.

Запрещенные признаки: ассоциация с отложениями теплых климатических зон.

δ -микститы (магматические)

Обязательные признаки: наличие и в матриксе, и в обломках материала магматического происхождения.

Характерные признаки: те же, что и для всего класса микситов.

Запрещенные признаки: те же, что и для всего класса микситов.

$\alpha\beta$ -микститы (тектоно-гравитационные)

Обязательные признаки: все признаки β -микситов; присутствие первично тектонизированных обломков (раздробленных, брекчированных); зеркала скольжения на поверхности обломков; наличие в матриксе составляющих тектонического происхождения (тектонические глинки, милониты, катаклазированные минераль-

ные зерна); приуроченность к зонам разломов (главным образом к крупным надвигам и покровам).

Характерные признаки: широкое пространственное распространение, преобладание обломков пород, чуждых бассейну седиментации (главным образом, из обломков крупных конседиментационных покровов, заключенных во вмещающие отложения и перекрывающих $\alpha\beta$ -микститы); ассоциация с β -микститами; ассоциация с нормально-осадочными отложениями, чаще всего турбидитового типа; приуроченность к тектоническим покровам; взаимопереходы с α -микститами (тектоническими брекчиями и меланжами); интенсивная последующая тектоническая переработка.

Запрещенные признаки: те же, что и для всего класса микститов.

$\gamma\beta$ -микститы (ледниково-гравитационные)

Обязательные признаки: признаки, характерные для β -микститов; присутствие обломков ледникового происхождения (наличие обломков с ледниковой штриховкой, сглаженных и полированных обломков, утюгообразных обломков и т.д.).

Характерные признаки: признаки, характерные для β -микститов; приуроченность к холодным климатическим зонам.

Запрещенные признаки: те же, что и для β - и γ -микститов.

$\delta\beta$ -микститы (вулканогенно-гравитационные)

Обязательные признаки: признаки, характерные для β -микститов; наличие в обломках и матриксе материала вулканического происхождения; ассоциация с вулканогенными образованиями.

Характерные признаки: те же, что и для всего класса микститов.

* * *

Итак, определены основные свойства, позволяющие выделить класс хаотических образований — микститов — среди иных разновидностей геологических комплексов и подразделить этот класс на отдельные типы как моногенные, так и гетерогенные. Выявление суммы обязательных, характерных и запрещенных признаков позволяет выделять соответствующие разновидности микститов и идентифицировать их. Однако в практической работе нужно помнить, что не весь набор признаков может быть присущ конкретному объекту. Более того, многие признаки бывают затушеваны наложенными процессами (метаморфизмом, тектонической переработкой и т.п.). Особенно затрудняет диагностику вторичная тектоническая переработка, свойственная многим разновидностям микститов, особенно α -микститам (тектоническим) и $\alpha\beta$ -микститам (тектоно-гравитационным). В этом случае нужно очень тщательно проводить изучение тектонических деформаций, чтобы установить, являются ли они наложенными или нет. Часто мы имеем дело и с той, и с другой формой деформаций, и тогда различить разные типы микститов бывает чрезвычайно трудно. Но практика изучения микститов показывает, что детальные исследования обычно позволяют отыскать признаки, свойственные определенному типу микститов.

При практической работе необходимо учитывать и значимость того или иного признака для последующей генетической интерпретации, так как признаки, обязательные для одних категорий микститов, для других только характерны, и тогда они имеют уже не определяющее, а вспомогательное значение. Некоторые признаки, внесенные в характеристику микститов, не являются определяющими в генетическом смысле, но указывают на специфику палеотектонического и палеогеографического режимов области, в которой образуются микститы того или иного типа. К таким признакам относятся вторичная переработка, климатические и морфологические условия и т.д.

Мы рассмотрели различные типы микститов, дали им соответствующие наименования, определили суть понятий, соответствующих этим наименованиям, и указали сумму признаков, которые позволяют выделить в классе микститов различные его разновидности. Очевидно, что та терминология, которая была использована как предыдущими исследователями, так и нами при описании микститов, не соответствует вновь принятой или соответствует ей лишь в какой-то степени.

В понятие "олистостром" были включены, как можно видеть, разнородные образования, среди которых выделены собственно олистостромы и тектоно-гравитационные микститы. Теперь стало ясно, что понятие "олистостром" должно включать в себя только гравитационные микститы; часть бывших олистостромов отходит к тектоно-гравитационным микститам, а часть — к ледниково-гравитационным (γ -микститам).

В категории тектонических микститов (α -микститов) могут быть выделены две разнородности: тектонические брекчии и меланжи. Думается, что эти понятия должны существовать.

Но для того чтобы пользоваться новой терминологией, нужно уяснить соотношение старых и новых понятий и терминов. Старая терминология может быть использована только частично, так как многие термины и понятия или не соответствуют реально существующим явлениям, или отражают их односторонне. Те термины и понятия, которые можно оставить в обиходе, приведены в табл.2, отражающей типизацию хаотических комплексов. Однако используя старые термины и понятия, следует в каждом случае объяснять, какое содержание в них вложено. Применительно же к микститам обязательно нужно помнить — и это непреложно вытекает из всех предыдущих рассуждений о том, что для выделения морфологических типов микститов можно использовать любой признак или сумму признаков, но для понимания генетической сущности выделенных типов нужно иметь набор признаков, необходимых и достаточных для того, чтобы восстановить и процессы формирования кластического материала, и процессы его переотложения. Иначе ошибки при определении генетических типов неизбежны.

В главе "Генезис олистостромов" на основе анализа фактического материала хаотические образования типа олистостромов были подразделены на две группы. Глыбовые толщи первой группы сформированы обвально-оползневыми процессами; возникновение второй группы хаотических комплексов связано не только с процессами обвально-оползневыми, но и с тектоническими, конкретно — с разрушением тектонических покровов и шарьяжей. Таким образом, становится ясно, что первая группа относится к категории β -микститов (гравитационных), вторая к $\alpha\beta$ -микститам (тектоно-гравитационным). Образования одной группы отличаются от образований другой способом формирования кластического материала.

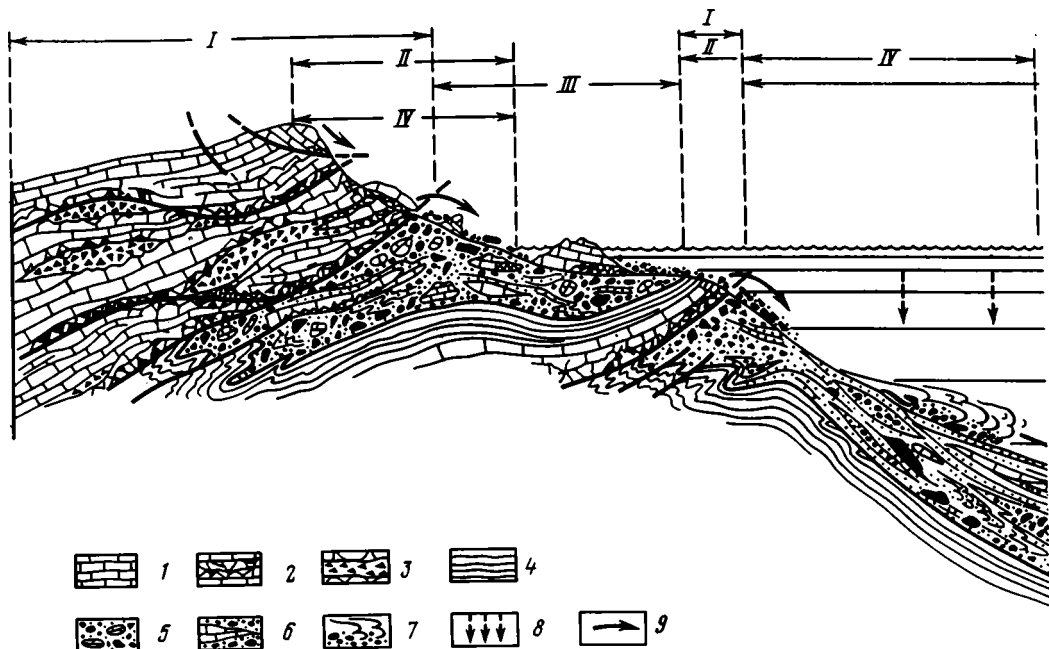
Таким образом, выбранная система типизации микститов по существу является отражением наблюдаемых в природе закономерностей и приводит к правильному их истолкованию и обобщению.

ВЫВОДЫ

1. Итак, рассмотрены вопросы геологии хаотических комплексов, именовавшихся в течение последних 20 с лишним лет (с 1955 г.) олистостромами — "пластами-оползнями". Изучение этих образований позволило установить, что в понятие "олистостром" были объединены различные категории хаотических накоплений и, следовательно, оно не отражает сущности явления. Поскольку кроме "олистостромов" существуют и другие разновидности хаотически построенных сообществ горных пород (меланжи, тиллиты и т.д.), предложено называть всю совокупность этих образований "микститам" (от mixture — смесь)¹. Этот термин неоднократно употреблялся различными исследователями для обозначения меланжей, "олистостромов" и тиллитов.

2. Среди микститов выделены различные генетические типы. За образование любого типа микститов ответственны две группы процессов: процессы, приводящие к формированию масс кластического материала, и процессы, приводящие к перемещению кластического материала в пространстве. Формирование грубообломочного материала микститов и его переотложение (перемещение) обусловлено действием процессов четырех разновидностей: тектонических, гравитационных, ледниковых и магматических. Все другие процессы, приводящие к возникновению новых порций материала (хемогенные, осадочные и пр.) и его перемещению в пространстве (аллювиальный, эоловый, морские течения и турбидитовые потоки), не формируют хаотически построенных комплексов типа микститов.

¹ Все определения см. в главе "Типизация..."



3. В соответствии с этим выделены четыре моногенных типа, для которых способ образования и способ переотложения материала один и тот же (тектонические микститы, гравитационные, ледниковые магматические), и три гетерогенных (тектоно-гравитационные, ледниково-гравитационные, вулканогенно-гравитационные).

4. Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы ранее объединялись в один класс — класс олистостромов. Туда же относились изредка ледниково-гравитационные и вулканогенно-гравитационные микститы. Но по смыслу и этимологии термин "олистостром" может быть оставлен только за категорией гравитационных микститов, образование которых связано исключительно с действием обвально-оползневых процессов. Главная же масса бывших олистостромов сложена тектоно-гравитационными микститам, образование кластического материала которых связано с действием тектонических процессов (брекчирование, расчешуивание, меланжирование), а обвально-оползневые процессы являются только фактором переноса материала в пространстве.

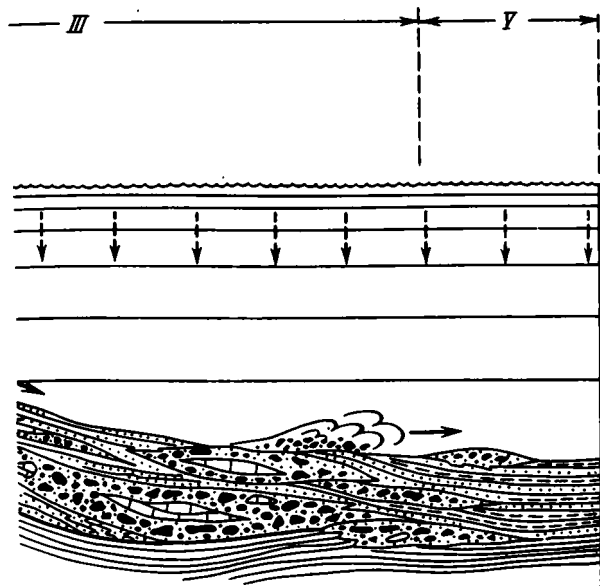
5. Таким образом, выделена новая категория хаотических комплексов, геологический смысл которых в том, что они являются образованиями, в чертах внутреннего строения которых запечатлена их тектоно-оползневая природа, т.е. тектоно-гравитационные микститы — это вещественное выражение единства и взаимосвязности тектонических и седиментационных процессов, обусловленных движениями, связанными с формированием тектонических покровов и шарьяжей, а вернее, эндогенных и экзогенных процессов, так как процессы оползания нельзя, по-видимому, отнести к категории осадочных.

6. Формирование тектоно-гравитационных микститов связано с разрушением, дезинтеграцией подвигающихся тектонических покровов и шарьяжей. Формирование кластического материала идет различными путями:

- обрушение фронтального уступа наввига или покрова, которое происходит благодаря тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания;

- тектоническое дробление, расчешуивание, брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну бассейна седиментации и на границах разных покровов;

- тектоническое дробление, расчешуивание, брекчирование и образование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с последующим высыпанием или тектоническим выдавливанием брекчий и пластин на дневную поверхность или поверхность морского дна.



Р и с. 41. Принципиальная схема формирования тектоно-гравитационных микститов

Зоны: I — тектонической дезинтеграции; II — выхода тектонического материала на поверхность земли или морского дна; III — отложения и захоронения кластического материала; IV — развития обвально-оползневых процессов. 1 — породы аллохтонного массива; 2 — зона тектонического дробления; 3 — тектонические брекчии; 4 — отложения, подстилающие хаотический комплекс; 5 — тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы; 6 — крупные пластины и конседиментационные покровы; 7 — оползни и мутьевые потоки; 8 — пелагическая седиментация; 9 — направление перемещения кластического материала

В дальнейшем обломочный материал или остается непосредственно у подножия разрушающегося покровного массива, сохраняя при этом черты своего тектонического происхождения, или под действием силы тяжести перемещается (сползает) в бассейн, где происходит отложение осадков иного типа. В процессе оползания и захоронения грубообломочные толщи обретают новые, характерные для оползневых тел черты, но, как и прежде, сохраняют в своем внутреннем строении признаки первичного генезиса — тектонического.

И, наконец, во многих случаях тектоно-гравитационные микститы вновь перекрываются тектоническими покровами, за счет разрушения которых они сформировались, и подвергаются вторичной тектонической переработке, часто превращаясь снова в тектоническую смесь. Таким образом, генетический ряд становления тектоно-гравитационных микститов с момента их зарождения до окончательного оформления в структуре выглядит следующим образом (рис. 41):

Процесс тектонический
Расчешивание материнского массива, тектоническое дробление и брекчирование, возникновение грубообломочного материала

→ процесс оползания
Перемещение вниз по склону седиментационного бассейна, дополнительное перемешивание и дробление, захват осадков

→ процесс тектонический
Шарьирование массивов на тектоно-гравитационные микститы, их вторичная тектоническая переработка, превращение в тектоническую смесь

Все сказанное приводит к выводу, что *тектоно-гравитационные микститы представляют собой комплексы — показатели горизонтальных перемещений горных масс.*

7. Образование гравитационных микститов (олистостромов) связано с действием обвально-оползневых процессов в условиях гравитационной неустойчивости масс горных пород, которая может быть вызвана различными причинами (накопление значительных масс осадков, увеличение уклона морского дна, рост антиклинальных поднятий и пр.). Но обязательное условие формирования гравитационных микститов — морфологически выраженный уступ или протяженный склон, т.е. разности высот между областью зарождения обвала или оползня и областью отложения дезинтегрированного материала. Именно поэтому гравитационные микститы (и это можно было видеть из материала, приведенного в главе "Генезис...") в противоположность тектоно-гравитационным отражают главным образом вертикальные движения земной коры. Следовательно, *гравитационные микститы можно отнести к категории комплексов — показателей вертикальных перемещений горных масс.*

В предыдущем разделе приведен фактический материал по строению хаотических комплексов пород (микститов), описаны их морфология и тектоническая структура, соотношения с различными типами отложений и т.д. Анализ этого материала позволяет говорить, что среди хаотических комплексов, которые были известны ранее как олистостромы, могут быть выделены различные генетические типы, отличающиеся определенным набором признаков. Установлено, что понятию "олистостром" отвечают только те образования, которые отнесены к категории гравитационных (β) микститов. Значительная часть бывших олистостромов отнесена к новой категории — тектоно-гравитационных ($\alpha\beta$) микститов. Показано также, что тектоно-гравитационные микститы являются комплексами — показателями горизонтальных перемещений, связанных со становлением тектонических покровов и шарьяжей, а гравитационные — показателями вертикальных движений блоков земной коры.

Но изучение того или иного геологического образования — не самоцель, а средство понимания закономерностей развития земной коры. Изучение микститов приводит к установлению некоторых новых геологических закономерностей и к подтверждению положений, которые ранее были высказаны, но в ряде случаев не нашли достаточно четкого и полного обоснования. Выводы, полученные в предыдущих разделах работы, позволяют перейти к решению ряда общих проблем развития и становления земной коры складчатых областей прошлого.

В настоящее время геотектоническая наука требует познания пространственных и временных закономерностей проявления геологических явлений (седиментационных, магматических, тектонических) не только в пределах отдельных регионов, но и на значительных пространствах земного шара, так как без этого трудно понять суть многих геологических процессов.

Одна из актуальных проблем этого круга — проблема выяснения закономерностей проявления тектонических движений в пределах крупных участков земной коры, распределения этих движений во времени и пространстве, установления их одновременности или разновременности в удаленных один от другого районах. Эта проблема привлекает внимание исследователей уже более 50 лет, т.е. со времени появления знаменитого "канона фаз", которым Г. Шилле устанавливал строгую одновременность фаз тектонических движений (орогенических фаз по Шилле) для всего земного шара. В последующем многие исследователи так или иначе высказывались по этому вопросу, и представляется ненужным излагать здесь противоречивые взгляды — они слишком хорошо известны, но нужно отметить, что решение этой проблемы было связано с методическими трудностями.

Во-первых, анализ угловых несогласий и седиментационных перерывов, который служил основной для датировки тектонических движений, не может дать точного ответа на вопрос о времени проявления тектонического процесса, приведшего к деформации отложений, поскольку угловое несогласие фиксирует в лучшем случае лишь время окончания этого процесса. Если же отложения, перекрывающие тектоническую структуру, намного моложе деформированных образований, то установить, в какой именно момент произошла деформация и какова ее длительность, невозможно.

Во-вторых, не выявлялся смысл тектонических движений (складчатость? покровообразование? горообразование? и то, и другое вместе?), речь шла об орогенических или тектонических фазах "вообще", без расшифровки их конкретного содержания, а именно понимание смысла, содержания тектонической де-

формации позволяет правильно восстанавливать историю тектонических движений разных районов и коррелировать их между собой.

Все это приводит к заключению, что для понимания пространственно-временных закономерностей проявления тектонических движений прежде всего необходимо из всего многообразия тектонических форм выделить структуры такого типа, для которых можно было бы найти способ оценки продолжительности и времени проявления тектонического процесса, приведшего к их образованию. Такая работа была проделана в первой части этой монографии, и были выявлены комплексы—показатели горизонтальных перемещений, связанных с формированием тектонических покровов и шарьяжей (тектоно-гравитационные микститы), и комплексы—показатели вертикальных перемещений блоков земной коры (гравитационные микститы).

Тектоно-гравитационные микститы широко распространены и могут быть сравнительно легко диагностируемы. Они залегают в разрезе осадочных отложений, содержащих остатки ископаемой фауны, и сами часто содержат ее, что дает возможность устанавливать палеонтологическим методом время и длительность формирования микститов, а следовательно, и время проявления тектонических процессов, которые приводят к их образованию. Именно поэтому тектоно-гравитационные микститы — один из наиболее благоприятных объектов для проведения межрегиональной корреляции движений, приводящих к становлению тектонических покровов в территориально разобщенных районах.

Рассмотрим эту проблему на примере Альпийской складчатой области, в которой микститы пользуются чрезвычайно широким распространением и которая в течение многих лет была объектом личных исследований автора.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

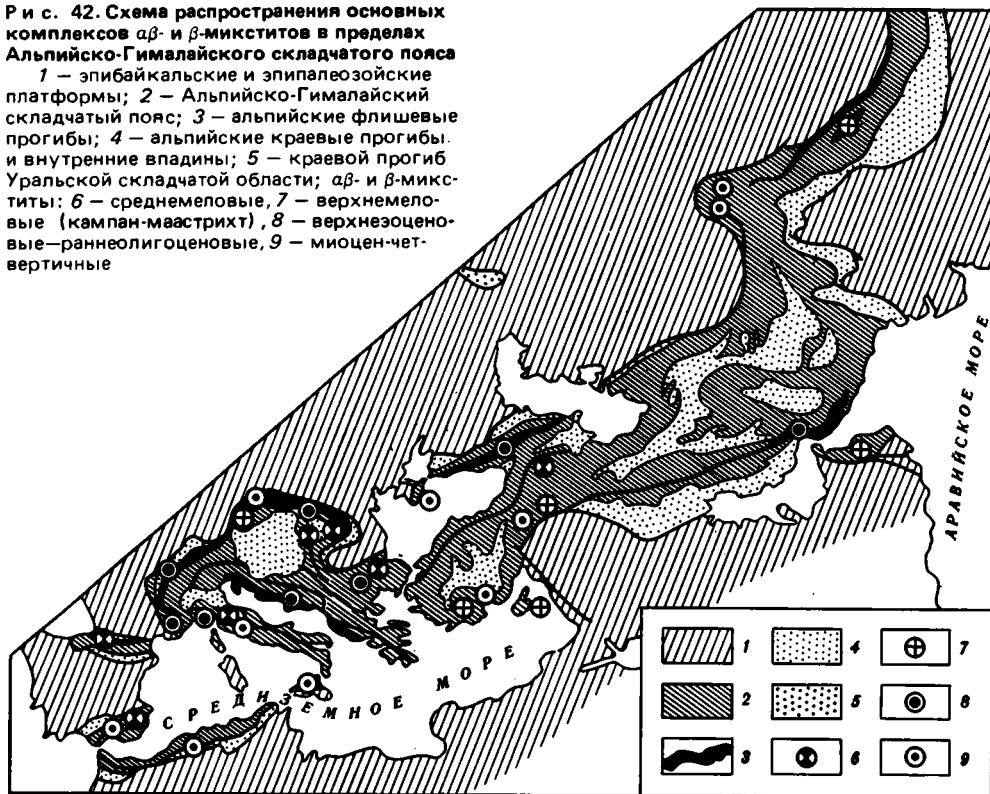
Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы пользуются чрезвычайно широким распространением и известны во многих районах земного шара. Не является в этом смысле исключением и Альпийская складчатая область, где известны многие десятки местонахождений микститовых толщ. Глыбовые толщи хаотического строения, которые отнесены к категории тектоно-гравитационных и гравитационных микститов, давно привлекали внимание исследователей, но положение их в структуре того или иного региона оставалось во многом неясным, а распространение по площади и по разрезу казалось лишенным какой-либо закономерности. Действительно, на первый взгляд это так. В Альпийской области известны $\alpha\beta$ - и β -микститы юрского, мелового, палеогенового и четвертичного возраста. Они развиты в Альпах, в Балканах, Динаридах, Турции, Иране, Омане, на Кавказе и в Гималаях, где залегают среди пород офиолитовой ассоциации, флишевых и молассовых толщ, в геосинклинальных прогибах, на срединных массивах и окраинах платформ.

Однако распространение тектоно-гравитационных и гравитационных микститов резко неравномерно. Так, в отложениях одного возраста они встречаются в огромных количествах, имеют большие объемы и протяженность на многие десятки и сотни километров; в отложениях другого они встречаются спорадически и представлены маломощными телами незначительной протяженности. Направленное и систематическое изучение β - и $\alpha\beta$ -микститов приводит к выводу, что расположение их во времени и пространстве подчинено определенным закономерностям и далеко не так хаотично, как их внутреннее строение.

Задача этого раздела — выявить распределение $\alpha\beta$ - и β -микститов по площади и в геологическом разрезе, с тем чтобы понять пространственно-временные закономерности их образования. В соответствии с этим рассмотрение конкретного материала по микститовым образованиям Альпийской складчатой области будет начато с наиболее древних — позднеюрских. Затем последовательно перейдем к описанию более молодых тектоно-гравитационных микститов. В целях предварительной систематизации описание тектоно-гравитационных и гравитационных микститов сгруппировано в несколько разделов, соответствующих возрастным интервалам их наиболее массового распространения. Не все миксти-

Р и с. 42. Схема распространения основных комплексов $\alpha\beta$ - и β -микститов в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса

1 — эпипайкальские и эпипалеозойские платформы; 2 — Альпийско-Гималайский складчатый пояс; 3 — альпийские флишевые прогибы; 4 — альпийские краевые прогибы и внутренние впадины; 5 — краевой прогиб Уральской складчатой области; $\alpha\beta$ - и β -микститы: 6 — среднемеловые, 7 — верхнемеловые (кампан-маастрихт), 8 — верхнеэоценовые-раннеолигоценовые, 9 — миоцен-четвертичные



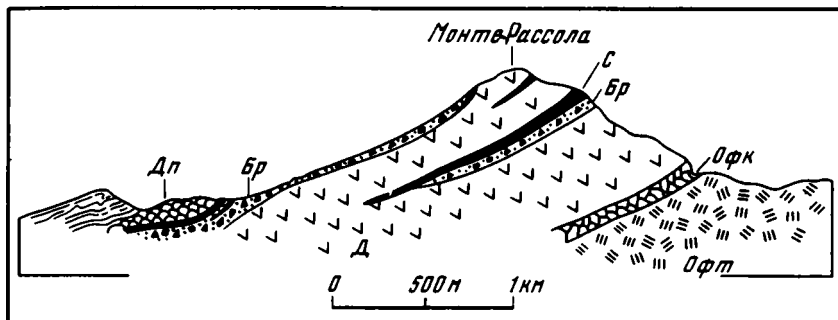
товые толщи Альпийской области будут упомянуты в этом разделе, так как, с одной стороны, в пределах альпид их насчитывается более сотни, и не все они имеют существенное значение для понимания проблемы в целом, а с другой многие микститы описаны в разделах, посвященных их строению, структуре и генезису. Однако основные, наиболее значительные явления этого рода, дающие объективную и обширную информацию для последующих рассуждений, здесь учтены (рис. 42). Описание микститов разных регионов и различного возраста будет неравномерно по объему, в зависимости от имеющегося материала и значения их для решения общей проблемы.

РЕГИОНАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ

ЮРСКИЕ И РАННЕМЕЛОВЫЕ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ

Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы позднеюрского и раннемелового возраста — наиболее древние в пределах собственно Альпийской области. Они не пользуются широким распространением и имеют не слишком значительные объемы. Наиболее известны хаотические образования этого возраста в Северных Апеннинах, Альпах, Болгарии, Динаридах, Карпатах и на Кавказе. Приведу описание некоторых из них.

Северные Апеннины. Микститы в пределах этого региона [Elter, 1975] представлены хаотическими брекчиями, входящими в состав отдельных чешуй аллохтонного офиолитового комплекса, надвинутого на миогеосинклинальные отложения Тоскано-Умбрийского автохтона (рис. 43). Брекчии имеют мощность до нескольких десятков метров, прослеживаются по простиранию в виде горизонтов и линз на 1—2 км и представлены хаотическим нагромождением грубообломочного материала из обломков метаморфизованных габбро, гипербазитов, долеритов, диабазов, пиллоулав и офикальцитов. Размер обломков от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. В большом количестве присутствуют обломки ме-



Р и с. 43. Положение брекчий Монте-Рассола (Северные Апеннины) в структуре пород-офиолитового комплекса, по П. Эльтеру [P. Elter, 1975, с. 988]

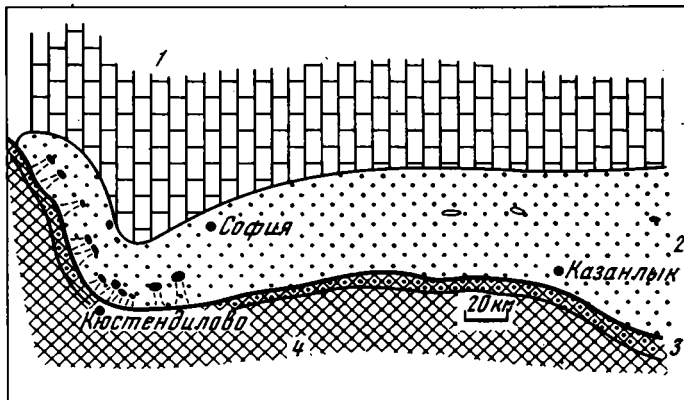
Бр — брекчия Монте-Рассола, Дп — пиллоулавы, Д — диабазы, С — силициты, Офк — офиокальциты, Офт — офиолиты

таморфизованных габбро, пород с деформированными кристаллами и гнейсовидными текстурами.

А.Л. Книппер [1978] среди этих брекчий выделяет два типа в зависимости от их положения в структуре и разрезе. Брекчий первого типа залегают в кровле меланократового фундамента и представляют брекчированную ультраосновную породу, пронизанную сетью карбонатных прожилков. При этом наблюдается увеличение степени брекчирования пород массива по направлению к его кровле. Трецины заполняются кальцитом, и отдельные обломки как бы плавают в заполняющем веществе. Брекчий этого типа перекрываются карбонатными, кремнистыми и вулканогенными породами верхней юры. Второй тип представлен брекчиями из обломков разнообразных основных, ультраосновных и осадочных пород. Они связаны с брекчиями первого типа и залегают, как правило, внутри разреза радиоларитов и лав или в его основании. Брекчий переслаиваются с пачками и линзами аргиллитов, микробрекчий и песчаников с градиционной слоистостью.

Брекчий принадлежат классу микститов: они имеют хаотическое строение, обломки не окатаны, сортировка, слоистость и внутренняя стратификация отсутствуют. Более того, брекчий первого типа имеют вполне ясно выраженные тектонические черты, которые особенно четко подчеркиваются непосредственным переходом в нераздробленные породы массива, наличием трещин и кальцитовых прожилков. Второй тип пространственно связан с брекчиями первого, и в нем сохраняются черты тектонического происхождения: тот же набор пород, что и в брекчиях первого типа, наличие катаклазированных частиц. Но брекчий второго типа залегают среди разреза осадочных и вулканогенных пород в виде линз и горизонтов, т.е. они претерпели перемещение, по-видимому, вместе с материалом турбидитовых песчаников, с которыми они часто переслаиваются. Все это позволяет отнести данный тип хаотических брекчий к категории тектоно-гравитационных микститов. Правомочность этого вывода подтверждается и современной пространственной приуроченностью к тектоническим покровам и чешуям, а также тем, что брекчий в большей своей массе сложены отторженцами пород, которые слагают эти тектонические чешуи.

Эти выводы подтверждаются и исследованиями геологов, изучавших описанные образования. На основании анализа фактического материала А.Л. Книппер [1978] связывает происхождение первого типа микститов с брекчированием меланократового фундамента при дифференциальных горизонтальных движениях на границе с гранитно-метаморфическим слоем при его "сдирании" с меланократового основания. Формирование второго типа связывалось с действием обвально-оползневых процессов, но из приведенного материала видно, что большая часть кластического материала обязана своим происхождением тектоническому брекчированию. Появление в обломках метаморфизованных габбро и пород с деформированными кристаллами и гнейсовидными текстурами указывает на то, что дезинтеграции и разрушению подверглись уже деформированные и метаморфизованные породы. Состав обломков в брекчиях и залегание их среди пелагических карбонатных и кремнистых осадков, а также соседство с породами офиолитовой ассоциации свидетельствуют о том, что разрушались породы ложа глубоководного бассейна с океаническим типом коры.



Р и с. 44. Схема распространения олистостромов в пределах титонского флишевого прогиба Болгарии по Начеву [1970, 1977]

1 — эпиplatformные отложения; 2 — флиш; 3 — кордильера; 4 — зона Родопского массива; заливкой показаны олистостромы

Таким образом, в Северных Апеннинах в позднеюрское—раннемеловое время образовались хаотические брекчии, которые можно отнести к типам тектонических и генетических с ними связанных тектоно-гравитационных микститов. Развитие таких комплексов, которые являются показателями становления тектонических покровов, позволяет сказать, что в поздней юре—раннем мелу происходило образование надвигов и тектонических покровов, хотя в современной структуре никаких следов древней покровной структуры практически не сохранилось.

Болгария. Флишевые отложения Болгарии в основном изучены И.К. Начевым [1969, 1970, 1972, 1976, 1977; Nachev, 1970, 1974], данные которого, наряду с собственными наблюдениями автора, и использованы при описании.

Через всю территорию Болгарии с запада на восток протягивается полоса развития верхнеюрских (титон-берриас?) флишевых отложений (рис. 44), которые залегают с постепенным переходом на известняках келловая, оксфорда и киммериджа и переходят вверх по разрезу в мергелистые осадки берриаса и валанжина. Возраст флишевых отложений определен на основании положения в разрезе между фаунистически датированными толщами киммериджа и осадками берриаса и находок пелагических фораминифер в породах флиша.

Титонский флиш представлен полифациальной осадочной формацией, сложенной чередующимися глубоководными отложениями (аргиллиты, мергели, известняки) и осадками турбидитовых потоков (алевролиты, песчаники, конгломераты). Общая мощность флишевых отложений до 3 км. В поперечном разрезе зоны накопления флишевых отложений выделяется несколько областей, характеризующихся различным типом осадков, изучение которых позволяет реконструировать палеогеографические и палеотектонические условия развития флишевого бассейна Болгарии. В центральной части бассейна отлагается нормальный флиш и субфлиш; при приближении к бортам прогиба осадки становятся все более грубыми, и в краевых частях все большую роль начинают играть конгломераты и брекчии. Одну из характерных черт титонского флиша составляют тела хаотических брекчий, которые имеют широкое распространение и встречаются в виде отдельных пластов, пачек или горизонтов, заключенных среди флишевых отложений. Протяженность отдельных тел оценивается в десятки километров при ширине от сотен метров до нескольких километров и мощности до 100 м, реже более. Форма тел линзовидная.

В хаотических образованиях выделены основная масса (матрикс) и обломки. Матрикс представлен аргиллитами с песчаной примесью. Слоистость в основной массе отсутствует, но локально элементы слоистости все-таки можно наблюдать. В матриксе заключены обломки, глыбы и блоки различных по составу пород, которые расположены без какой-либо закономерности. Форма обломков разнообразна, но преобладают среди них угловатые. Встречаются обломки со сглаженными краями и округлые. Часто присутствуют удлиненные, линзовидной формы обломки и блоки. Поверхность отдельных блоков отполирована.

Состав обломков исключительно разнообразен (рис. 45). По составу они разделены на две группы [Начев, 1977б]: экзокласты и интракласты. Первая группа — это обломки пород, чуждых бассейну седиментации, принадлежащих иным структурно-формационным зонам; вторая группа — отторженцы пород самого флишевого бассейна.

Экзокласты представлены магматическими и метаморфическими породами: гранитами, диоритами, кварцитами, мраморами. Величина их незначительная и не превышает первых десятков сантиметров; они достаточно хорошо окатаны. Но главную часть экзокластов составляют не магматические и метаморфические породы, а отторженцы осадочных пород, представленные главным образом юрскими известняками (см. рис. 6) с большим количеством остатков ископаемой фауны. Известняковые отторженцы имеют различную форму и достигают в поперечнике до 50 м и более. По ископаемым остаткам установлено, что известняки имеют батский, келловейский, оксфордский и киммериджский возраст. Часто глыбы известняков удлинены по слоистости.

Границы глыб и блоков и контакты их с матриксом резкие, четкие, но в ряде мест наблюдается шлейф брекчий, сопровождающих блоки и пластины известняков. Некоторые обломки брекчированы, и известняки пронизаны сеткой кальцитовых жилок.

Вторая группа (эндокласты) представлена пачками и обрывками пластов флишевых отложений. Величина их достигает 5 м. Они имеют разнообразную форму. Пласты флиша в блоках часто изогнуты, искривлены и разорваны (см. рис. 6).

В целом тела брекчий имеют хаотическое строение, обломки в матриксе расположены беспорядочно и неравномерно. Соотношение матрикса и включений резко изменчиво. Тела брекчий контактируют с подстилающими флишевыми отложениями по резкой границе, пласты флиша срезаны на разном уровне, деформированы. Верхний контакт обычно ровен и правилен. Хаотические брекчии распределены неравномерно в разрезе титонского флиша. В южной части флишевой зоны они лежат в основании флиша; по направлению к северу брекчии залегают в более верхних горизонтах и имеют верхнетитонский возраст. Наибольшие объемы глыбового материала в целом приурочены к южному борту флишевого бассейна, главным образом к его восточной части, в районе Крайштид.

Образование глыбовых толщ, заключенных в титонские флишевые отложения Болгарии, связано [Начев, 1977б] с действием подводных оползней, которые транспортировали грубый материал в более глубокие части бассейна, нарушая при этом целостность флишевой толщи и приводя к формированию интракластов, которые были захвачены катящейся по склону массой грубообломочного материала. Оползневая природа подтверждается хаотическим строением толщ, наличием в них текстур подводного оползания, олистоглифов, глинистых "бронированных" окатышей, комков и глыб, а главное — положением грубообломочных пород среди глубоководных флишевых отложений. Оползни имели различный масштаб — от незначительных до гигантских подводных лавин.

Возникновение же главной массы грубого материала связано, по мнению И. Начева, с тектонической активностью расположенной вдоль южного края бассейна кордильеры, которая, разрушаясь, и поставляла значительные массы кластического материала. Этот материал частично перерабатывался в зоне шельфа, а затем в результате действия процессов реседиментации перемещался в более глубокие части флишевого бассейна, где и отлагался среди флишевых осадков в виде линз, прослоев и горизонтов.

Можно видеть, что глыбовые брекчии, залегающие среди титонских флишевых отложений, обладают полным набором признаков, характерных для микститов: это мощные свалы несортированного, хаотически нагроможденного материала, заключенного в виде четко ограниченных геологических тел среди тонкозернистых осадков. При этом выделяется два типа хаотических образований. Первый тип представлен хаотически нагроможденными раздробленными и перемешанными отторженцами флишевых пород (интракласты И. Начева). Они образуют линзовидные тела незначительной протяженности и мощности и встречаются спорадически. Совершенно очевидно, как и считает И. Начев, что их образование связано с процессами подводного оползания флишевых осадков, во время которого происходила дезинтеграция флишевых пород, их перемешивание и переотложение в виде хаотической брекчии, т.е. в данном случае мы имеем дело с типичными гравитационными микститами.

Второй тип брекчий сложен отторженцами разнообразных пород, чуждых данному бассейну седиментации. Эти образования часто слагают гигантские тела, имеющие большую мощность, и они образуют главную массу микститов этого района. Так

же как и брекчии первого типа, эти образования несут в себе признаки оползневой перемещения масс (см. выше). Но, кроме признаков действия обвального фактора, эти брекчии обладают и еще несколькими признаками, имеющими существенное значение для понимания происхождения обломочного материала. Во-первых, среди обломков присутствует большое число отторженцев карбонатных пород платформенного типа, которые покрыты зеркалами скольжения, а также "обжатых", со сглаженными полированными поверхностями блоков, разбитых трещинами, заполненными кальцитом. Во-вторых, флишевый бассейн с юга ограничен зоной разлома, который в современной структуре представляет надвиг; по надвику толщи флиша в краевой зоне перекрыты более древними образованиями. Отторженцы этих пород присутствуют в микститовых толщах. Эти два факта указывают на весьма вероятную связь формирования кластического материала титонских микститов Болгарии с тектонической дезинтеграцией пород, надвинутых с юга на флишевые отложения. Динамическая обработка пород, которые входят сейчас в состав микститов, происходила, безусловно, до их перетолжения и захоронения во флишевых осадках. На это указывает простая тектоническая структура флиша, представляющая систему складок и разрывов, которые практически не нарушают внутреннего строения пород, а также то, что в одном и том же теле микститов можно видеть обломки и обработанные динамически, и не затронутые тектонической переработкой.

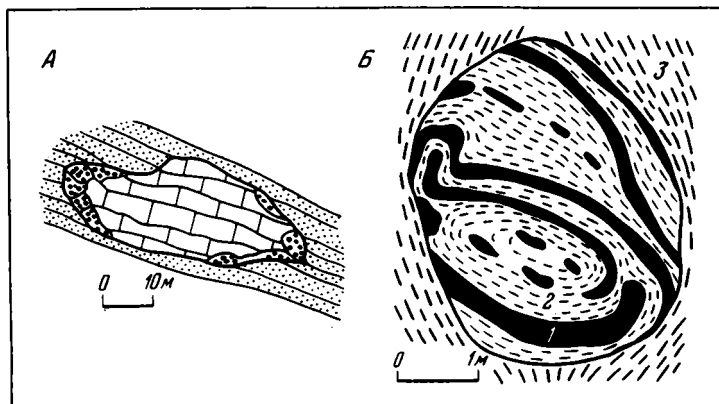
Таким образом, учитывая всю совокупность признаков (значительная протяженность и мощность, динамически переработанные обломки, пространственная связь с надвиговой структурой, присутствие обломков из пород массива, надвинутого на толщи микститов и пр.), можно считать, что этот тип хаотических брекчий должен быть отнесен (правда, с некоторой долей условности) к категории тектоно-гравитационных микститов. Следовательно, в титон-берриасское время на территории Болгарии происходили тектонические подвижки, по всей вероятности имевшие горизонтальную составляющую движения. Эти подвижки локализовались по южному борту флишевого бассейна, привели к дезинтеграции пород и к формированию микститовых толщ. Причем, как указывает наличие гравитационных микститов, такие подвижки происходили в условиях резко расчлененного рельефа.

Известны толщи микститов позднюрского—раннемелового возраста и в других районах Альпийской области.

Альпы. В главе "Генезис олистостромов" описаны киммеридж-титонские микститы покрова Брекчий на территории Швейцарских Альп; при этом установлено, что они принадлежат категории гравитационных микститов. Их образование связано с обвальными процессами, возникающими во время роста Бриансонского поднятия, имеющего тектоническое происхождение (рис. 46). Но, как было показано, тектонические движения не приводили непосредственно к формированию грубокластического материала, а имели только значение спускового механизма для обвалов и оползней.

Карпаты. На территории Польских Карпат в окрестностях тектонического окна Живец в толще тешинских слоев известны глыбовые брекчии, состоящие из обломков главным образом карбонатных песчаников, которые слагают толщи флиша, подстилающие брекчии. Мощность линзы глыбовых брекчий порядка 50 м, протяженность — несколько сотен метров. Глыбовые брекчии имеют хаотический облик, обломки распределены в песчано-глинистом матриксе без всякой видимой закономерности, неокатаны и представляют прямоугольные или закрученные куски и обрывки пластов. Слоистость и сортировка материала отсутствует. По сумме морфологических признаков эти брекчии безусловно могут быть отнесены к категории микститов, причем микститов гравитационных. Об этом свидетельствуют незначительный объем и протяженность, наличие обломков пород того же типа, что и в подстилающих брекчии отложениях, четкие следы выпавивания подстилающих отложений и текстуры подводного оползания в матриксе и т.д. Нужно отметить также, что в данном случае, несмотря на то что глыбовые брекчии залегают непосредственно под плоскостью надвига, никаких признаков связи с горизонтальными подвижками и следов тектонического происхождения материала в брекчиях не наблюдается, т.е. это типичные гравитационные микститы.

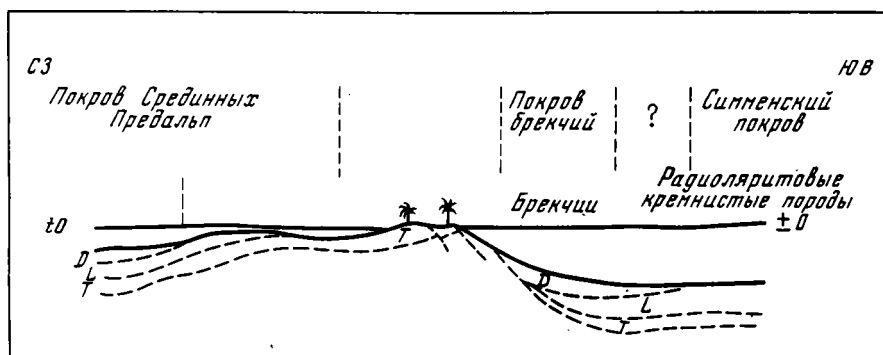
Возраст тешинских сланцев и тешинских известняков, в которых находится линза гравитационных микститов, определяется на основании находок остатков ископаемой фауны [Ксеншкевич и др., 1968] как титон-берриасский. Гравитационные микститы приурочены к нижней части тешинских известняков, т.е. условно к порованным слоям титона—берриаса.



Р и с. 45. Олистолиты в толще титонского флиша [Начев, 1977]

А — олистолит, сложенный слоистыми известняками и окруженный шлейфом полимиктовых брекчий из обломков известняка и различных метаморфических и магматических пород; Б — олистолит, сложенный флишевыми породами титонского флиша (эндоолистолит)

1 — песчаники и алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — пелитовый матрикс



Р и с. 46. Поперечный разрез через предальпийские покровы (верхи средней юры) по Р. Трюмпи [1965]

Д — средняя юра; L — нижняя юра; Т — триас

Гравитационные микститы позднеюрско-раннемелового возраста распространены и на территории Кавказа, и в ряде других мест. Однако объемы гравитационных микститов во всех районах невелики и протяженность их распространения, за исключением Болгарии, незначительна.

Приведенный материал по строению и распространению верхнеюрских—нижне-меловых микститов позволяет сделать некоторые предварительные выводы. Во-первых, основная масса микститов этого возраста приурочена к титону—берриасу. Следовательно, в пределах разных регионов Альпийской области возникновение микститов приурочено к одинаковому возрастному интервалу. Во-вторых, микститы этого времени представлены главным образом гравитационными разностями. Только в пределах Северных Апеннин (уверенно) и в Болгарии (предположительно) устанавливаются тектоно-гравитационные микститы. В-третьих, образование тектоно-гравитационных микститов в Северных Апеннинах приурочено к зонам с меланократовым (океаническим) типом земной коры, и микститы этого региона непосредственно связаны с тектоническим меланжем и породами офиолитового комплекса.

Кроме того, необходимо обратить внимание и еще на одну закономерность в формировании микститов. Во всех районах (Апеннины, Болгария, Карпаты, Кавказ) появление первых микститов приурочено к началу флишевой седиментации или связано с формированием осадков типа флиша, которые вклиниваются в разрез, сложенный иными отложениями. Это может указывать на определенную зависимость между образованием микститов и флишевых толщ. К обсуждению этого вопроса мы еще вернемся.

СРЕДНЕМЕЛОВЫЕ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСИТЫ

Микститовые толщи среднемилового¹ возраста распространены в пределах Альпийской складчатой области чрезвычайно широко и представлены мощными толщами глыбовых брекчий, которые ассоциируют с разнообразными осадочными отложениями. Протяженность зон, в которых обнажаются $\alpha\beta$ - и β -микститы, достигает многих десятков и сотен километров. Комплексы хаотических брекчий этого типа известны в Пиренеях, Бетской Кордильере, Северных Апеннинах, Карпатах, Балканах, на Малом Кавказе. К сожалению, сведения о микститовых образованиях этих районов не всегда достаточно обширны, но они дают представление об основных чертах их строения, структурной позиции и возрасте.

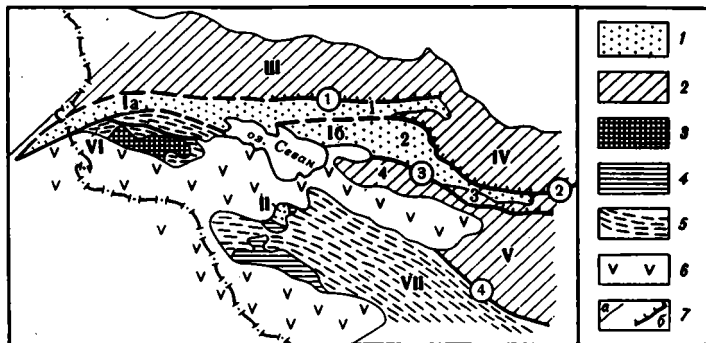
Малый Кавказ. Глыбовые толщи Малого Кавказа хорошо изучены в результате исследований многочисленных геологов и главным образом А.Л. Книппера и С.Д. Соколова [Книппер, 1975, 1977; Соколов, 1975, 1977; Книппер, Соколов, 1974; Григорьев и др., 1975], на данных которых и будет базироваться описание толщ Малого Кавказа.

В пределах Малого Кавказа выделяется Амасийско-Севано-Акеринский офиолитовый пояс (рис. 47), в строении которого принимают участие мощные глыбовые толщи. Наиболее полно они изучены в восточной части пояса — в Севано-Акеринской зоне, где выделено три комплекса пород: автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный (рис. 48, 49).

Разрез автохтонного комплекса начинается со среднеюрских вулканогенных пород, которые вверх по разрезу сменяются карбонатной толщей титона—неокома. Верхняя часть автохтонного разреза сложена терригенными флишодными отложениями альб-сеноманского возраста и вышележащей толщей глыбовых брекчий. Флишодная толща представляет чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов, мергелей и известковистых песчано-глинистых пород. Гальки в конгломератах сложены породами нижней части автохтонного комплекса. Только в самых верхних горизонтах флишодной толщи появляются обломки офиолитовой ассоциации.

Самая верхняя часть разреза автохтона представлена грубообломочными брекчиями, которые залегают согласно и с постепенным переходом на подстилающих породах терригенного флиша. Толща сложена вмещающими отложениями (конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками), которые чередуются с горизонтами глыбовых брекчий. Различные породы вмещающих отложений переслаиваются друг с другом и образуют слоистые, четко стратифицированные толщи. Местами вмещающие отложения образуют довольно мощные пачки, местами тонкие прослои между линзами и горизонтами глыбовых накоплений. Глыбовые брекчии имеют различное строение и состав. Среди них выделены конгломерато-брекчии, валунно-галечные аргиллиты и замусоренные аргиллиты (детальное их описание см. в первой части). Обломки, как правило, неокатанные, материал несортированный. Величина обломков варьирует в очень широких пределах от нескольких сантиметров до сотен метров в поперечнике. Известны пластины, достигающие по длинной оси многих километров. Брекчии подразделяются на мономиктовые и полимиктовые разности. Среди мономиктовых наиболее распространены брекчии из обломков пород офиолитовой ассоциации: серпентинитовые, габброидные. Полимиктовые брекчии могут состоять из различных пород офиолитовой ассоциации (офиолитовые брекчии), а также из обломков других пород: песчаников, алевролитов и аргиллитов альб-сеноманского возраста, мраморизованных известняков, метаморфических сланцев и т.д. Отторженцы альб-сеноманских пород приурочены к нижней части толщи, причем встречаются обрывки пластов еще не полностью консолидированного осадка. Обломки в брекчиях погружены в матрикс из гравийного, песчаного или пелитового вещества, но часто основная масса состоит из смеси этих компонентов. Встречаются бесцементные брекчии, в которых обломки плотно пригнаны друг к другу, а также брекчии, в которых матрикс составляет половину и более всего объема толщи. Нередко глыбовая толща представляет сплошное нагромождение глыб и пластин, которые отделены одна от другой только примазками осадочных пород. Все выделенные разности череду-

¹ Понятие "среднемиловой" употреблено не в смысле среднего мела меловой системы западноевропейской геохронологической шкалы, а в смысле "середины мелового периода".



Р и с. 47. Схема тектонического районирования Малокавказского офиолитового пояса (Соколов, 1977)

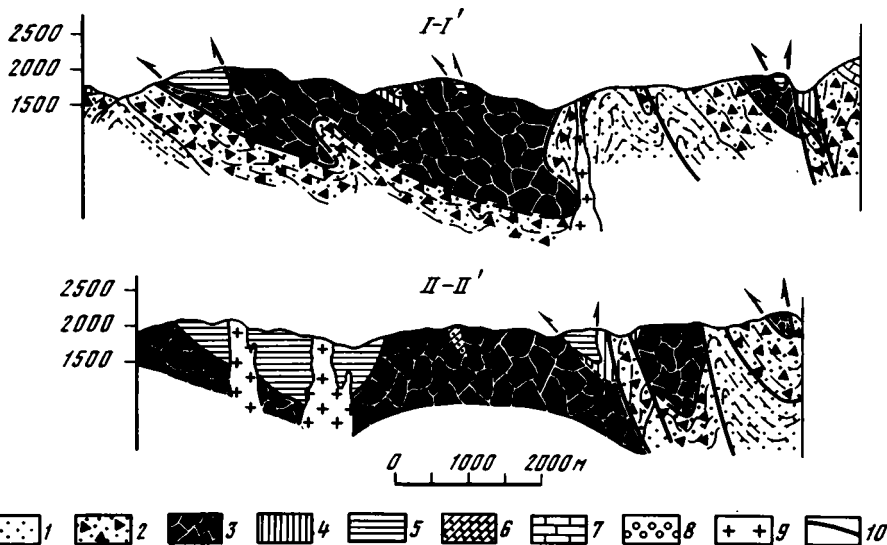
1, 2 — области распространения: 1 — пород офиолитовой ассоциации; 2 — юрских андезито-базальтовых серий; 3 — кристаллические образования; 4 — палеозойский карбонатный чехол; 5 — верхнемеловые и палеогеновые отложения; 6 — неоген-четвертичные отложения; 7 — разломы (а — крутопадающие, б — надвиги, пологие сбросы). Цифры на карте. Аммасийско-Севано-Акеринский офиолитовый пояс: Ia — Ширакско-Базумская зона, Ib — Севано-Акеринская зона (1 — Северная подзона, 2 — Южная подзона); II—IV — зоны: II — Вединская, III — Сомхито-Агдамская, IV — Карабахская, V — Кафанская (3 — Лачинский антиклинорий, 4 — Гочасский синклинорий); VI — Мисханский массив; VII — Еревано-Ордубадская зона. 7 — Главный надвиг Малого Кавказа; 2 — Карабахский надвиг; 3 — Лачин-Башлыбелский разлом; 4 — Гирратахский разлом

ются в вертикальном и латеральном направлении без видимой закономерности, но устанавливается общее увеличение размера обломков и появление "олистолитовых фаций" в верхней части разреза хаотических брекчий. Мощность отдельных горизонтов и линз, сложенных грубообломочным материалом, колеблется от первых метров до сотен метров; общая мощность толщи достигает 1 км и более.

О тектонической структуре пород, слагающих разрез Севано-Акеринской зоны, уже говорилось (в главе первой, первая часть), но еще раз отмечу главные особенности тектонического положения и строения глыбового комплекса. Глыбовые толщи занимают во всех районах своего распространения одинаковую позицию: они венчают разрез автохтонного комплекса и перекрыты аллохтонными массами серпентинитового меланжа и офиолитового комплекса¹. Покровы офиолитов и хаотические комплексы, выходящие из-под покровов, трансгрессивно, с размывом перекрыты отложениями неавтохтона. Все эти три члена разреза смяты в конформные складки и разбиты системой разрывов. Однако внутренняя структура глыбового комплекса и перекрывающих его покровов сложнее, чем у подстилающих образований автохтона и перекрывающих отложений неавтохтона. Породы тектонических покровов разбиты многочисленными разрывами и формируют серии сложно построенных тектонических чешуй, раздроблены, разбиты на отдельные блоки и пластины, брекчированы. Во многих случаях породы офиолитового комплекса превращены в тектоническое месиво — меланж, который также участвует в покровной структуре района. Верхние горизонты глыбовой толщи интенсивно дислоцированы: матрикс часто рассланцован, породы вмещающих отложений будинированы, разлинзованы, смяты в напряженные складки; обломки и глыбы в брекчиях раздроблены, разлинзованы, тектонически окатаны и покрыты многочисленными зеркалами скольжения. В матриксе встречаются катаклазированные и милонитизированные частицы. Интересно отметить, что сильно тектонизированные блоки и обломки пород, главным образом офиолитовой ассоциации, заключены не только в верхних горизонтах разреза глыбовой толщи, но встречаются и в более низких горизонтах, в которых вмещающие отложения не так сильно затронуты тектонической переработкой. Нужно отметить и тот факт, что подавляющее большинство обломков представлено породами офиолитовой ассоциации, которые слагают тектонические покровы, перекрывающие глыбовые толщи.

Таковы в общих чертах особенности строения и состава глыбовых толщ Севано-Акеринской зоны, которые можно уверенно отнести к классу микститов на основании суммы следующих признаков: хаотический облик, огромные массы несорти-

¹ Несколько иное положение занимают глыбовые толщи Кылычлинского комплекса, который описан в главе первой, часть первая.



Р и с. 49. Профили через зону развития аб-микститов бассейна р. Тутхун, Малый Кавказ [Соколов, 1977]

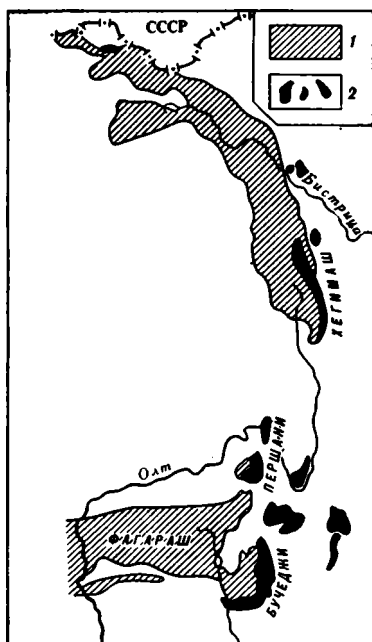
1, 2 — автохтон: 1 — флишеидная толща, 2 — глыбовая толща; 3–6 — аллохтон: 3 — серпентиниты, серпентинитовый меланж, 4 — габброиды, 5 — эффузивно-радиоларитовая серия, 6 — Кылычлинский комплекс; 7, 8 — неоавтохтон: 7 — карбонатная толща, 8 — палеоген-четвертичные отложения; 9 — гранодиориты; 10 — границы покровов

Таким образом, можно констатировать, что в пределах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа распространены мощные толщи микститов, среди которых выделяется три типа: тектонические (меланжи), тектоно-гравитационные и гравитационные микститы. По существу эти разновидности микститов были здесь выделены и ранее, с той только разницей, что не были разделены гравитационные и тектоно-гравитационные микститы.

Анализ многочисленных органических остатков и положение в разрезе позволяют установить возраст тектоно-гравитационных и сопровождающих их гравитационных микститов как сеноман-раннеконьякский [Соколов, 1977]. Сами же микститовые образования и перекрывающие их офиолитовые покровы запечатаны породами неоавтохтона, нижняя возрастная граница которых проходит на уровне коньякского—сантонского ярусов, т.е. образование тектоно-гравитационных и гравитационных микститов и надвигание на них мощных аллохтонных масс произошло в очень короткий отрезок времени.

Следовательно, как показывает наличие комплексов—показателей горизонтальных перемещений (тектоно-гравитационных микститов), в сеномане—раннем коньяке на территории Севано-Акеринской зоны происходили интенсивные тектонические движения, приведшие к становлению покровов и шарьяжей. Формирование шарьяжей сопровождалось образованием тектонического рельефа, на что указывает присутствие гравитационных микститов. Нужно отметить, что анализ материала по строению глыбовых толщ в этом районе только еще раз подтверждает хорошо аргументированные прежними исследователями и прежде всего А.Л. Книппером и С.Д. Соколовым выводы о формировании и дезинтеграции в этом районе тектонических покровов.

Карпаты. В Карпатах глыбовые толщи мелового возраста развиты во многих местах вдоль фронтальной части зоны Внутренних Карпат — горы Бучеджи, Першани, Чахлеу, Рареу и др. [Мурджану и др., 1961; Онческу, 1960; Патрулиус, Попеску, 1960а,б; Murgeanu, Patruilus, 1963; Carte géologique..., 1968а,б]. Хаотические комплексы этих районов связаны или с отложениями флишевой зоны, или расположены в зоне надвинутых на флиш внутренних кристаллических массивов (рис. 50), в отдельных случаях (Бучеджи) перекрывая своими верхними горизонтами обе зоны. Нижние горизонты хаотических образований часто заключены во флишевые осадки в виде линз и пластовых тел глыбовых брекчий, а также отдельных пластин, величина которых достигает многих километров. В некоторых местах, как, например, в горах Першани, хаотические комплексы представлены бесструктурными

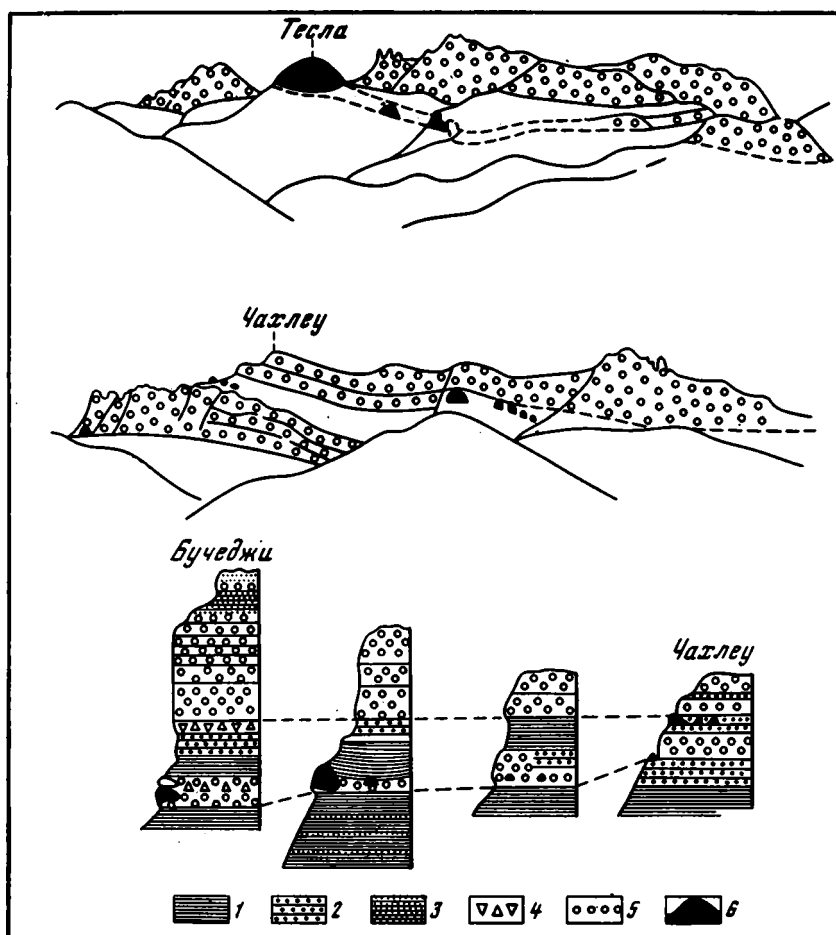


Р и с. 50. Схема расположения микститовых толщ (конгломератов Бучеджи) в пределах Румынских Карпат [Murgeanu, Patrulius, 1963]

1 — кристаллические массивы Внутренних Карпат; 2 — выходы конгломератов Бучеджи

Р и с. 51. Расположение конгломератов Бучеджи в Румынских Карпатах [Murgeanu, Patrulius, 1963]

1 — мергельно-песчаный флиш; 2 — слоистые песчаники; 3 — песчано-глинистые отложения с ритмичной слоистостью; 4 — известняковые глыбовые брекчии; 5 — конгломераты Бучеджи; 6 — глыбы и блоки рифогенных известняков аптского возраста. Авторы рисунка считают блоки аптских известняков коренными выходами, однако полевые наблюдения и анализ литературных данных по расположению этих известняков приводят меня к выводу, что они включены в толщи глыбовых брекчий в виде обломков и глыб



ми песчано-глинистыми образованиями, среди которых заключены хаотически нагроможденные, несортированные и неокатанные обломки, глыбы и большие блоки разнообразных магматических и осадочных пород. Особенно многочисленны блоки триасовых известняков, которые перекрывают глыбовые толщи в виде тектонических покровов. Перекрывание тектоническим покровом юрско-меловых карбонатных пород глыбовой толщи, состоящей из обломков пород этого покрова, наблюдается в долине р. Биказ. Более высокие горизонты разреза глыбовых толщ известны как "конгломераты Бучеджи".

В районе г. Синай, в зоне надвига кристаллических массивов Внутренних Карпат на флишевые отложения Внешних Карпат, развитая мощная серия грубообломочных пород (рис. 51), представленная грубослоистыми крупно- и среднегалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками. В толще наблюдается грубая, но отчетливая слоистость, обусловленная чередованием пород разной размерности. Внутри каждого слоя, будь то песчаники или конгломераты, также видна неотчетливая слоистость и стратификация. Обломочный материал конгломератов окатан в разной степени: иногда хорошо, иногда слабо. Гальки и валуны в конгломератах представлены магматическими, метаморфическими и осадочными породами, которые слагают фундамент и осадочный чехол внутренних кристаллических массивов Карпат.

Среди сортированных и стратифицированных осадочных отложений залегают многочисленные линзы, прослои и горизонты брекчий. Брекчии представлены глыбовыми разностями. Сортировка материала в них отсутствует так же, как отсутствуют и осадочные структуры и текстуры — слоистость, стратификация и пр. Обломочный материал брекчий неокатан, размеры обломков колеблются в очень широких пределах и достигают нескольких метров в поперечнике. Иногда встречаются глыбы объемом во многие десятки и даже сотни кубических метров. Грубокластический материал брекчий заключен в песчанистую или глинисто-песчанистую основную массу. Состав обломков тот же, что и в конгломератах. Границы между песчано-конгломератовыми отложениями и линзами глыбовых брекчий резкие, отчетливые. Такое строение верхней части разреза, состоящего преимущественно из грубообломочных образований. Отметим, что в толще грубообломочных пород отчетливо различаются две разновидности: грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты, сложенные хорошо окатанным материалом и обладающие седиментационными текстурами и внутренней стратификацией, и глыбовые брекчии хаотического облика, в которых обломочный материал не отсортирован, а внутренняя слоистость, седиментационные структуры и текстуры отсутствуют.

Вниз по разрезу толщи конгломератов Бучеджи по резкой границе сменяются толщей тонкослоистого терригенно-карбонатного флиша. Во флишевых отложениях прослежены линзы, прослои и горизонты глыбовых брекчий того же состава и облика, что и в вышележащих толщах конгломератов Бучеджи. Местами появляются и прослои мелкогалечных конгломератов, но они редки и маломощны. Кроме глыбовых брекчий, во флише присутствуют гигантские пластины известняков, объем которых достигает многих тысяч кубических километров при мощности в десятки и сотни метров и протяженности в несколько километров. Пластины часто сопровождаются шлейфами глыбовых брекчий из обломков известняков, слагающих эти пластины, т.е. и здесь мы наблюдаем две разновидности геологических образований: четкослоистые, стратифицированные флишевые отложения и хаотические накопления грубокластического материала, залегающие среди вмещающих флишевых осадков.

Как видно из приведенного материала, глыбовые образования Карпат могут быть уверенно отнесены к классу микститов, так как они обладают совокупностью присущих микститам признаков: массы грубообломочного, неокатанного и несортированного материала, хаотический облик, отсутствие внутренней стратификации и седиментационных структур, две разнородные составляющие — матрикс и включения и пр.

Хаотические образования, находящиеся среди флишевых отложений, относятся на основании суммы признаков к категории тектоно-гравитационных микститов. Об этом свидетельствуют значительные объемы грубообломочного материала, большая (250 км) протяженность зоны развития микститов, пространственная приуроченность к зоне надвига, разделяющего внешние и внутренние Карпаты, конседиментационные покровы, отторженцы пород в глыбовых брекчиях, слагающих тектонические покровы, которые перекрывают хаотический комплекс; динамически обработанный материал в брекчиях; непосредственные переходы от раздробленных тектонических покровов через тектонические брекчии к оползневым брекчиям и

пр. Все эти признаки указывают на то, что кластический материал возник в результате тектонической дезинтеграции материнских массивов, испытывавших горизонтальные перемещения. Это в конечном итоге и привело к перекрытию краевой зоны флиша кристаллическим массивом Внутренних Карпат. Перемещение материала шло оползевым путем, что подтверждается нахождением глыбовых образований среди тонкообломочных флишевых отложений, следами выпалчивания подстилающих осадков, захватом их в состав хаотических брекчий и пр. Достоверных данных о гравитационных микститах в этом районе нет.

Сложнее отнести к определенному генетическому типу хаотические брекчии верхней части разреза, залегающие среди песчано-конгломератовых толщ Бучеджи. Глыбовые брекчии резко отличны от окружающих грубообломочных, хорошо стратифицированных слоистых отложений, окатанный материал которых несет явные следы длительного переноса и водной обработки. Брекчии же имеют свальный облик, материал их не отсортирован и не окатан и не подвергался сколько-нибудь длительному или дальнему переносу. Они могли сформироваться в результате обвальных процессов, и тогда должны были бы быть отнесены к категории гравитационных микститов. Но общее положение в структуре (вблизи фронта надвига), катаклазированные и милонитизированные частицы в матриксе, тектонизация обломков (речь идет об обломках мезозойских карбонатных пород платформенного облика, а не метаморфических сланцев), гигантские глыбы и пластины — все это позволяет ставить вопрос и об отнесении хаотических образований этой части разреза к тектоно-гравитационным микститам. Об этом свидетельствует и значительное их сходство с тектоно-гравитационными микститами, залегающими среди неогеновой молассы Дарвазского хребта, детальное описание которых приведено в главе "Генезис...". Тем не менее отнесение хаотических брекчий толщи Бучеджи к тектоно-гравитационным микститам нельзя считать окончательно установленным.

Толщи тектоно-гравитационных и гравитационных микститов Восточных Карпат занимают чрезвычайно интересную, я бы сказал уникальную, позицию. Нижние горизонты хаотических брекчий, принадлежащие флишевым отложениям Внешних Карпат, интенсивно дислоцированы и перекрыты по надвигу кристаллическими массивами Внутренних Карпат. Верхние же горизонты микститов вместе с конгломератами Бучеджи перекрывают зону надвига и с резким несогласием ложатся и на породы дислоцированного флиша, и на образования кристаллических массивов с их осадочным чехлом. Причем эта верхняя часть глыбового комплекса образует просто построенную синклиналь с пологими падениями пластов на крыльях. По существу здесь наблюдается резкая смена режима осадконакопления, и отложения флишевого типа сменяются отложениями, которые по облику и структуре могут быть отнесены к молассам. Но любопытно при этом, что и во флише, и в молассе происходит формирование несортированных и нестратифицированных глыбовых брекчий, т.е., невзирая на резкую смену общих условий осадконакопления, продолжают действовать иные процессы, независимые от этой смены и приводящие к формированию микститов.

Нижняя часть глыбовых горизонтов на основании собранных остатков ископаемой фауны во вмещающих флишевых толщах и стратиграфического положения отнесена к баррему—пату [Carte géologique..., 1968a,b]; Патрулиус, Попеску, 1960a, b] или к баррему —нижнему альбу [Мурджану и др., 1961]. Отнесение глыбовых толщ к баррему, на мой взгляд, ошибочно, так как в них среди обломков встречены известняки ургонской фации (баррем—апт), и содержащие их осадки должны быть моложе по крайней мере нижнего апта.

Также нужно отметить, что глыбовые горизонты появляются только в верхней части флишевой толщи указанного возраста и могут, следовательно, быть отнесены к верхнему апту или скорее апту—альбу. Толщи конгломератов Бучеджи отнесены к альбу [Carte geologique..., 1968a,b] или к верхнему альбу—сеноману [Онческу, 1960]. Таким образом, достаточно уверенно можно считать, что главная масса глыбовых образований была сформирована в верхнеаптское—альбское—нижнесеноманское время.

Итак, вдоль границы Внутренних и Внешних Карпат на расстоянии в 200—250 км протягивается зона мощных хаотических образований, принадлежащих в основном категории тектоно-гравитационных микститов. Толщи $\alpha\beta$ -микститов пространственно тяготеют к зоне надвига кристаллических массивов Внутренних Карпат на флишевую зону и отражают своим существованием активное их (массивов) движение. Если при этом исходить только из структурных соотношений, то надо будет признать, что надвигание произошло в очень короткий промежуток времени — где-то 118

на рубеже альба—сеномана, что подтверждается резким структурным несогласием между толщами флиша и конгломератами Бучеджи. Однако возрастной интервал накопления тектоно-гравитационных микститов значительно больше и соответствует позднему апту, альбу и по крайней мере раннему сеноману. Следовательно, движение горных масс было не одномоментным, а занимало вполне ощутимый отрезок времени. Формирование же в этом районе собственно надвиговой структуры связано, вероятно, с моментом резкого усиления тектонических движений на рубеже альбского и сеноманского веков.

Известны "среднемеловые" микститы и во многих других районах Альпийской складчатой области. Причем в ряде случаев вполне уверенно можно идентифицировать глыбовые толщи с тем или иным типом микститов. Так, например, апт-альбские хаотические образования, приуроченные к системе офиолитовых покровов гор Апусени [Bordea, 1972; Ștefănescu, Zamfirescu, 1964], несомненно, могут быть отнесены к категории тектоно-гравитационных микститов, а аптские брекчии Верхнего Прованса [Graciansky et al., 1972] и позднеальбские—туронские "олиостромы" Бетских Кордильер [Hoedemaeker, 1973] принадлежат к категории гравитационных микститов.

Пиренеи. Вдоль северного склона Пиренеев на расстоянии более чем 250 км протягивается полоса выходов глыбовых образований альб-сеноманского возраста [Lamar, 1946; Rech-Trollo, 1959a,b; Debelmas, 1974], которые приурочены к переходной зоне от "осевой платформы" на юге к зоне флишевого прогиба на севере, т.е. соответствуют внутренней краевой части флишевого прогиба. На юге хаотические брекчии во многих местах залегают прямо на метаморфизованных породах палеозоя, к северу они фациально замещаются флишевыми отложениями. Грубообломочные породы ассоциируют не только с флишем, но и с мелководными и континентальными осадочными отложениями (песчаниками, глинистыми или рифовыми известняками). Среди вмещающих отложений заключены прослои, горизонты, мощные пачки глыбовых брекчий из неокатанных и плохо окатанных обломков и глыб различных, более древних, чем вмещающая их масса, пород: гранитов, метаморфических пород палеозоя, девонских известняков, триасовых доломитов и пр. Размер отторженцев достигает десятков, местами сотен метров в поперечнике. Распределение обломков в матриксе незаконномерное, внутренняя слоистость и стратификация отсутствуют, и в целом брекчия имеет хаотическое внутреннее строение. Менее развиты микробрекчии и конгломераты. Мощность глыбовых толщ, в частности пуддингов Мендилье, достигает 1000 м.

Северные Апеннины. В Северных Апеннинах [Elter, Trevisan, 1973] глыбовые брекчии приурочены к флишевым отложениям сеноманского возраста и образуют гигантские скопления, местами вклиниваясь в флишевые осадки, местами залегая на офиолитовом субстрате. Глыбовые накопления представляют собой прослои, линзы и горизонты брекчий, сложенных обломками, глыбами и пластинами пород офиолитового комплекса и осадочных отложений верхней юры и мела. Обломки в большинстве не окатанные, остроугольные или со сглаженными краями; часто они раздроблены, брекчированы, покрыты многочисленными зеркалами скопления и пронизаны кальцитовыми прожилками. Обломки размещены в матриксе незаконномерно. Матрикс имеет тот же состав, что и обломки, но зачастую сильно обогащен материалом, слагающим подстилающие отложения. Известны брекчии практически без пелитовой основной массы, состоящие из обломков пород офиолитовой ассоциации и известняков с кальпониеллами. Встречаются брекчии, в которых объем матрикса равен объему обломков или превышает его. Среди брекчий и флишевых вмещающих толщ встречаются и отдельные гигантские пластины и блоки более древних, чем вмещающие отложения, пород (главным образом диабазов и серпентинизированных перидотитов) объемом до нескольких кубических километров. В современной структуре хаотические брекчии пространственно связаны с системой тектонических покровов, сложенных офиолитами, перекрыты ими и содержат отторженцы пород этих покровов. Брекчии вместе с вмещающими отложениями интенсивно переработаны тектонически.

Балканский хребет. На территории Старой Планины известна полоса глыбовых образований, которая имеет протяженность около 150 км при ширине 1—5 км [Начев и др., 1967]. Отложения этой зоны представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками, в которых заключены тела глыбовых брекчий и отдельные глыбы, блоки и пластины карбонатных, терригенных и глинистых пород триаса, юры и нижнего мела до валанжина включительно. Обломочный материал брекчий несортированный, неокатанный, расположен в матриксе без всякой видимой закономерности. Соотношение основной массы и глыбового материала непостоянно. Возраст толщ определен

на основании стратиграфического положения, возраста пород в обломках и собранных во вмещающих отложениях остатков ископаемой фауны как альб-нижнесеноманский [Кънчев, 1964].

Как можно видеть из приведенного описания, глыбовые толщи трех последних районов несомненно принадлежат классу микститов (наличие огромных масс грубообломочного несортированного и неокатанного материала, отсутствие стратификации и слоистости, незакономерное размещение составных частей, разнообразные типы пород и пр.). Более того, ряд признаков (стратиграфические и эрозионные контакты с подстилающими отложениями, структуры подводного оползания, захват подстилающих отложений в состав брекчий, само наличие грубокластического несортированного и неокатанного материала среди тонких песчано-глинистых осадков и т.д.) указывают на то, что обломочный материал претерпел перемещение в результате обвально-оползневых процессов, т.е. мы должны отнести микститы этих районов к микститам, перемещение обломочного материала которых связано с действием оползней и обвалов. Но каков же механизм происхождения кластического материала? Значительные объемы грубокластического материала, большая протяженность зон его накопления (200—250 км), конседиментационные покровы и гигантские блоки, приуроченность в современной структуре к зонам надвигов и покровов, следы интенсивной тектонической переработки пород платформенного облика, блоки которых слагают хаотические комплексы, приводят к выводу, что образование кластического материала в этих районах связано с тектонической дезинтеграцией пород и, следовательно, хаотические комплексы Пиренеев, Апеннин и (менее уверенно) Балканского хребта должны быть отнесены к категории тектоно-гравитационных микститов.

Сделанный выше вывод находит подтверждение и у геологов, изучавших хаотические толщи данных районов. Формирование глыбовых брекчий Апеннин связывается [Elter, Trevisan, 1973] с разрушением хр. Бракко, который образован системой тектонических покровов. Накопление микститов Пиренеев обусловлено [Debelmas, 1974] значительной тектонической активностью северопиренейской области в альб-сеноманское время.

Весьма вероятно присутствие в этих районах и гравитационных микститов, но на основании литературных данных уверенно диагностировать их невозможно, хотя для Апеннин они устанавливаются с полной очевидностью [Abbate et al., 1970].

Приведенный материал показывает, что в среднем мелу в Альпийской области происходило массовое образование тектоно-гравитационных ($\alpha\beta$) и гравитационных (β) микститов. Массовость выражена не только в большом числе местонахождений хаотических комплексов, но и в тех гигантских объемах, которые они имеют. Протяженность зон, в которых обнажены $\alpha\beta$ - и сопровождающие их β -микститы, очень велика. В Пиренеях брекчии протягиваются на расстояние порядка 250 км, на Балканах — 150 км, на Карпатах — около 200 км, на Малом Кавказе — на 150—200 км и т.д. Мощности этих комплексов также достигают нескольких сотен метров, а местами 1 км и более.

Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы среднего мела приурочены к выдержанному по времени этапу. От места к месту возраст и временной интервал образования микститов несколько меняются. В Румынских Карпатах формирование $\alpha\beta$ -микститов начинается в позднем апте и заканчивается в сеномане, в пределах Балканского хребта хаотические толщи накапливаются в альбе — нижнем сеномане, на Малом Кавказе — в сеномане—раннем коньяке, в Пиренеях — в альб-сеноманское время, в пределах Бетских Кордильер гравитационные микститы образуются с перерывами от альба до турона включительно. Но хотя и существует некоторый временной разброс в образовании микститов, все же практически во всех местах микститы формируются в пределах альбского и сеноманского веков, несколько сдвигаясь по времени в ту или иную сторону от этого репера.

Начиная с верхов сеномана, микститовые толщи в пределах Альпийской области развиты незначительно и известны только в нескольких регионах. В некоторых местах, как, например, на Малом Кавказе [Соколов, 1977], в Пиренеях [Debelmas, 1974] или в Бетской Кордильере образование микститов не заканчивается в сеномане, а продолжается вплоть до коньякского (Кавказ), туронского (Бетская Кордильера) или даже сантонского (Пиренеи) времени. В других регионах, в частности на территории Сливенских Балкан [Начев, 1977а], формирование микститов начинается в верхнем туроне и с перерывами продолжается до нижнего палеогена. Но расположены эти хаотические образования спорадически, возраст их в разных случаях неодинаков, и объединить их в один, достаточно узкий по времени интервал

не представляется возможным. Массовое развитие $\alpha\beta$ - и β -микститов происходит снова только в кампан-маастрихтское время.

Пространственно тектоно-гравитационные микститы среднего мела тяготеют главным образом к внутренним частям Альпийской области и к внутренним частям частных геосинклиналей. Характерно для них и сонахождение с тектоническими покровами, сформированными породами офиолитового комплекса, и с офиолитовым меланжем.

КАМПА-МАОСТРИХТСКИЕ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ

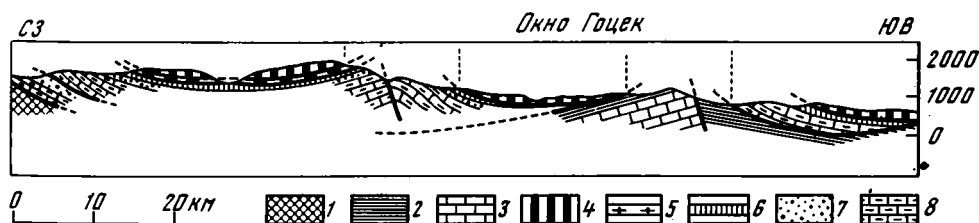
Микститы кампан-маастрихтского возраста известны в основном по южной периферии Альпийской складчатой области, в пределах ее центрального сегмента от о. Кипр на западе до хр. Загроса на востоке. Однако распространение хаотически построенных толщ этого возраста не ограничено пределами названного региона: они описаны и в других регионах — в Пьенинском утесовом поясе [Birkenmajer, 1963], в Омане [Wilson, 1969; Glennie et al., 1973], на Южном склоне Большого Кавказа [Леонов, 1971], возможно в Гималаях [Ганссер, 1967]. Не буду подробно описывать хаотические образования всех перечисленных регионов, так как строение глыбовых толщ и их структурная позиция во многом сходны с таковыми ранее описанных микститов. Приведу лишь несколько наиболее показательных примеров.

К и п р. На территории о. Кипр выделены [Тернер, 1976] три структурных элемента: автохтон, аллохтон и неавтохтон. Автохтонные образования представлены отложениями верхнего сенона (кампанский ярус). Нижние части разреза автохтона сложены различными вулканогенными магматическими породами основного состава, верхние — кремнистыми сланцами и граувакками. На отложениях автохтона тектонически залегают основные и ультраосновные породы, сменяющиеся кверху пестрой осадочной серией, представленной песчаниками, оолитовыми известняками, красными и зелеными радиоларитами, серыми плитчатыми известняками. Возраст пород автохтона — нижний — средний кампан, аллохтона — триас—юра—нижний мел.

Внутренняя структура покрова очень сложна. Осадочные породы смяты в сжатые, фетончатые, изоклинальные лежащие и извилистые складки; магматические породы брекчированы.

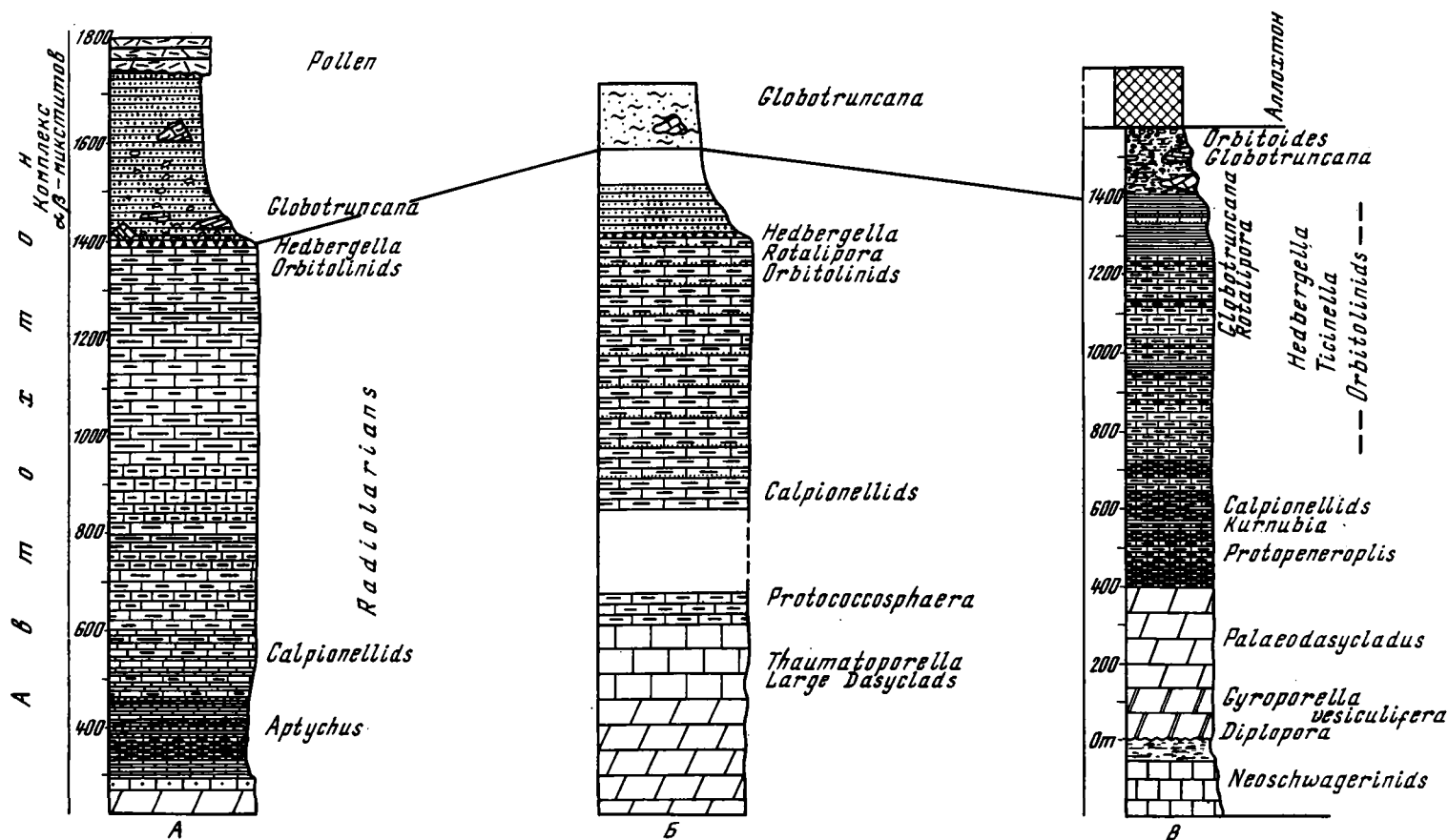
На породы тектонического покрова, а местами и на породы автохтона (туфограувакковую формацию Симу) с резким несогласием ложится "меланж Трипа". Он сложен красными монтмориллонитовыми глинами с беспорядочно расположенными в них обломками, глыбами и блоками пород группы Трипа и Азтос, которые формируют тектонический покров. Переходных горизонтов между "меланжем" и породами покрова не наблюдается. Мощность "меланжа" колеблется от 0 до 60 м. Перекрывает "меланж" отложениями формации Пейя маастрихтского возраста.

Можно видеть, что хотя У. Тернер и применяет в вышеописанном случае термин "меланж", речь идет, безусловно, о тектоно-гравитационных или гравитационных микститах, о чем свидетельствуют прежде всего осадочный матрикс и нормальный нижний контакт хаотических брекчий. У. Тернер подчеркивает, что формирование этих толщ связано с гравитационным скольжением материала, а возникновение материала — с дезинтеграцией пород аллохтонного массива, т.е. У. Тернер идет здесь фактически по тому же пути, что и мы, различая способы образования и способы перемещения грубокластического материала. И фактически, если верить У. Терне-



Р и с. 52. Строение Ликийских покровов в юго-западной Турции [Bernoulli et al., 1974, с. 45]

1 — породы основания и осадочного чехла Мендересского массива; автохтон: 2 — обломочные отложения миоцена, 3 — карбонатные отложения сеномана—зоцена; Ликийские покровы: 4 — покров перидотитов, 5 — кремнистые и метаморфические породы, 6 — покров диабазов, 7 — дикий флиш ($\alpha\beta$ -микститы), 8 — карбонатные отложения перми—зоцена



Р и с. 53. Положение тектоно-гравитационных микститов (формация Карабертлен) в пределах островов Эгейского моря и Тавра по Бернулли [Bernoulli et al., 1974]

А, В — район Койсегиза; Б — район о-ва Крит и других островов Эгейского моря; объяснения см. в тексте

ру (а оснований не верить ему у нас нет), "меланж Трипа", в нашем понимании, представляет тектоно-гравитационный микстит. Если это так, то можно дополнительно получить интересную информацию о покровной структуре района. "Меланж Трипа" залегает на тектоническом покрове и перекрыт вместе с покровом маастрихтскими отложениями. Тектоно-гравитационные микститы поверх покрова могли образоваться, вероятно, в том случае, если существовала еще одна аллохтонная пластина, разрушение которой и привело к формированию хаотических брекчий. В последующем она была уничтожена эрозией. Этот вывод в некоторой мере подтверждается и У. Тернером, который на основании присутствия в брекчиях основной массы с каолином и следов субаэрального выветривания пород формации Симу, подстилающих тектонический покров, считает, что становление покрова произошло в наземных условиях и что "меланж Трипа" образовался за счет массовой дезинтеграции аллохтонных пород, вскоре после становления покрова.

Время образования "меланжа Трипа" и становления тектонического покрова определено как позднекампанское на том основании, что они залегают на отложениях формации Симу среднего кампана и перекрыты осадками маастрихтского яруса, т.е. промежуток времени, в течение которого произошло становление покрова и образование тектоно-гравитационных микститов, чрезвычайно мал и приходится на границу кампана—маастрихта.

Острова Эгейского моря, Ликийский Тавр, Анталья, массив Битлис. Во всех этих районах, приуроченных к южному ограничению Альпийской складчатой области, наблюдаются толщи тектоно-гравитационных микститов, которые занимают сходную структурную позицию и имеют практически одинаковый облик. Знаниями по геологии этих районов мы обязаны исследованиям многочисленных геологов и прежде всего П. Грацианского [Graciansky, 1967, 1968, 1973; Bernoulli et al., 1974; Radelli, 1971; Monod et al., 1974].

Толщи глыбовых образований приурочены к системе тектонических покровов Анталья, Ликийских покровов и покровов, образованных внутренними кристаллическими массивами (массив Битлис).

В наиболее общем случае в описываемых районах можно выделить три группы пород: автохтон, промежуточный комплекс и аллохтон (рис. 52, 53). Автохтонные образования представлены карбонатными отложениями платформенного типа от сеномана до бурдигала включительно. Промежуточный комплекс представляет сложено построенный пакет тектонических чешуй и пластин, сложенный разнообразными породами от карбона до верхнего мела включительно. На образованиях промежуточного комплекса и местами на отложениях автохтона залегает тектонический покров перидотитов. Рассмотрим более подробно строение промежуточного комплекса и его соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями.

Промежуточный комплекс сложен тремя сериями горных пород. Нижние части разреза представлены терригенно-карбонатными морскими отложениями от карбона до сеномана включительно. Выше расположены толщи флиша сенона-маастрихтского возраста, верхняя часть которых сложена хаотическим комплексом "дикого флиша", представленного толщей пород так называемой формации Карабертлен. Это мощная толща, состоящая из мергельно-известковой или глинисто-песчаной основной массы, в которую погружены обломки, блоки и гигантские пластины (см. рис. 5) диабазов, радиоларитов, известняков и песчаников. Глыбы расположены хаотично, неокатаны, сортировка грубообломочного материала, внутренняя стратификация и слоистость отсутствуют. Вверх по разрезу отложения "дикого флиша" сменяются гигантской брекчий (мощность порядка 300 м), сложенной серпентинитовой или туфовой основной массой, в которой беспорядочно расположены обломки и гигантские пластины радиоларитов, базальтов, долеритов, ультраосновных и метаморфических пород. Брекчия и подстилающие образования "дикого флиша" интенсивно тектонизированы. Переход от отложений "дикого флиша" к тектонической брекчии постепенный, как пишет Грацианский, "прогрессивный". Он выражен в смене облика матрикса, который, будучи песчано-глинистым внизу, вверх по разрезу становится существенно туфовым или серпентинитовым. Но состав обломков в той и другой толще идентичен.

Образования автохтона и промежуточного комплекса тектонически перекрыты так называемым покровом перидотитов, а в ряде мест и более нижним покровом диабазов. Породы, слагающие эти покровы, заключены в виде обломков и глыб в подстилающих брекчиях и в толще "дикого флиша". Местами толщи хаотического строения аналогичного облика перекрыты и аллохтонными массами внутренних кристаллических массивов, в частности массивом Битлис.

Возраст хаотических брекчий "дикого флиша", на основании их залегания на фаунистически датированных отложениях сеномане—турона, находок в цементе хаотических брекчий орбитойдов и глоботрункан, а также запечатывания хаотических толщ и перекрывающих их покровов осадками маастрихтского возраста, определяется как кампан-маастрихтский.

Совершенно очевидно, что толщи "дикого флиша" и вышележащей гигантской брекчии относятся к классу микститов (массы несортированного и неокатанного грубокластического материала, гетероморфность и хаотический облик, отсутствие выраженной слоистости и стратификации внутри тел грубообломочных пород и пр.). Но "дикий флиш" и перекрывающая его брекчия отличаются друг от друга некоторыми признаками, составом матрикса (туфо-серпентинитовый в верхней брекчии и песчано-глинистый в "диком флише"), соотношением состава обломков и матрикса, наличием в "диком флише" вмещающих флишевых осадков и т.д. На основании ряда признаков авторы, изучающие этот район, относят верхние брекчии к категории меланжей, т.е., по нашей номенклатуре, к категории тектонических (а) микститов. Действительно, основные черты строения этого комплекса свидетельствуют о правильности такого утверждения: брекчии сформированы за счет тектонического дробления покрова перидотитов, расположенного выше, что подтверждается пространственной связью и идентичностью состава пород в брекчиях и в тектоническом покрове. Но две особенности строения и взаимоотношений "дикого флиша" и "меланжа" позволяют подметить интересную закономерность в их формировании. Первая особенность — отсутствие четко выраженного тектонического контакта на границе меланжа и дикого флиша. А мы говорили, что обязательный признак меланжей — нижний тектонический контакт. Вторая особенность заключается в том, что толщи "дикого флиша" образуют как бы покровы, имеющие большое площадное распространение, причем ни по простираению толщ, ни тем более вкрест простираения не происходит сколько-нибудь существенной фациальной изменчивости — состав и размерности обломков везде примерно одинаковы. Эти две особенности заставляют думать (и об этом уже говорилось в главе "Генезис..."), что формирование дикого флиша непосредственно связано с тектонической дезинтеграцией покрова. В процессе этой дезинтеграции происходит разрушение подошвенной части покрова и формирование тектонической брекчии — меланжа. В последующем грубокластический материал перемещается на незначительное расстояние и отлагается в виде грубокластических брекчий среди флишевых отложений. "Прогрессивный" контакт между "диким флишем" и меланжем и выдержанный на огромных пространствах состав дикого флиша свидетельствуют о непрерывном надвигании (накатывании) покрова на продукты своего разрушения. По существу контакт между меланжем и "диким флишем" тектонический, так как его возникновение связано с надвиганием покрова, и породы более древние налегают на молодые. Но выражен этот контакт не разрывом, а зоной, в пределах которой глыбовые брекчии с матриксом из осадочных пород сменяются брекчиями с матриксом тектонического происхождения.

Как свидетельствует все изложенное, "дикий флиш", формирование кластического материала которого связано с тектонической дезинтеграцией горных пород, несомненно принадлежит к категории тектоно-гравитационных (а β) микститов.

Таким образом, по южной окраине Альпийской складчатой области располагается полоса развития тектоно-гравитационных микститов кампан-маастрихтского возраста, которые протягиваются с незначительными перерывами на многие сотни и тысячи километров от островов Эгейского моря через западную и восточную Турцию до Омана [Wilson, 1969; Glennie et al., 1973]. Возможно, что и в пределах Гималаев в районе пика Киогар хаотические комплексы типа тектоно-гравитационных микститов имеют близкий возраст.

Начиная с дания—палеоцена и до среднего эоцена включительно микститы рассматриваемых типов (так же как и в туроне—сантоне) встречаются только в отдельных районах, и возраст их в различных местах оказывается неодинаковым. Естественно, что встречаются и разновозрастные микститы, но они единичны, отстоят далеко друг от друга и не образуют таких гигантских масс, как среднемиловые или кампан-маастрихтские. Хаотические комплексы этого временного промежутка известны, в частности, на Кавказе ("горизонт запутанного напластования" среднего эоцена Грузии, верхнемеловые—палеогеновые комплексы Дагестана), в Пиренеях (лютет) [Kieken, Winnock, 1973], палеоценовые микститы Динарид [Richter, 1973] и в некоторых других районах. Причем в этот интервал времени формируются главным образом гравитационные микститы. Наиболее массовое формирование тектоно-гравитационных микститов в Альпийской области приходится на поздний эоцен.

ВЕРХНЕЗОЦЕНОВЫЕ – НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСИТЫ

В верхнем эоцене—раннем олигоцене тектоно-гравитационные и гравитационные микситы распространены особенно широко. Их накопление происходило в основном в северной ветви Альпид и связано в большинстве районов с флишевой седиментацией. Позднезоценовые микситы — одни из самых молодых, и поэтому их первоначальное строение не так сильно затушено последующими тектоническими движениями, как у древних микситов, что позволяет получить при их изучении наиболее полную информацию об их строении и пространственно-временных закономерностях размещения.

Французские Альпы. Хаотические брекчии позднезоценового возраста описаны [Gigot, 1973; Gigot, Haccard, 1972] в районе третичного бассейна Валенсоль (Субальпийские цепи Французских Альп). Они приурочены к зоне надвига Динь-Барле (рис. 54, 55), северная часть которого проходит внутри субальпийских цепей, а южная отделяет мезозойские и третичные отложения субальпийских цепей от разновозрастных отложений Прованса. В области бассейна Валенсоль по этому надвику приведены в соприкосновение автохтонные молассовые и аллохтонные, преимущественно карбонатные отложения мезозоя. Молассовые отложения представлены в своей нижней части толщей красноцветных мергелей, песчаников и конгломератов (так называемая красная моласса), которые трансгрессивно залегают на различных горизонтах триаса, юры и верхнего мела. Среди отложений "красной молассы" находится комплекс пород, сложенный глыбовыми брекчиями и отдельными глыбами и блоками разнообразных пород, заключенных в красноцветную песчано-мергелистую массу.

Глыбовый комплекс развит в пределах двух узких полос, вытянутых на десятки километров. Одна полоса приурочена непосредственно к плоскости надвига, вторая субпараллельна простиранию разрыва и проходит на расстоянии 15–20 км к западу от первой. В западной полосе глыбовый комплекс залегает в основании отложений красной молассы, составляет часть ее разреза и перекрыт континентальными отложениями более высоких горизонтов молассового комплекса, выше которых следуют морская миоценовая моласса и мио-плиоценовые конгломераты Валенсоль. Глыбовый комплекс представлен мощными горизонтами хаотических брекчий, конгломератов, а также отдельных блоков из обломков пород верхнего мела, заключенных в песчано-глинисто-карбонатный матрикс. Мощность прослоев глыбовых брекчий — до 20–30 м; размер отдельных блоков меловых пород достигает сотен метров, иногда до 1 км при толщине пластин в 40–50 м. Общая мощность комплекса — от 200 м до 1 км. Пластины, как правило, расположены в соответствии с напластованием пород вмещающей массы. Строение брекчий аналогично строению таковых в восточной полосе.

Восточная полоса распространения глыбового комплекса расположена непосредственно в зоне надвига Динь-Барле между автохтонной толщей конгломератов Валенсоль и аллохтонной серией пород триаса и лейаса. Зона надвига сложена тектонически переработанными породами различного возраста и состава, которые залегают в виде тектонических чешуй и блоков, надвинутых одни на другие с востока на запад. Чешуи обычно имеют линзовидную форму и отделены одна от другой разломами. Возрастной набор пород, слагающих чешуи, разнообразен. В строении некоторых из них принимают участие породы большого стратиграфического диапозона (юра—верхний мел), другие сформированы отложениями узкого стратиграфического интервала. Выделено три группы чешуй: нижняя (С), представленная породами оксфордского яруса; средняя (D), сложенная глыбовым комплексом, и верхняя (Е), в состав которой входят чешуи из пород юры—нижнего мела. Группы С и Е — это система чешуй тектонического происхождения, возникновение которой связано с развитием надвига. Группа D включает, кроме серии чисто тектонических элементов, и хаотический комплекс иного происхождения. Это красноцветные отложения: мергели, песчаники, конгломераты, среди которых расположены включения пластов и линз глыбовых брекчий, а также отдельные пластины и блоки различных карбонатных пород. Брекчии моно- и полигенные, они сложены угловатыми обломками и глыбами известняков верхней юры и нижнего мела. Величина блоков достигает 10–30 м, в отдельных случаях 50–80 м в поперечнике. Сортировка и окатанность материала в основном отсутствуют. Цементом служат красные мергели и мергелистые известняки. Блоки, заключенные среди красноцветных песчано-глинистых образований, имеют конседиментационную природу, что

доказывается присутствием среди брекчий и конгломератов мелких обломков тех же пород, что и в крупных отдельных блоках, стратиграфическими контактами блоков с вмещающими толщами и их положением внутри нормально-осадочных пород.

Идентичность состава и строения красноцветных отложений и включений глыбового материала в западной и восточной зонах, их состав, морфология осадка, красноцветный цемент, присутствие глыбового материала позволяют считать, что в обоих случаях мы имеем дело с одной и той же толщей пород, только на востоке переработанной тектоническими движениями [Gigot, 1973; Gigot, Haccard, 1972]. Таким образом, в районе надвига Динь-Барле развит комплекс хаотических глыбовых брекчий, особенности строения которого (наличие матрикса и включений, хаотичность, несортированность и неокатанность обломков, наличие осадочных вмещающих отложений) позволяют считать комплекс глыбовых брекчий типичными микститами, а значительные протяженность и мощность, аллотигенный обломочный материал, тектоническая переработка и приуроченность к зоне молодого надвига свидетельствуют о том, что это $\alpha\beta$ -микститы, формирование обломочного материала которых произошло в результате тектонической дезинтеграции пород в теле надвига или тектонического покрова. К такому выводу, основываясь на косвенных соображениях, пришли и французские ученые, изучающие эти образования.

Возраст "красной молассы", в нижней части которой расположены тектоно-гравитационные микститы, определен на основании ископаемой фауны гастропод и харовых водорослей (*Tectochara* sp., *Harrisichara* Grambast, *Harrisichara* cf. *tuberculata* (Lyl) Grambast, *Harrisichara* du groupe *H. vasiformis* (Reid et Groves) Grambast) как позднэоценовый—возможно, раннеолигоценовый, что подтверждается и расположением красной молассы ниже морских отложений миоцена.

Швейцарские Альпы. Основные сведения о глыбовых хаотических комплексах этого района содержатся в работах немецких, швейцарских и французских геологов [Beck, 1911; Bentz, 1948; Geiger, 1956; Gigon, 1952; Heim, 1921; Kraus, 1932, 1951; Lugeon, 1916; Soder, 1949; Schardt, 1898a,b; Tercier, 1934, 1947], данные которых и будут использованы при описании. В связи с тем, что детальное описание глыбовых толщ Швейцарских Альп и разбор представлений об их строении, структурной позиции и генезисе приведены в специальной работе [Леонов, 1975], здесь я буду излагать уже обобщенный материал и только в тех аспектах, которые необходимы для данного исследования.

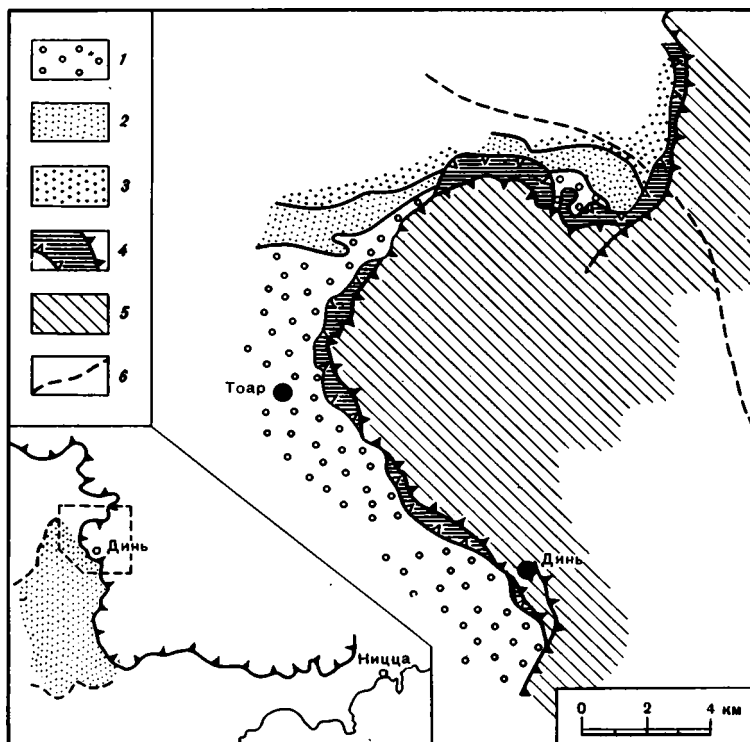
Глыбовые образования, названные Ф. Кауфманом "диким флишем", приурочены к Ультрагельветским покровам (рис. 56) и протягиваются вдоль внешнего края Альпийского складчатого сооружения на расстояние более чем 200 км от Женевского озера до Австрийских Альп, занимая промежуточное положение между зоной альпийских моласс и более южными тектоническими элементами Альп. Толщи "дикого флиша" находятся в аллохтонном залегании и перекрывают автохтонные образования мезозоя—палеогена и альпийской молассы. В свою очередь они перекрыты Гельветскими покровами и покровом Клиппов (рис. 57), который входит в систему покровов Средних Предальп [Трюмпи, 1965; Furrer, 1949]. Ширина выходов комплекса то достигает десятков километров, то сокращается до нескольких сотен метров.

Наиболее отчетливо выявляются черты внутреннего строения этого комплекса отложений и его взаимоотношения с окружающими образованиями в зоне Хабкерн (рис. 58). Зона Хабкерн (а следовательно, и интересующие нас глыбовые толщи) на северо-западе ограничена пологим разрывом, по поверхности которого осадочные породы надвинуты на мезозойские и палеогеновые образования гельветского элемента Шраттанфлю—Пилатус. С юга зона Хабкерн ограничена надвинутой на нее аллохтонной массой покрова Друзберг—Вильдхорн, в строении которой принимают участие отложения от юры до верхнего эоцена включительно.

Внутренняя структура зоны характеризуется сложным чешуйчатым строением. Помимо нескольких тектонических чешуй, в зоне развития дикого флиша выделяются останцы покрова Клиппов и тектонический покров Шлирового флиша, который залегает на верхнеэоценовых отложениях и сложен породами верхнего мела—палеоцена.

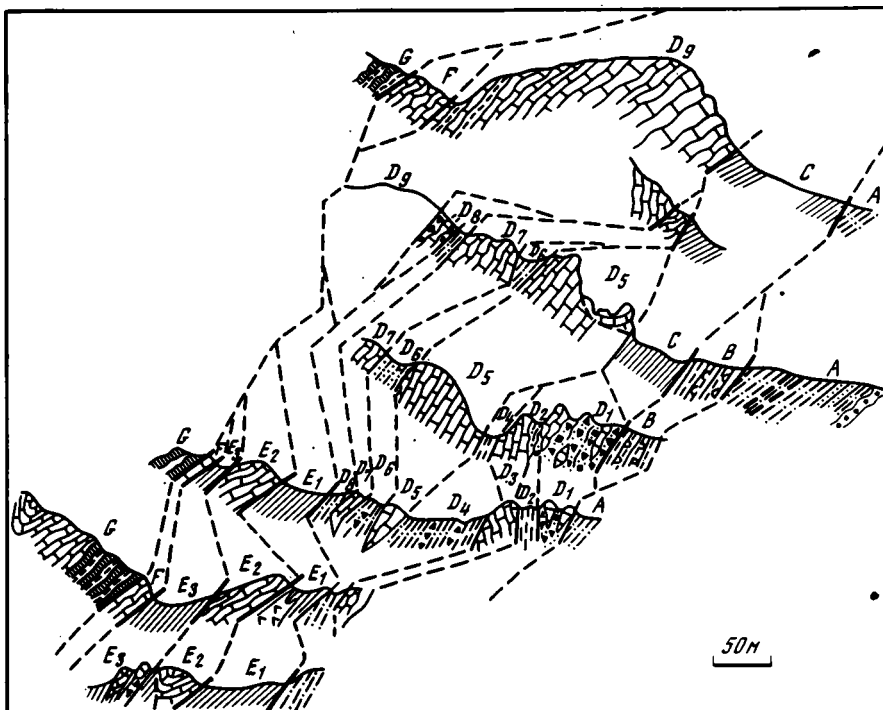
Дикий флиш зоны Хабкерн представляет сложно построенный полифациальный комплекс пород, в котором выделены флиш базальной чешуи, флиш с пакетами слоев Лаймерн, собственно дикий флиш и флиш основания Клиппов.

Все выделенные разновидности флиша, являющиеся по существу тектоническими чешуями, надвинутыми одна на другую в северном направлении, весьма сход-

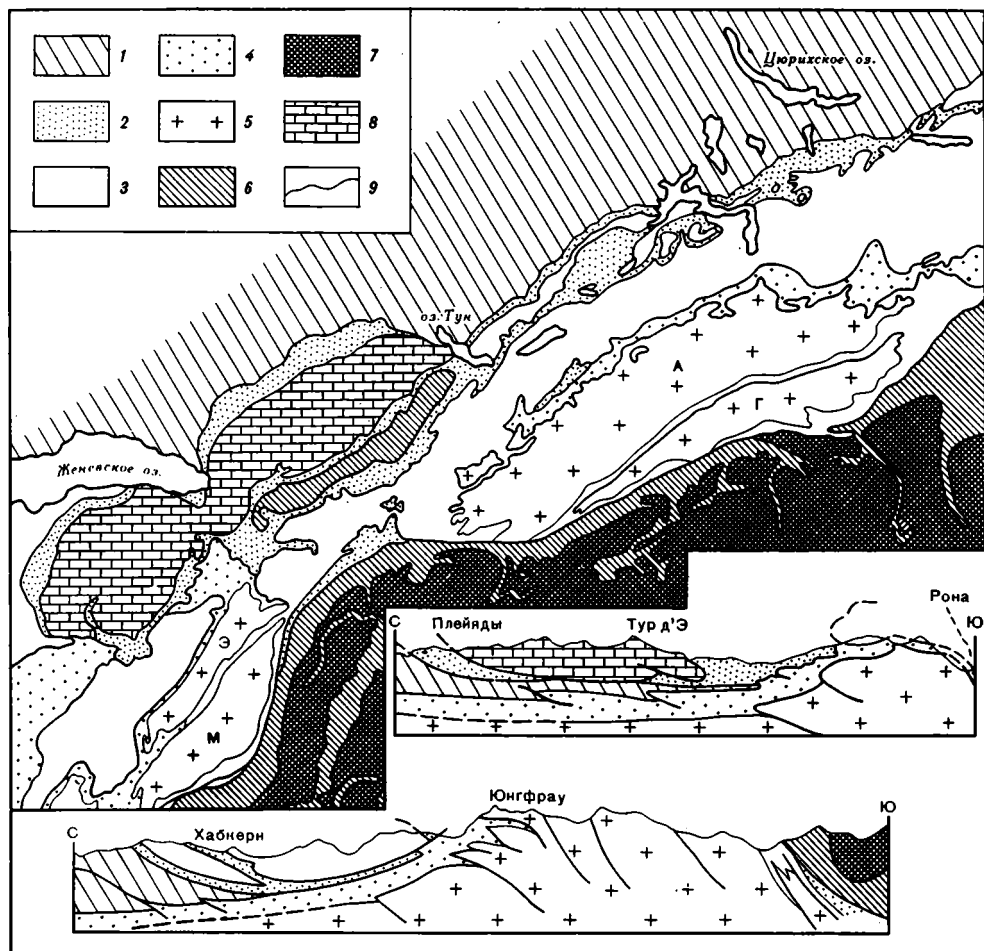


Р и с. 54. Зона надвига Динь—Барле [Gigot, Haccard, 1972, с. 11]

1 — конгломераты Валенсоль; 2 — морская моласса; 3 — красная моласса (верхний эоцен—нижний олигоцен); 4 — зона тектонических чешуй и глыбовых брекчий; 5 — аллохтонная серия триасовых и нижнеюрских пород; 6 — юго-западная граница зоны возможного происхождения глыбовых образований



Р и с. 55. Профили через зону тектонических чешуй и брекчий в зоне надвига Динь—Барле; объяснения см. в тексте [Gigot, Haccard, 1972, с. 14]



Р и с. 56. Тектоническая схема северной части Швейцарских Альп (на основе "Carte géologique de la Suisse" [1951])

1 — молассовая зона; 2 — Ультрагельветские покровы (включающие дикий флиш); 3 — Гельветские покровы; 4 — автохтонный и параавтохтонный чехол герцинских массивов; 5 — кристаллические ядра герцинских массивов (А — Аарский, Г — Готтардский, Э — Эгюй-Руж, М — Мон-Блан). Пеннинские покровы: 6 — породы чехла, 7, — породы кристаллического основания; 8 — покровы Предальп; 9 — границы покровов

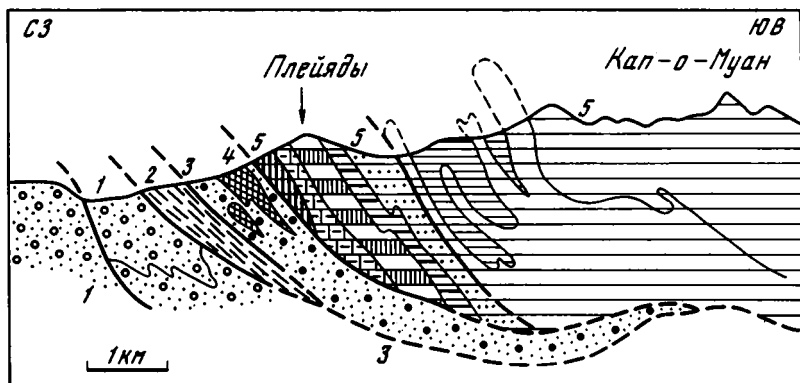
ны и отличаются одни от других только преимущественным развитием какого-либо типа пород в обломках и положением в тектонической структуре зоны. Большинство геологов, изучающих дикий флиш Швейцарских Альп, считает, что все эти отложения представляют части единого комплекса пород, образование которого происходило в одном седиментационном бассейне [Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; Bentz, 1948]. Детально изучив данные по составу, строению и положению в общей структуре, я пришел к тому же мнению [Леонов, 1975].

Дикий флиш зоны Хабкерн — гетерогенное образование, в котором можно выделить основную массу и включения.

Основная масса состоит из сланцеватых мергелей, темных, реже светлых, пятнистых и зеленоватых, местами превращенных в мергелистые сланцы. Мергели песчаные, содержат многочисленные линзы и прослои алевролитов и разнозернистых песчаников, темных известняков с радиолариями и глобигериновых сланцев.

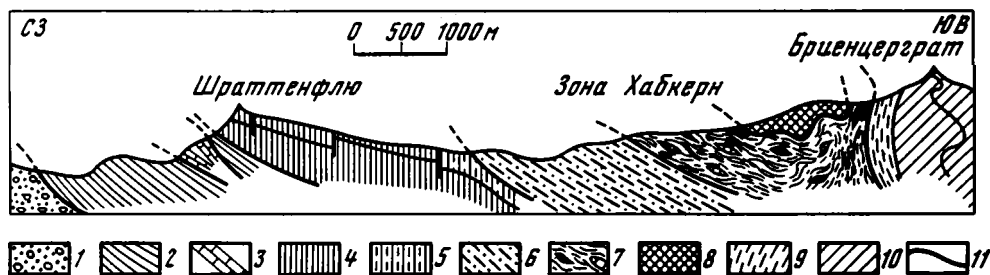
Включения присутствуют в виде как отдельных обломков, глыб и блоков, так и компонентов полигенных брекчий и конгломератов, прослои, линзы и горизонты которых в изобилии встречаются в толще дикого флиша.

Глыбы и обломки представлены кристаллическими и осадочными породами. Среди кристаллических пород выделяются граниты Хабкерн, светлые биотитовые граниты, зеленые щелочные граниты, гнейсы, кварцевые порфиры, хлоритовые и слю-



Р и с. 57. Геологический профиль краевой зоны Предальп западнее р. Роны [Трюмпи, 1965]

1 — альпийская моласса; 2 — краевой субальпийский флиш; 3 — собственно дикий флиш; 4 — пластины верхнемеловых пород в диком флише; 5 — различные горизонты юрских и меловых пород покрова Срединных Предальп. Верхнеэоценовый дикий флиш залегает в пограничной зоне между альпийской молассой и более южными элементами покрова Срединных Предальп, тесно связан с близкими морфологически и тождественными по возрасту отложениями краевого субальпийского флиша



Р и с. 58. Схематический поперечный профиль через муьду Хабкерна в районе г. Зеренберга [Furger, 1949; Soder, 1949]

1 — альпийская моласса; 2 — краевой субальпийский флиш (приабон); 3 — тектонический блок известняков; краевой гельветский элемент Шраттенфлю—Питаус; 4 — юра—мел, 5 — верхний эоцен; зона Хабкерна: 6 — Зюдельбахская серия (флиш базальной чешуи) — приабон, 7 — собственно дикий флиш—приабон, 8 — шлировый флиш — верхний мел—нижний эоцен; гельветский покров Друзберг—Вильдхорн: 9 — эоцен, 10 — юра—мел, 11 — надвиги

дистые сланцы и др. Наиболее многочисленны граниты Хабкерна. Разнообразны и осадочные породы — это прежде всего обломки и глыбы пород слоев Лаймерн, известняки средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, триасовые доломиты, эоценовые известняки с нуммулитами, зеленые песчаники лютетского яруса, ойлкварциты и сланцы. Размеры обломков колеблются в широких пределах — от первых сантиметров до метров и многих десятков метров в поперечнике. Пакеты слоев Лаймерн часто достигают в длину многих сотен метров и могут быть выделены картографически. Один из гранитных блоков имеет объем 13000 м³ [Трюмпи, 1965]. Окатанность обломков разнообразна, но неокатанные обломки встречаются чаще. В пластах же конгломератов можно видеть прекрасно окатанные гальки.

Прослои и горизонты брекчий и конгломератов представлены моногенными разностями, т.е. состоящими из обломков какой-либо одной породы (например, гранитные брекчии), или полигенными, сложенными обломками пород различного происхождения. Конгломераты имеют песчаный цемент, брекчии — известковистый или известково-песчаный. Сортировка обломков отсутствует; в брекчиях резко преобладают угловатые, остроугольные обломки и встречаются тектонически переработанные, разлинзованные лоскуты мергелей, известняков и аллоеролитов. Иногда внутри пластов брекчий залегают блоки хорошо сцементированных, по-видимому, более древних, чем брекчии, конгломератов. Конгломераты находятся в подчиненном по сравнению с брекчиями положении.

Толщи дикого флиша интенсивно переработаны тектонически. Тектоническая переработка выражена в большом числе тектонических чешуй и зеркал скольжения, 9. Зак. 1900

интенсивной складчатости, сильной расщепленности основной массы. Прослои песчаников, алевролитов и известняков будинированы, растащены и разлинзованы, изогнуты и искривлены. Иногда степень тектонической переработки столь велика, что невозможно отличить раздробленные и тектонически окатанные обрывки пластов вмещающей флишевой массы от чуждых обломков и блоков, включенных во флиш. Толщи дикого флиша в настоящее время представляют тектоническую смесь и везде имеют с окружающими образованиями тектонические контакты.

Как уже говорилось, распространение толщ дикого флиша не ограничивается рамками зоны Хабкерн. В аналогичных фациях дикий флиш протягивается в составе Ультрагельветских покровов вдоль фронта Альп, занимая строгую позицию в пограничной полосе между образованиями альпийской молассы на севере и гельветскими покровами и покровом Средних Предальп на юге (см. рис. 57). В распределении грубообломочного материала по простиранию толщ дикого флиша какой-либо закономерности не наблюдается. Вкрест простирания, напротив, изменение фациального состава видно достаточно четко: в южных частях происходит обогащение грубообломочным материалом, причем заметно и большее его разнообразие; при движении к северу объемы грубого материала делаются все более незначительными, состав его становится более однообразным и, наконец, в самых северных фациях отложений верхнего эоцена грубый материал практически отсутствует.

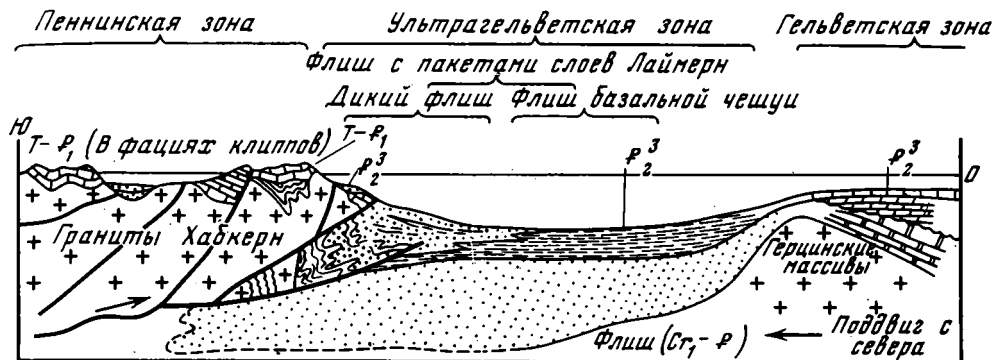
Возраст толщ дикого флиша на основании сборов многочисленных остатков фораминифер и нуммулитов *Heterostegina cf. helvetica* Kaufmann, *Linderina cf. paronia* Osimo, *Halkyarida minia* Liebus, *Eodictyoceras* Iole Bermuden, *Nummulites fabianii* Prev. и др. [Soder, 1949; Gigon, 1952; Geiger, 1956; Bentz, 1948] определен как позднеэоценовый (тяготеющий к верхней части верхнего эоцена).

Как можно видеть из описания, дикий флиш Швейцарских Альп обладает полным набором признаков микститов: значительные объемы неокатанного грубоклас- тического материала, разнородные составляющие (матрикс и включения), хаотический облик (незакономерное расположение обломков и непостоянство соотношения объемов матрикса и включений), присутствие обломков разнородных горных пород (магматических, осадочных, метаморфических).

Однообразный мергелисто-глинистый состав отложений и присутствие прослоев известняков с радиоляриями и пелагическими фораминиферами указывают на то, что вмещающие отложения накапливались на довольно значительных глубинах в условиях открытого морского бассейна и в удалении от берега [Hsü, 1960], во всяком случае за пределами шельфа. По поводу попадания в эти осадки грубообломочного материала существуют различные мнения, рассмотрение которых приведено в специальной работе [Леонов, 1975]. Большинство исследователей, учитывая особенности строения и состава основной массы и включений, а также их взаимоотношения, пришли к выводу, что подавляющая часть глыб и блоков составляет продукты обрушения и оползания подводной и надводной части крутого уступа или кордильеры. Блоки, глыбы и пакеты различных пород после обрушения частично оставались на мелководье, перерабатывались, образуя толщи конгломератов и брекчий, частично сползали в глубь флишевого бассейна по илистому осадку и вновь перекрывались непрерывно осаждающимся илом [Жинью, 1952; Трюмпи, 1965; Gagnepain, 1917; Lugeon, 1916; Soder, 1949; Cadisch, 1953]. Существование крутого уступа подтверждается огромным размером глыб, отсутствием сортировки материала и незначительным перемещением его в зоне мелководья, о чем говорит плохая окатанность обломков или полное ее отсутствие.

Большинство исследователей [Леонов, 1975; Beck, 1911; Gigon 1952; Kraus, 1932, 1951; Sujkowski, 1957], занимающихся изучением дикого флиша Швейцарских Альп, связывают образование грубообломочного материала с разрушением фронтальных частей надвигающихся на флишевое море покровов, что подтверждается перемещением флишевого бассейна с течением времени по направлению к внешней стороне Альп [Трюмпи, 1965], большим количеством глыб в олигостромах и обломков различных пород в фациях налегающего на дикий флиш покрова Клиппов [Schardt, 1898a,b; Beck, 1911; Gigon, 1952; Geiger, 1956], перекрытием толщ дикого флиша покровами более древних отложений, последующей интенсивной тектонической переработкой, гораздо более сильной, чем в других флишевых единицах, а также совпадением времени образования толщ дикого флиша со временем значительных шарьяжных перемещений Ультрагельветской фазы [Трюмпи, 1965, 1976; Brückner, 1956].

Дикий флиш связан с Ультрагельветскими покровами. Осадки, формирующие эти покровы, отлагались в бассейне, который располагался к югу от герцинских мас-



Р и с. 59. Схематический палеогеографический профиль через верхнеэоценовый бассейн Швейцарских Альп (использованы представления М. Жинью, Е. Крауса, К. Сю) в интерпретации автора (масштабы не выдержаны)

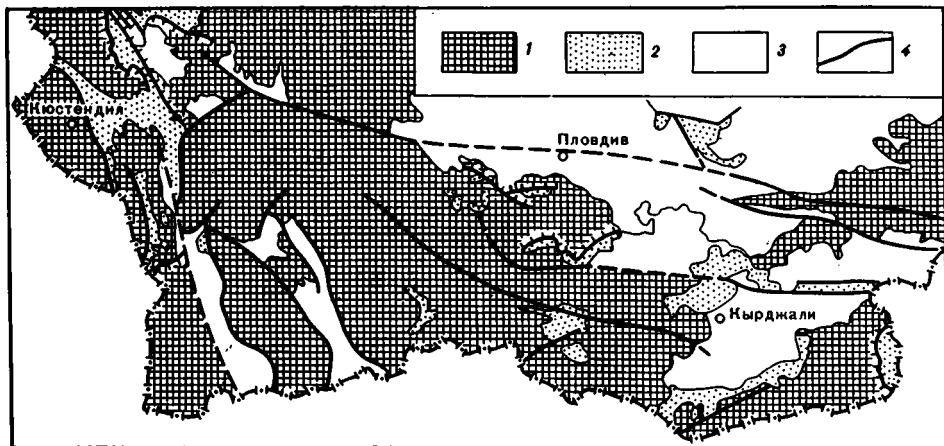
сиров, в области, ныне перекрытой Пьенинскими покровами [Hsü, 1960]. В южной части этого бассейна существовал барьер, образованный надвигающимися с юга покровами, за счет разрушения которых и образовался дикий флиш. Исходя из состава обломков, нужно считать, что основание этого покрова состояло из гранитов Хабкерн и различных метаморфических сланцев. Осадочный чехол (во всяком случае, лобовая часть уступа) был представлен главным образом породами типа "Couches rouges"¹ и в меньшей степени другими типами пород [Gigon, 1952]. Порог, сформированный пакетом тектонических покровов, развивался из Суббриансонской и Бриансонской зон, которые представляли относительно приподнятый элемент на границе Ультрагельветской и Валисской зон на севере и эвгеосинклинальной Пьемонтской зоны на юге. Это подтверждается наличием в диком флише отторженцев чехла Бриансонской и Суббриансонской зон (породы покровов Срединных Предальп, в том числе покрова Клиппов, образовались именно в этих зонах) [Трюмпи, 1965]. Присутствие же в диком флише элементов Австро-Альпийских покровов [Бубнов, 1960; Bubnoff, 1921; Tercier, 1928a,b; Kraus, 1932; Cadisch, 1953] свидетельствует о том, что к времени образования дикого флиша нижние Пеннинские и Нижневосточноальпийские покровы значительно сдвинулись к северу и примыкали прямо к Ультрагельветскому бассейну [Cadisch, 1953]. Палеогеографический профиль через бассейн накопления флиша с олистостромами с учетом всего сказанного выше, а также представлений различных авторов изображен на рис. 59.

Итак, на территории Швейцарских Альп развит мощный комплекс микститов, которые, судя по имеющимся данным, можно с уверенностью отнести к категории тектоно-гравитационных, так как они обладают набором признаков именно этой категории. Наиболее существенные из них следующие: значительная протяженность и выдержанность строения и состава по простиранию; огромные объемы грубообломочного материала; конседиментационные покровы; интенсивная тектоническая переработка комплекса; брекчированные, раздробленные обломки; пространственная связь с более молодыми надвигами.

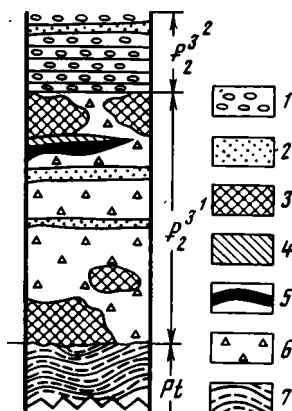
Тем не менее очевидно, что комплекс хаотических образований включает и гравитационные микститы, к которым нужно, вероятно, отнести переотложенные шельфовые конгломераты и отдельные небольшие тела, сложенные перемывами, разорванными и изогнутыми обрывками пластов верхнеэоценового флиша.

Комплекс тектоно-гравитационных и гравитационных микститов Швейцарских Альп образует наиболее верхние горизонты флишевого комплекса Ультрагельветской зоны. Флишевая седиментация в постэоценовое время сохраняется только в самой внешней автохтонной зоне Альп, и то лишь до конца олигоцена [Трюмпи, 1965]. Практически одновременно с образованием микститовых толщ и сразу же вслед за ним происходят надвиговые движения ультрагельветской фазы (прэдний приабон), во время которой покровы перемещаются с юга до среднего гельвети-

¹ Как считают геологи, занимающиеся изучением Альп, толща типа "Couches rouges", образование которой шло в Бриансонской и Суббриансонской зонах, образует фациальный аналог слоев Лаймерн и образовалась с ними в одном бассейне; блоки слоев Лаймерн заключены в толще микститов.



Р и с. 60. Схема расположения отложений верхнего эоцена на территории Родопского массива и в зоне Крайштид
1 — доверхнеэоценовые отложения; 2 — отложения верхнего эоцена; 3 — олигоцен-четвертичные отложения; 4 — основные разломы



Р и с. 61. Обобщенный профиль первого горизонта верхнего эоцена южнее г. Крумовград, Восточные Родопы [Вълков, 1976]

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — крупные блоки метаморфических пород; 4 — аргиллиты; 5 — угли; 6 — конгломерато-брекчий; 7 — докембрийские метаморфические породы

кума, и флишевая седиментация в Ультрагельветской зоне прекращается. С олигоцена начинается качественно новый этап — молассовый, — который характеризуется совершенно иным типом осадконакопления и стилем тектонических движений [Жиньо, 1952; Трюмпи, 1965].

Родопский массив, Крайштиды (рис. 60). На территории Восточных Родоп [Боянов, Маврудчиев, 1961; Белмустаков, 1968; Вълков, 1967] верхнеэоценовые отложения залегают в понижениях грабенных, ограниченных, как правило, разломами типа нормальных сбросов, и подразделяются на четыре литологически различных горизонта: конгломерато-брекчий, флишеподобный, известняков и глыбовых брекчий, туфобрекчий и туфов.

Горизонт конгломерато-брекчий (рис. 61) залегает несогласно и трансгрессивно на различных сериях метаморфических пород фундамента Родопского кристаллического массива. В большинстве мест граница между докембрийским фундаментом и породами верхнего эоцена тектоническая. Горизонт конгломерато-брекчий выполняет обычно только центральную часть грабенов и имеет ограниченное распространение. Он представлен брекчиями и конгломерато-брекчиями с прослоями конгломератов, песчаников, аргиллитов и с мелкими линзочками угля. Цемент конгломератов и конгломерато-брекчий глинисто-песчаный, реже известковисто-песчаный. Размер глыб и обломков колеблется от первых сантиметров до нескольких метров в поперечнике, иногда достигая размера огромных блоков до 200–300 м³. Сортировка обломочного материала практически отсутствует. Форма обломков неправильная, угловатая, обломки брекчированы, раздроблены. Блоки часто как бы плавают в основной песчано-глинистой массе, но в целом объем основной массы в сравнении с объемом глыбового материала незначителен. Обломки представлены различными метаморфическими породами: биотитовыми и мусковитовыми гнейсами, мраморами, известняковыми сланцами, амфиболитами, различными гранитами и разнообразными вулканогенными породами. Состав обломков и глыб аналогичен составу расположенных поблизости метаморфических пород кристаллического массива, но встре-

чаются и обломки пород, неизвестные сейчас *in situ* [Боянов, Маврудчиев, 1961]. Мощность горизонта конгломерато-брекчий сильно варьирует, изменяясь от 30—40 до 300—350 м.

Флишеподобный горизонт вверх по разрезу совершенно согласно сменяет горизонт конгломерато-брекчий, но распространен он более широко, так как трансгрессивно перекрывает также различные горизонты метаморфических пород массива. Данный горизонт сложен конгломератами, песчаниками, мергелями, песчанистыми известняками и аргиллитами с тонкими редкими прослоями углей. В ряде мест толща имеет типичный флишевый облик. Мощность достигает 750—800 м.

Горизонт известняков имеет ограниченное распространение и нормально перекрывает флишеподобный горизонт. Он сформирован органогенными, местами рифовыми известняками. Известняки ложатся как на подстилающий флишевый горизонт, так и на породы цоколя массива.

Вулканогенно-осадочный горизонт трансгрессивно залегает на предыдущих, а в некоторых местах выплескивается на гранитно-метаморфический фундамент. Базальные слои представлены грубообломочными брекчиями и конгломератами с гигантскими глыбами метаморфических пород величиной до 100—200, реже 400—500 м³ и более. Обломки сцементированы песчано-глинистым веществом. Состав брекчий меняется от места к месту: то они состоят только из обломков кристаллических сланцев, то в них присутствуют обломки и других типов пород. В брекчиях также отмечены единичные лапилли и вулканические бомбы из пород андезитового состава. По своему облику брекчии данного комплекса сходны с таковыми первого горизонта. Мощность их — 100—200 м. Выше постепенно, но достаточно быстро нижний комплекс брекчий сменяется серией песчаников, мергелей, туффов, туфов и известняков, имеющей флишеидный облик. В самых верхних частях разреза резко преобладает туфогенный материал с участием андезитовых лав.

Во всех горизонтах собрана богатая фауна нуммулитов и фораминифер, совершенно определенно указывающая на верхнеэоценовый возраст отложений, и среди них такие типично верхнеэоценовые формы, как *Nummulites fabianii* Prov., *N. incassatus* de la Harpe. Вверх по разрезу верхнеэоценовые отложения постепенно сменяются вулканогенными толщами нижнего олигоцена.

Данные по дислоцированности описанных толщ в работах по верхнему эоцену практически отсутствуют, однако анализ картографического материала показывает, что залегание толщ верхнего эоцена достаточно спокойное, но осложнено пологими складками с углами падения на крыльях до 10—40°, реже до 50—60°. Количество же разломных нарушений весьма велико. Разломы представлены нарушениями типа сбросов, реже взбросов, надвигов и сдвигов.

Аналогичные образования развиты также и в западной части Болгарии, в области Крайштин, где отложения верхнего эоцена выполняют ряд грабенообразных структур. В частности, в районе г. Кюстендилово известно несколько подобных структур: Ветренский, Тишаново-Цырварицкий и Пиянецкий грабены, верхнеэоценовые отложения которых подразделяются на при свиты [Московски, Шопов, 1965].

	Мощность, м
1. Ветренская песчаниковая свита, составляющая основание разреза верхнего эоцена, представлена полимиктовыми песчаниками, мергелями, дацитовыми туфами	80
2. Пиянецкая "олистостромовая" свита залегает или на породах ветренской свиты, или прямо на более древних породах основания. Она сложена толщей брекчий и конгломерато-брекчий из обломков различных метаморфических сланцев, известняков триасового возраста и других пород. Состав обломков меняется от места к месту, размер их в поперечнике колеблется от нескольких сантиметров до 5—10 м и более. Глыбовый материал резко преобладает по объему над вмещающей массой. Цемент глинисто-железистый в полигенных брекчиях и глинисто-карбонатный в известняковых. Пачки брекчий разного состава замещают друг друга и в разрезе, и в латеральном направлении. Мощность пачек подвержена сильным колебаниям. от 30—50 до 200—250	
3. Пиянецкая флишеподобная свита венчает разрез верхнеэоценовых отложений и имеет самое широкое распространение. Свита сложена чередующимися друг с другом полимиктовыми песчаниками и алевролитами при подчиненном количестве конгломератов, туфов и известняков	около 1000

Возраст вышеописанных свит определяется на основании находок фауны в верхней свите, в основании которой были собраны *Nummulites fabianii* Prev., *N. budensis* Hantken, *N. pulchelus* v. Hantken, свидетельствующие о верхнеэоценовом возрасте; в более же высоких горизонтах найдена фауна, характерная для пограничных слоев верхнего эоцена — олигоцена и олигоцена [Московски, Шопов, 1965]. По аналогии с более восточными районами, а также учитывая постепенный переход от флишепо

добной свиты к подстилающим образованиям песчаниковой и "олистостромовой" свит, возраст свит также считается верхнеэоценовым.

Из описания разрезов можно видеть, что основная черта верхнеэоценовых отложений, развитых в Восточных Родопах и Крайштидах, — развитие нормальных песчано-глинистых и карбонатных осадков, имеющих часто, особенно в верхних частях разреза, флишoidalный облик. Среди них расположены мощные горизонты глыбовых конгломератов, конгломерато-брекчий и брекчий. Обломки и глыбы в брекчиях совершенно не отсортированы, их размер колеблется от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике. Большинство глыб не окатано. Большие блоки как бы плавают в песчано-глинистой основной массе. Переход от пластов брекчий к подстилающим и перекрывающим образованиям иногда резкий, иногда постепенный, но всегда достаточно быстрый. Состав пород в блоках и обломках, как правило, идентичен составу гранитно-метаморфического фундамента и его осадочного чехла: это прежде всего различные метаморфические сланцы, граниты, диориты, известняки и песчаники триасового возраста и другие типы пород.

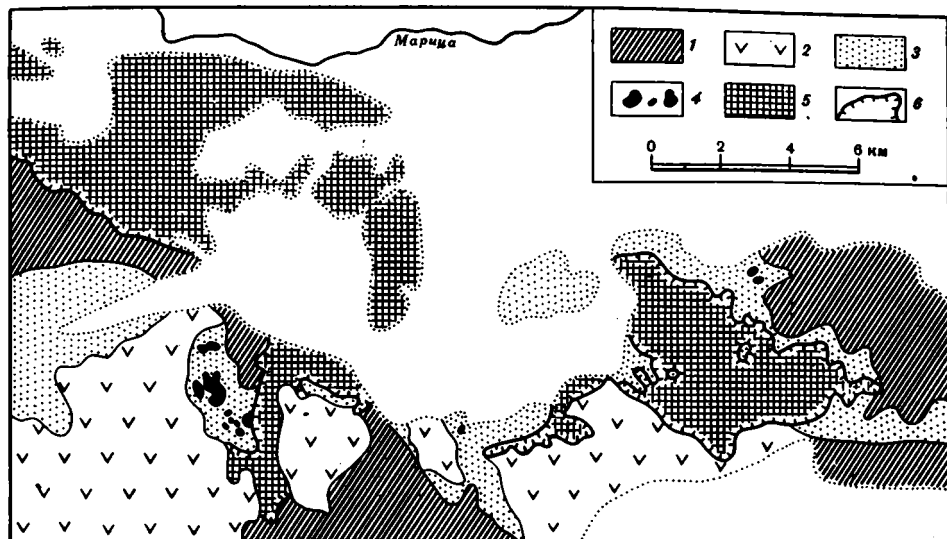
Толщи пород верхнего эоцена, аналогичные описанным, помимо западных и восточных окраин, распространены в промежуточных районах как центральной части массива, так и его северной периферии, где они выступают в виде отдельных небольших пятен, которые представляют остатки некогда, вероятно, единой зоны их развития [Бошев и др., 1965], переработанной впоследствии тектоническими движениями.

По строению глыбовые толщи Болгарии относятся к классу микститов. Очевидно также, что они принадлежат категории или гравитационных или тектоно-гравитационных микститов. Все болгарские геологи, изучающие верхнеэоценовые хаотические комплексы [Боянов, Маврудчиев, 1961; Боянов и др., 1963; Вълков, 1967; Московски, Шопов, 1965], связывают возникновение грубообломочного материала в отложениях верхнего эоцена с обвално-оползевыми процессами, развивающимися конседиментационно в бортовых частях грабенов. Сами же грабены возникают в результате интенсивных тектонических движений пиренейской фазы складчатости конца позднего эоцена — начала олигоцена, т.е., по нашей классификации, глыбовые брекчии должны быть отнесены болгарскими геологами к категории гравитационных микститов, причем к той их разновидности, на образование которой косвенное влияние оказывают тектонические движения, имеющие главным образом вертикальную составляющую движения. Оснований для такого вывода много, однако есть некоторые факты, которые позволяют решить этот вопрос и иначе.

Принято считать, что грабены, ограниченные сбросами, образуются в условиях растяжения [Ситтер, 1960; Белоусов, 1962; Хиллс, 1954, 1957; Хаин, 1964]. Но конец позднего эоцена на территории Болгарии — это время проявления крупных складкообразовательных и шарьяжных движений, соответствующих пиренейской тектонической фазе [Белмустаков и др., 1951; Яранов, 1960]. Во время этих движений, характеризовавшихся значительными тангенциальными напряжениями [Яранов, 1960], сформировались многие надвиговые структуры, которые перекрывают верхнеэоценовые осадки, и в частности система покровов у села Дряново, севернее села Чепеларе (район г. Кюстендилово) и в области села Кричим к юго-западу от г. Пловдива. По данным Ем. Белмустакова, Ек. Бончева и М. Йорданова [1951], здесь (рис. 62, 63) проходит крупный сложный надвиг, по которому хаотические глыбовые толщи верхнего эоцена перекрыты метаморфическими породами низкокристаллической свиты протерозойского возраста, причем глыбовый комплекс содержит отторженцы пород этого покрова. Возраст надвиговых движений в этом районе определяется очень точно как позднеэоценовый, так как плоскость надвига, по которому протерозойские толщи приведены в соприкосновение с верхнеэоценовыми, запечатана отложениями олигоцена [Белмустаков и др., 1951]¹.

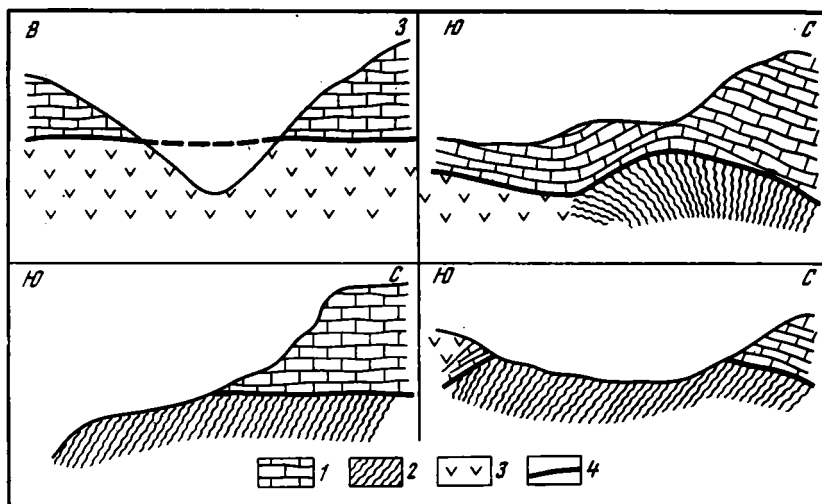
Следовательно, в данном районе четко устанавливается, что сразу же вслед за образованием характерных осадков верхнего эоцена, имеющих флишoidalный облик и содержащих прослои глыбовых конгломератов и отдельные блоки пород, происходит тектоническое перекрытие покровами пород основания. Представляется очевидным, учитывая эти факты, связывать образование отложений верхнего эоцена в области Родопского массива и Крайшtid с возникновением грабенообразных структур и обрушением их бортов в результате движений, обусловленных общим сжатием. При этом подобные грабены могли возникнуть

¹ Подробный разбор взаимоотношений см. в работе М.Г. Леонова [1975].



Р и с. 62. Схематическая геологическая карта района сел. Кричим [Белмустаков и др., 1951]

1 — автохтонные серии цоколя Родопского массива; 2 — верхнеэоценовые—олигоценовые вулканогенные породы (риолиты); 3 — верхнеэоценовые отложения с глыбовыми брекчиями; 4 — отдельные крупные блоки метаморфических пород в осадках верхнего эоцена; 5 — аллохтонные толщи "низкокристаллической" серии протерозоя; 6 — границы покровов. Толщи породы "низкокристаллической" свиты протерозоя залегают в аллохтоне на песчано-глинистых флишеидных отложениях верхнего эоцена, содержащих обломки и глыбы пород аллохтонной серии



Р и с. 63. Аллохтонное залегание мраморов "низкокристаллической" свиты протерозоя на осадочных отложениях верхнего эоцена и вулканитах верхнего эоцена—олигоцена [Белмустаков и др., 1951]

1 — мраморы (протерозой); 2 — верхний эоцен; 3 — верхний эоцен—олигоцен; 4 — надвиги

в локальных зонах растяжения, но образовывались, вероятно, и грабены "сжатия". Кстати, в таких структурах должно было бы происходить более интенсивное накопление грубообломочного материала за счет разрушения и обвала карнизов, образованных козырьками надвигов.

Связь с надвиговыми структурами, а также чрезвычайно значительные объемы обломочного материала и большая протяженность зоны накопления хаотических образований позволяют говорить о формировании по крайней мере части микститов за счет тектонической дезинтеграции пород, т.е. отнести их к категории тектоно-гравитационных микститов. Хотя совершенно ясно, что вопрос о принадлежности хаотических брекчий Болгарии к тому или иному типу микститов может обсуждаться.

Прежде чем закончить изложение материалов по Болгарии, хотелось бы отметить, что в данном случае решалась по существу обратная задача. Мы не восстанавливали тип движения на основании присутствия тех или иных комплексов отложений, а, наоборот, сделали окончательный вывод о принадлежности микститов к категории тектоно-гравитационных на основе анализа общей тектонической обстановки. Но такой путь также дает дополнительную информацию о характере тектонической жизни района, так как выделение на основе частных наблюдений комплексов—показателей горизонтальных перемещений горных масс позволяет говорить о проявлении горизонтальных движений в более широком плане и признавать их проявление на территории всего Родопского массива и Крайштид.

Карпаты. В районе Сэчел и в Марамуреше [Патрулиус, Попеску, 1960а,б] описан следующий разрез палеогеновых отложений, залегающих на кристаллических сланцах массива Родна (снизу вверх).

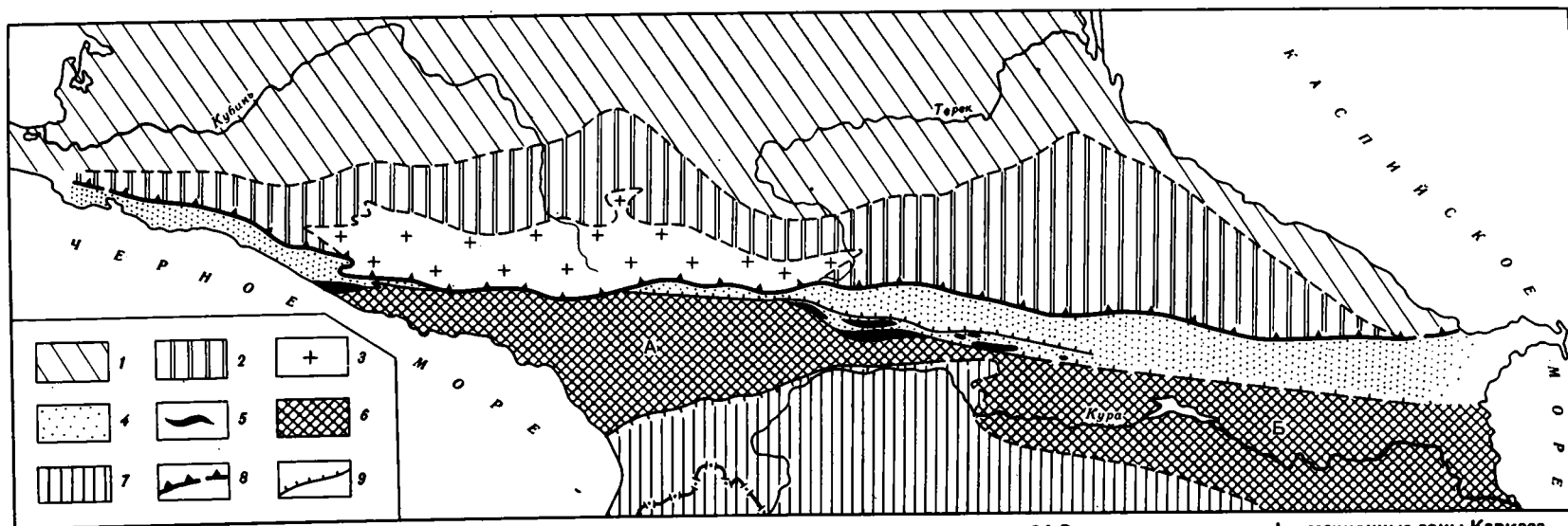
	Мощность, м
1. Песчаники и кварцитовые микроконгломераты с крупными нуммулитами, в том числе <i>Nummulites perforatus</i> Montfort	20—30
2. Слоистые нуммулитовые известняки и массивные коралловые известняки	20—30
3. Мергелистые известняки с <i>Pichodonta brongniarti</i> Bronn	1
4. Песчано-мергелистые битуминозные сланцы с чешуями <i>Gluepa</i> , мергелистые песчаники и мергели с <i>Puchodonta brongniarti</i> Bronn., <i>Chlamys biarritzensis</i> Archaic u <i>Spondilus bifrons</i> Munster	
5. Сланцево-песчанистый комплекс с прослоями известняковых микробрекчий с <i>Nummulites fabianii</i> Prev., включающий блоки и глыбы песчаников, кристаллических сланцев, красных и серых мергелей.	до 500
6. Песчаники.	более 200

Основание первого горизонта представляет самую верхнюю часть лютетского яруса, остальная часть принадлежит верхнему эоцену. Слой 5 — типичная микститовая толща, сложенная глинистыми темно-серыми и бурыми сланцами, тонкослоистыми и мелкозернистыми песчаниками с прослоями и линзами глыбовых брекчий из обломков нуммулитовых известняков и кристаллических сланцев. Брекчий моногенные и полигенные. Среди слоистых песчано-глинистых пород встречены тела неслоистых бесструктурных глин с обломками кристаллических сланцев, нуммулитовых известняков, мергелистых и песчанистых известняков, с моллюсками. Отдельные глыбы имеют объем до нескольких сотен кубических метров. Помимо этого, толщи района Сэчел содержат гигантские блоки кварцитовых песчаников с нуммулитами, а также линзы и пластины красных и серо-зеленых мергелей эоцена—эоцена.

Верхнеэоценовые отложения с телами хаотических брекчий и отдельными глыбами протягиваются по всему склону массива Родна. Ясно, что глыбовые толщи этого массива принадлежат категории гравитационных или тектоно-гравитационных микститов, так как обладают многими характерными для них признаками: наличие вмещающих отложений, матрикса и включений, нормальные взаимоотношения брекчий с подстилающими и перекрывающими отложениями, значительные массы грубокластического, главным образом аутигенного материала, хаотический облик и т.д. Однако данных по строению толщи микститов и положению ее в общей структуре явно недостаточно, чтобы отнести их определенно или к гравитационным, или к тектоно-гравитационным микститам.

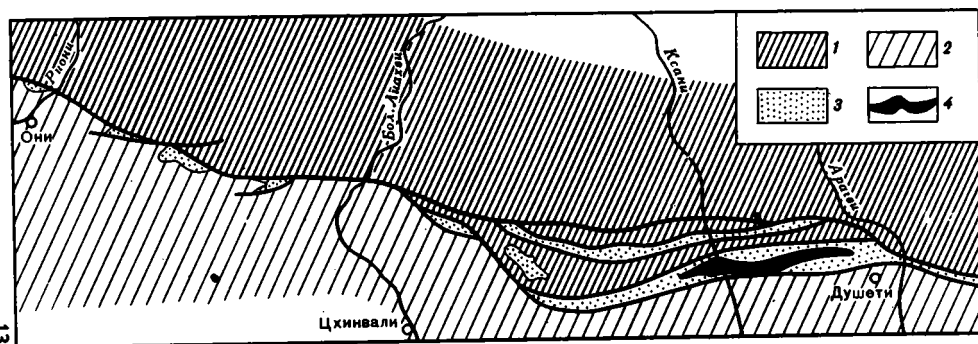
Южный склон Большого Кавказа. На территории Кавказского перевалка выделяется несколько геотектонических элементов и среди них флишевая зона Южного склона Большого Кавказа и Закавказская межгорная зона (рис. 64). Зона флиша представляет асимметричный синклиниорий, выполненный мощными толщами верхнеюрского—палеогенового флиша. Тектонический стиль зоны флиша определяется серией узких, запрокинутых к югу изоклинальных складок, разорванных по южным крыльям надвигами. К югу от зоны флиша расположена Закавказская межгорная зона, на территории которой в позднеюрское—палеогеновое время накапливались незначительной мощности карбонатно-терригенные осадки субплатформенного типа. В неоген-четвертичное время эта область в своей большей части становится ареной накопления молассового комплекса.

В узкой полосе на границе этих двух геологических единиц, зажатый в надвигах между толщами мел-палеогенового флиша и тектонически их подсти-



Р и с. 64 Основные структурно-формационные зоны Кавказа

1 — эпигерцинская платформа и передовые прогибы; 2 — зона Северного склона Большого Кавказа и поднятия Главного Кавказского хребта; 3 — зона выходов кристаллического цоколя; 4 — флишевая зона Северо-Западного Кавказа и Южного склона Большого Кавказа; 5 — зона распространения верхне-оценовых образований ($\alpha\beta$ - и β -микститы); 6 — Закавказская межгорная зона (А — Грузинская глыба, Б — Азербайджанская глыба); 7 — Аджаро-Триалетская складчатая система и Малый Кавказ; 8 — Главный надвиг Большого Кавказа; 9 — прочие надвиги



Р и с. 65. Схема расположения выходов отложений верхнего зоена ($\alpha\beta$ - и β -микститы) в пределах Южного склона Большого Кавказа

1 — флиш (мел-палеоген); 2 — Грузинская глыба; 3 — выходы отложений верхнего зоена; 4 — выход пород нижней-средней коры

лающими образованиями Закавказской межгорной зоны, развит комплекс отложений верхнего эоцена (рис. 65). Этот комплекс, являющийся составной частью флишевых отложений зоны Южного склона Большого Кавказа, сложен мощной (более 1000 м) толщей песчано-глинистых пород, внутри которых заключены горизонты, прослои и линзы глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, реже конгломератов, а также отдельные, достигающие огромных размеров глыбы, блоки и пластины вулканогенных и осадочных пород более древних, чем вмещающая их масса. Полоса этих образований протягивается вдоль Южного склона более чем на 200 км при максимальной ширине 3–5 км. Изучением рассматриваемого комплекса отложений занимались В.П. Ренгартен [1924, 1932], Н.Б. Вассоевич [1932, 1933, 1940, 1941], М.И. Варенцов [1950; Варенцов, Мордовский, 1954], Ш.А. Адамия [1953, 1958], Н.И. Мрвляшвили [1954, 1957, 1960], А.В. Мамедов [1968], И.П. Гамкредидзе [1970], Ф.Д. Майсадзе [1969, 1970 а, б, в], данные которых использованы мною в работе. Основной же материал по микститам этого района получен в результате собственных многолетних исследований. Он детально изложен в специальной работе [Леонов, 1975], где рассмотрены и проблемы региональной геологии.

Отложения верхнего эоцена представляют сложно построенный комплекс, внутри которого выделяются две основные части — вмещающие толщи и включения. Вмещающие толщи представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами, в меньшей степени карбонатными породами, которые, закономерно чередуясь между собой, образуют ритмичную слоистость типа флишевой. Среди флишевых пород на разных уровнях верхнеэоценового разреза появляются чужеродные, не свойственные флишу образования, состоящие из неслоистых грубообломочных пород (рис. 66).

Чужеродные включения представлены линзами и пластами конгломератов и брекчий, состоящих в основном из обломков пород более древних, чем вмещающая их масса. Эти же древние породы встречаются среди флишевой массы в виде отдельно разбросанных обломков, глыб, линз и крупных пластообразных тел.

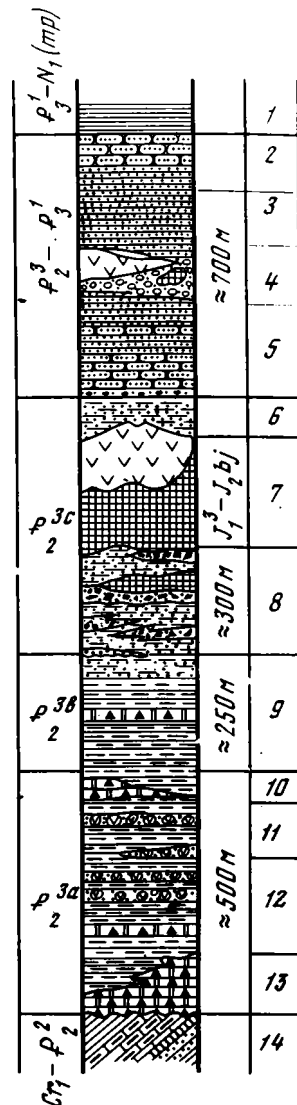
Брекчии и конгломераты залегают среди вмещающих флишевых отложений в виде линз, прослоев и мощных (100–200 м) горизонтов. Контакты брекчий с подстилающими и перекрывающими породами флиша, как правило, отчетливые и резкие, без предварительного укрупнения обломочного материала в подстилающем слое. Брекчии часто срезают пласты нижележащих пород, обломки и обрывки которых также попадают в брекчию. Происходит как бы выпахивание брекчиями подстилающих отложений. Отдельные глыбы вдавлены в нижележащие осадки, песчано-глинистый материал которых заходит в промежутки между обломками. В латеральном направлении песчано-глинистые отложения сменяются брекчиями. Мощность брекчий и конгломератов по простиранию значительно меняется вплоть до полного их выклинивания. Горизонты брекчий нередко прослеживаются на десятки и сотни километров, но встречаются и линзы небольшой протяженности (первые метры, десятки метров). Конгломераты распространены локально.

В брекчиях выделяются два главных компонента: основная масса (матрикс) и обломки. Основная масса состоит из алевро-песчанистых аргиллитов с большей или меньшей примесью карбонатного материала. И только когда брекчии сложены обломками известняков, основная масса представлена преимущественно карбонатным материалом, но тоже с примесью песчанистого. Слоистость в брекчиях, как правило, отсутствует. В основную неслоистую массу включены обломки, пластины, глыбы и гальки различных пород, среди которых выделяются палеозойские граниты, сланцы и песчаники лейаса, вулканогенные породы средней юры, верхнеюрские и ниже-среднеэоценовые известняки, а также обрывки пластов вмещающих отложений. Широко распространены моногенные брекчии, состоящие из обломков и глыб преимущественно какого-либо одного типа пород (чаще всего верхнеюрских известняков, реже песчаников и сланцев лейаса), развиты также и полигенные брекчии, представленные обломками пород различного состава и возраста. Окатанность обломков отсутствует или очень слабая. Мелкие обломки более остроугольны, крупные часто имеют сглаженные края. Округлость обломков зависит от их литологического состава, например, карбонатные обломки бывают более округлыми, чем обломки глинистых сланцев.

Размер обломков в поперечнике колеблется в очень широких пределах — от 0,5 см до 20–30 м, а иногда до 100 м и более. Сортировка материала

р и с. 66. Сводный стратиграфический разрез верхнеэоценовых отложений междуречья Арави—Ксани

1 — шоколадно-коричневые глины с гипсом и ярозитом майкопской серии олигоцена—нижнего миоцена; 2 — толсто- и среднеслоистые полимиктовые и аркбзовые песчаники и конгломераты молассового облика. Комплекс макро- и микрофауны нижнего олигоцена; 3 — тонко- и среднеслоистые глины, аргиллиты, алевролиты и песчаники голубовато-серые, с гипсом, ярозитом, местами с градационной слоистостью; 4 — глыбовые конгломераты и конгломерато-брекчии с большими блоками сланцев и песчаников лейаса и эффузивов байосского возраста; 5 — средне-слоистые светло-серые аркозовые песчаники, внизу пласт конгломерато-брекчий из обломков известняков (J_3), порфиритов ($J_2 B_1$), песчаников и сланцев ($J_2 ?$). *Nummulites budensis*, *N. incrassatus*; 6 — тонкослоистые с флишевой ритмичностью голубовато-серые до черных глины, аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники; 7 — андезитово-базальтовые порфириты, туфовые и лавовые брекчии, туфы и песчаники байоса, песчаники и глинистые сланцы лейаса (консидиментационный покров) мощностью 700 м; 8 — слоистые с элементами флишевой ритмичности голубовато-серые до черных аргиллиты, алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники с линзами и прослоями глыбовых брекчий из обломков песчаников и сланцев нижней юры, с пластинами морских пород; 9 — тонкослоистые, темные до черных мергелистые аргиллиты, алевролиты, песчаники с отчетливой флишевой ритмичностью, с горизонтами и линзами полигенных брекчий. *N. fabianii retiatus*, *N. incrassatus*, *N. chavannei*; 10 — глыбовые брекчии из обломков и глыб известняков верхней юры; 11 — полигенные глыбовые брекчии из обломков вулканогенно-осадочных пород среднеюрского возраста, известняков верхней юры, гранитов и аплитов; 12 — прослои и пакки мергелистых аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников с обломками различных более древних пород; 13 — глыбовые брекчии из обломков известняков верхней юры *N. incrassatus*, *N. fabianii*; 14 — различные горизонты мелового и палеогенового флиша



в брекчиях отсутствует, в глыбовых и крупногалечных конгломератах — слабая, в мелкогалечных — хорошая. Обломки и глыбы расположены хаотично, без какой-либо закономерности. Соотношение объемов обломков и цементирующей массы сильно меняется: местами наблюдаются скопления глыбового материала, где глыбы плотно пригнаны одна к другой; в других местах глыб мало, они расположены на значительном расстоянии друг от друга, разделены песчаноглинистой массой и как бы плавают в ней, придавая всей брекчии пудинговый облик.

Отдельные обломки, блоки и пластины нередко залегают и вне горизонтов брекчий, непосредственно среди вмещающей флишевой массы. Они не распределены равномерно по всему разрезу верхнеэоценовых отложений, а приурочены к определенным горизонтам. Их размеры колеблются от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике и многих километров в длину. Мелкие блоки (до нескольких метров) обычно имеют округлую или линзовидную форму, крупные резко удлинены и вытянуты по простиранию вмещающих слоев в виде пластин (см. рис. 5, 31). В тех случаях, когда пластины состоят из слоистых пород и слоистость соответствует вытянутости пластин, они очень напоминают обычные слои; однако по возрасту породы этих пластообразных включений оказываются древнее вмещающей их массы. Пластины становятся тоньше у краев и постепенно сходят на нет. Нижние контакты, как правило, осложнены срывами, дроблением и другими тектоническими нарушениями. Верхние контакты обычно нормальны, часто со следами размыва. Вместе с тем подстилающие и перекрывающие их горизонты флиша составляют единую толщу. Внутри пластин и более мелких блоков нередко можно наблюдать катаклиз и брекчирование. Раздробленность пластин возрастает к краям и вниз. В этих направлениях раздробленные породы постепенно, без резкой границы переходят в тектоническую брекчию, которая в свою очередь в этих же направлениях начинает приобретать черты осадочной брекчии. Осадочные брекчии окружают пластину наподобие шлейфа и продолжают внутри вмещающей флишевой толщи в виде прослоя, залегающего согласно с ее слоистостью. Материалом

этих брекчий являются в основном породы, слагающие пластину, но иногда брекчий содержат значительную примесь обломков окружающих пород. Таким образом, обломки и глыбы, являясь чужеродными телами внутри флишевой толщи, одновременно тесно вплетаются в ее общую структуру и составляют с нею единое целое.

Особенности строения осадков верхнего эоцена Южного склона Большого Кавказа свидетельствует о существовании во время их накопления двух одновременных процессов седиментации. С одной стороны, шло накопление глинисто-карбонатных илов, к которым примешивалось то или иное количество песчаного материала, с другой — на фоне этого тонкого осадконакопления опирадически происходило поступление в бассейн огромных масс обломочного материала, который отлагался в виде линз, прослоев и мощных горизонтов глыбовых брекчий. Поступление грубообломочного материала происходило не постепенно в течение длительного времени, а было связано с неоднократно повторяющимися кратковременными процессами, на что указывают резкие контакты брекчий с окружающими песчано-глинистыми разностями пород, причем можно видеть, как глыбы вминались в подстилающий, вероятно еще не консолидированный осадок. Одновременно в бассейн попадали и огромные блоки и пластины более древних пород, которые часто по своим размерам могут быть отнесены к настоящим тектоническим покровам (в толще пород верхнего эоцена Кавказа, в частности, заключен конседиментационный покров, протяженность которого составляет 20–25 км). То, что блоки и пластины попадали в верхнеэоценовый осадок в период его образования, подтверждается нахождением их в этом осадке не только в виде самостоятельных блоков, и в виде компонентов брекчий, а главным образом наличием нормальных стратиграфических контактов пластин древних пород (лейас, байос, верхняя юра) с фаунистически датированными вмещающими их отложениями верхнего эоцена.

Как показывают наблюдаемые соотношения глыбовых брекчий с вмещающими породами и общая палеогеография бассейна, образование таких огромных масс грубого, совершенно не сортированного материала среди тонких песчано-глинистых отложений возможно только при интенсивной дезинтеграции области сноса, обрушении и оползании грубого материала в бассейн, где одновременно происходит накопление тонких осадков.

Описываемый комплекс отложений пространственно принадлежит зоне, в которой в течение длительного времени, начиная с поздней юры и до эоцена включительно, шло накопление флишевых осадков. Он имеет с подстилающими отложениями стратиграфические взаимоотношения и принадлежит флишевой формации Южного склона Большого Кавказа.

Возраст пород глыбового комплекса определен на основании стратиграфического положения в разрезе между фаунистически датированными отложениями среднего эоцена и нижнего олигоцена, а также на основании находок остатков ископаемой фауны, собранной в обломках и в цементе вмещающих олистостромы отложений. В обломках и глыбах собраны остатки фауны от лейаса до среднего эоцена включительно, что подтверждает более молодой, чем поздний эоцен, возраст вмещающей толщи. В цементе же глыбовых брекчий собран комплекс нуммулитов *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. fabianii* Prev., *N. striatus* Brug., *N. fabianii retiatus* Roveda, *N. schavannesii* de la Harpe, *N. variabarius* Lamark, *N. budensis* Haut., которые свидетельствуют о принадлежности вмещающей толщи отложений к верхнему эоцену, преимущественно к его верхней части. Учитывая же, что комплекс запечатан сверху отложениями нижнего олигоцена [Леонов, 1975], можно считать, что время образования глыбовых отложений приходится на верхнюю часть позднего эоцена—ранний олигоцен.

Таким образом, верхнеэоценовые—раннеолигоценовые отложения краевой зоны Южного склона Большого Кавказа представляет мощные свалы несортированного грубообломочного материала и систему олистолитов и конседиментационных покровов, заключенных в виде линз и мощных горизонтов в песчано-глинистые отложения верхнеэоценового флиша.

Разрушению и размыву, как показывает литолого-петрографический состав обломочного материала в брекчиях, подверглась область приподнятой относительно флишевого бассейна Закавказской межгорной зоны — ее северная крайняя часть, представляющая крутой уступ, обрывающийся в сторону флишевого бассейна (рис. 67).

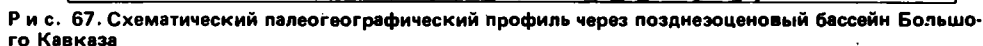
Комплекс отложений верхнего эоцена расположен в узкой полосе, ограниченной с севера и юга надвигами; он формирует крупную запрокинутую к югу асимметричную синклиналь с сорванным и расчешеным северным крылом (рис. 68). Внутренняя структура верхнеэоценовых отложений очень сложна. Отдельные части разреза надвинуты друг на друга, образуя небольшие тектонические покровы, слоистые разности пород интенсивно перематы, компетентные пласты разорваны, будинированы. Отдельные пластины и глыбы брекчированы, раздроблены. Глыбы и блоки в брекчиях также раздроблены и брекчированы, пронизаны кальцитовыми прожилками, покрыты зеркалами скольжения.

Таковы общие черты строения глыбового комплекса Южного склона Большого Кавказа. По своему внутреннему строению (разнородные составляющие — вмещающие отложения, матрикс, включения; незакономерное размещение обломков в матриксе; гигантские массы грубообломочного неокатанного и несортированного материала; хаотический облик и пр.) комплекс принадлежит классу микститов.

Тем не менее в общей массе грубообломочных образований можно выделить несколько типов, которые различаются составом обломков, соотношением с вмещающими отложениями, объемами и другими признаками.

1. Моногенные и полигенные глыбовые брекчии, реже конгломерато-брекчии из обломков пород, чуждых данному бассейну седиментации — пород Закавказского срединного массива. Это прежде всего отторженцы верхнеюрских карбонатных пород, песчано-сланцевых пород верхнего лейаса, вулканогенно-осадочных пород байосского яруса средней юры, в меньшей степени карбонатных пород мела и палеогена. Брекчии этого типа слагают мощные горизонты (до 100—150 м), которые имеют протяженность в десятки километров. Показателен в этом отношении нижний брекчиевый горизонт, который прослежен практически непрерывно на 40—50, а с перерывами почти на 150 км. Размер обломков в брекчиях колеблется от первых сантиметров до десятков метров в поперечнике. Сортировка полностью отсутствует. Обломки и глыбы пород, слагающие брекчию, несут следы интенсивной тектонической переработки. Обломки раздроблены, брекчированы, трещинки заполнены кальцитом. Поверхности глыб и блоков также покрыты кальцитовыми "рубашками", на которых видны борозды зеркал скольжения. Однако ни трещинки, ни кальцитовые прожилки не выходят за пределы блоков и не проникают во вмещающую массу. На поверхности многих блоков имеются примазки тектонических глинок и милонитизированных пород. В основной массе присутствуют катаклазированные зерна кальцита, кварца, полевого шпата. По составу пород брекчии аналогичны конседиментационным покровам, заключенным в верхнеэоценовый осадок.

2. Моногенные хаотические брекчии из обломков незначительной величины (до 20—70 см в поперечнике) примерно одного размера. Брекчии этого типа по составу бывают или из обломков песчано-сланцевых, или из обломков карбонатных пород. Матрикс в брекчиях имеет тот же состав, что и обломки, обычно без примеси постороннего материала, но может включать и небольшие количества осадочного материала, который слагает непосредственно подстилающие брекчии отложения. Обломки и матрикс имеют четко выраженные признаки тектонического воздействия. Обломки раздроблены, брекчированы, покрыты кальцитовыми рубашками. Основная масса содержит катаклазированные, рассланцованные частицы пород и минеральных зерен. Брекчии этого типа часто связаны пространственно с крупными пластинами древних пород (конседиментационными покровами), заключенными среди верхнеэоценовых отложений. В этом случае можно видеть, что пластины становятся у краев тоньше и постепенно сходят на нет. Нижние контакты пластин осложнены срывами, дроблением и другими тектоническими нарушениями. Внутри пластин наблюдается брекчирование, катаклаз. Раздробленность пластин возрастает к краям и вниз. В этом направлении раздробленные породы постепенно, без резкой границы переходят в тектонические брекчии, которые в свою очередь сменяются брекчиями описанного типа и продолжают внутри вмещающей толщи пород в виде прослоя, залегающего согласно со слоистостью. Эти брекчии сложены обломками пород пластины. По простирацию брекчии этого типа не выходят за пределы протяженности пластины, но вкост простираания могут распространяться на значительные расстояния. При этом брекчии выпихивают подстилающие отложения, захватывают нижележащие породы в свой состав. Мощность таких брекчий обычно порядка 10—30 м, но может достигать и 100 м и более.



4. Хаотические брекчии из обломков и обрывков пластов того же типа, что и вмещающие флишевые отложения. Грубообломочная часть этих брекчий представлена совершенно не окатанными, изогнутыми, причудливо деформированными обрывками пластов песчаников; матрикс сложен пелитовым веществом с примесью песчаного и алевроитового. Характерные особенности этих брекчий — присутствие глиняных окатышей и отсутствие аллотигенного материала. Лишь в редких случаях в них могут быть встречены обломки пород, не принадлежащие подстилающим брекчию слоям. Объемы этих брекчий невелики — они слагают линзовидные тела мощностью до 1–2 м при протяженности по длинной оси до 20–30 м. Тела таких брекчий в зоне развития верхнеэоценовых отложений редки.

Таким образом, в составе единого комплекса микститов можно выделить несколько их разновидностей. Совокупность признаков (идентичность состава пород в обломках и покровных пластинах, преобладание аллотигенного материала, широкое пространственное распространение и значительные мощности, следы тектонической переработки пород в блоках и в матриксе, пространственная приуроченность к конседиментационным покровам, непосредственные переходы от тектонических брекчий к осадочным) свидетельствует о том, что первые два типа брекчий относятся к категории тектоно-гравитационных микститов. О гравитационном перемещении свидетельствуют нахождение брекчий среди тонкозернистых флишевых осадков, следы выпавания в подстилающих брекчии отложениях, захват подстилающих осадков в состав брекчий, вихревые структуры в матриксе и пр. Подтверждается вывод о принадлежности первых двух типов микститов к категории тектоно-гравитационных и тем, что микститы приурочены к зоне крупного молодого надвига Южного склона Большого Кавказа, и совпадением времени их формирования с пиренейской фазой складчатости.

Четвертый тип брекчий безусловно относится к категории гравитационных микститов, что подтверждается составом обломочного материала, отсутствием аллотигенных обломков, структурными и текстурными особенностями строения (петельчатые, вихревые структуры, глиняные окатыши и пр.), локальным распространением и незначительными мощностями, соответствием составов обломков и матрикса брекчий составу вмещающих отложений и т.д.

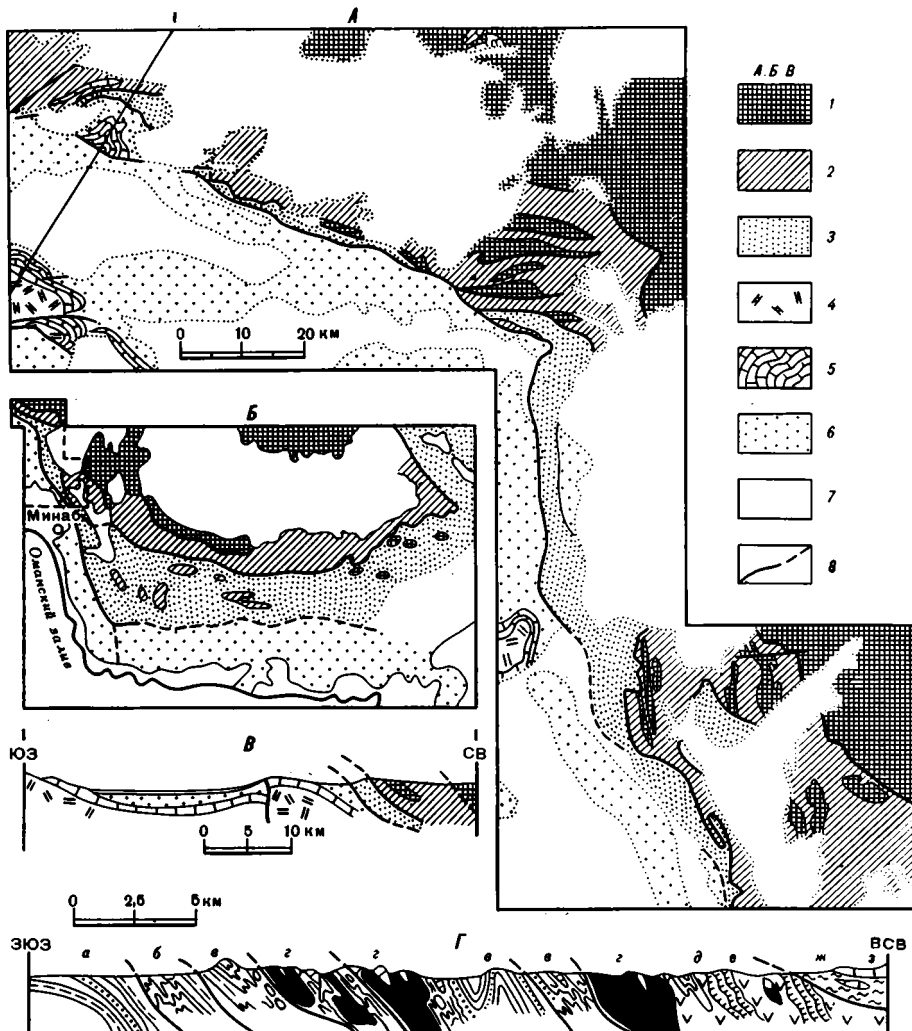
Труднее установить генезис третьей разновидности микститов. По строению и условиям распространения это гравитационные микститы. Однако они образованы за счет дезинтеграции в основном вулканогенно-осадочных пород байосского возраста, которые сложены первично окатанным материалом (туфогравелиты, туфоконгломераты) и которые при разрушении могут образовывать толщи конгломератов. Поэтому, считая, что перемещение материала связано с обвально-оползневыми процессами, нельзя быть уверенным, что формирование его не обусловлено тектонической дезинтеграцией. И вопрос о принадлежности этой разновидности микститов к какому-либо типу (тектоно-гравитационные или гравитационные) микститов не может быть решен однозначно.

Итак, в пределах Южного склона Большого Кавказа выявлены толщи тектоно-гравитационных микститов, комплексов—показателей горизонтальных движений горных масс. Поскольку обломки в микститах представлены породами в фациях Грузинской глыбы, ограничивающей флишевой бассейн с юга, нужно считать, что по ее северной окраине происходили горизонтальные подвижки, которые привели к дезинтеграции материнского массива и накоплению огромных масс грубокластических образований. Этот вывод ранее был сделан на основании ряда косвенных признаков [Леонов, 1975].

Подводя итоги всему сказанному, можно сделать вывод, что в позднем эоцене—раннем олигоцене на границе Закавказского срединного массива и флишевого прогиба Южного склона Большого Кавказа происходили тектонические подвижки с горизонтальной составляющей, непосредственных следов которых в структуре этой зоны не сохранилось. Надвиговые структуры, развитые в этой зоне, более молодые и образовались в миоцене—антропогене. Гравитационные же микститы указывают на существование в этой зоне градиента высот между областями дезинтеграции и отложения и на нарушение гравитационной устойчивости масс горных пород в результате тектонических движений.

Заканчивая изложение материала по Кавказу, замечу, что ранее в этом районе речь всегда шла об одном генетическом типе хаотических брекчий. Одни исследователи считали их обвально-оползневыми, другие (и автор данной работы в их числе) — тектоно-оползневыми. Теперь же ясно, что в каждом конкретном комплексе хаотических образований может содержаться несколько генетически различных типов, и это важно помнить при региональных исследованиях.

Иранский Белуджистан. Глыбовые образования известны на территории юго-восточного Ирана в зоне, расположенной между впадиной Джаз-Муриан на севере и Оманским заливом на юге [Clapp, 1940; Gansser, 1959; Stöcklin, 1968], где с запада на восток более чем на 250 км протягивается полоса флишевых отложений эоцен-олигоценного возраста. С севера область развития флиша ограничена крупным надвигом, по которому ее перекрывают толщи серпентинитового меланжа и метаморфические породы Иранского массива. Сюда флиш



Р и с. 69. Схема геологического строения Иранского Белуджистана

А — зоны "пестрой смеси" северо-западнее г. Минаб, Б — Юго-Западного Ирана; В, Г — зоны флиша и "пестрой смеси" (А, Б, В, — с карты "British Petroleum Company LTD" 1963; Г — по Ганссеру [Gansser, 1959])

1 — гранитно-метаморфический фундамент, палеозойские и мезозойские отложения платформенного чехла Иранского массива; 2 — зона "пестрой смеси"; 3 — эоценово-олигоценовый "флиш с глыбами"; 4 — меловые и юрские отложения платформенного типа; 5 — эоценовые известняки; 6 — олигоцен-миоценовая моласса; 7 — четвертичные отложения; 8 — главные надвиги

в свою очередь надвинут на молассовые отложения олигоцен-миоценового возраста. В западном направлении полоса выходов флиша суживается, в восточном, напротив, расширяется и сливается с аналогичными флишевыми толщами Макранской зоны.

К юго-западу от впадины Джаз-Муриан и несколько севернее г. Минаб в области юго-восточного окончания зоны Загроса с юга на север выделяются следующие, характеризующиеся определенным набором выполняющих ее образований зоны (рис. 69): моласс, флиша, меланжа, метаморфических образований Иранского массива.

Молассовая зона сложена образованиями олигоцена—миоцена и более молодыми, которые покрывают преимущественно карбонатные отложения мела—палеогена. Породы смяты в пологие, более или менее изометричные, слегка запрокинутые на юг складки, разбитые серией продольных разрывов. По крупному надвику на зону развития молассового комплекса надвинуты толщи терригенного флиша, возраст которого на геологических картах указывается как эоценовый.

Однако в данном районе А. Ганссер [Gansser, 1959] выделяет две толщи флиша. Одна из них, более молодая, имеющая олигоценовый возраст, представлена нормальным флишем. Другая представляет, по определению Ганссера, "флиш с глыбами". Толщи "флиша с глыбами" имеют, как он пишет, верхнеэоценовый—олигоценовый возраст, спускаясь иногда до среднего эоцена. К сожалению, автор не приводит никакой аргументации в пользу устанавливаемого им возраста флиша, кроме наличия во флише глыб эоценовых нуммулитовых известняков. "Флиш с глыбами" характеризуется в песчано-глинистой основной массе многочисленными обломками, глыбами и блоками различных пород, среди которых описаны эоценовые (вероятно, нижне- и среднеэоценовые) нуммулитовые известняки, различные известняки мезозойского возраста, мраморы, а также радиоляриты, кремнистые сланцы и серпентиниты. Блоки часто имеют огромные размеры и как бы плавают в основной массе. Флиш характеризуется необычайно сильной дислоцированностью. Дислоцированность толщ флиша настолько велика, что на геологической карте эта зона наряду с более северной зоной меланжа выделена специальным знаком как зона тектонической переработки повышенной интенсивности. С севера толщи флиша по надвигу перекрыты образованиями меланжа, которые представляют сложно дислоцированный, интенсивно переработанный вплоть до образования сплошных тектонитов комплекс радиоляритов и темных кремнистых сланцев, красных и розовых известняков, мраморов, различных метаморфических пород, а также серпентинитов и подушечных лав. Возраст этой группы осадков определяется как позднемеловой [Gansser, 1959], однако в последнее время появились данные о возможно более древнем их возрасте. Важно, однако, то, что эти образования в любом случае оказываются древнее, чем описанный нами флиш.

На образования флиша и меланжа надвинута пластина, сложенная гранитами, различными метаморфическими сланцами и мраморами, которая является частью жесткого Иранского массива, погребенного здесь в значительной своей части под четвертичными отложениями впадины Джаз-Муриан. Осадочный чехол массива в данном районе сложен комплексом отложений платформенного типа, в основном различными карбонатными образованиями юрско-эоценового возраста.

Толщи верхнеэоценового—нижнеолигоценового флиша оказываются зажатыми между молассовыми отложениями с юга и более древними образованиями меланжа и гранитно-метаморфического цоколя Иранского массива с севера. Обломки, блоки и глыбы пород, которые заключены во флиш, представлены типами отложений, слагающих более северные, надвинутые на флиш элементы. Это прежде всего различные породы меланжа: серпентиниты, радиоляриты, андезиты, кремнистые сланцы и известняки. Кроме того, это глыбы и обломки различных известняков мезозойского возраста, нуммулитовые известняки эоцена, которые образуют осадочный чехол Иранского массива. Следовательно, в толще флиша заключены продукты разрушения надвинутых на него покровов.

Судя по геологическим картам, зона развития флиша с глыбами протягивается более чем на 250—300 км вдоль южного фронта Иранского массива. В восточном направлении она сливается с флишевыми образованиями Макранской зоны.

Приведенная характеристика "флиша с глыбами" позволяет совершенно уверенно отнести эти образования к классу микститов (гигантские свалы несортированного грубокластического материала, отсутствие внутренней слоистости и стратификации, хаотический облик). Ряд признаков позволяет считать также, что "флиш с глыбами" представляет тектоно-гравитационный микстит. Об этом свидетельствуют связь с осадочными вмещающими отложениями, гигантские массы грубокластического материала и значительная протяженность, пространственная связь с меланжем (тектоническим микститом), идентичность состава пород в обломках и пород, слагающих тектонические покровы, перекрывающие "флиш с глыбами", интенсивная тектоническая переработка пород. По всей вероятности, в этом районе могут быть и гравитационные микститы, но имеющийся материал не позволяет выделить их из общей массы хаотических образований.

Известны позднеэоценовые—раннеолигоценовые микститы описываемых типов и в некоторых других районах Альпийской области, в частности в Ионической зоне Внешних Динарид, где выделен [Белостоцкий, 1970, 1977] горизонт глыбовых брекчий, который приурочен к границе верхнеэоценовой и олигоценовой флишевых толщ и прослеживается на расстояние до 150 км. Горизонт (мощностью до 1000 м) представлен хаотическим нагромождением глыб и блоков гипербазитов, габброидов, диабазов, радиоляритов, известняков мела и

зоцена и других пород. Снизу и сверху глыбовый комплекс граничит с флишевыми отложениями, причем и подстилающие и перекрывающие комплекс слои содержат один и тот же комплекс фораминифер, отвечающий по возрасту самым верхам эоцена или низам олигоцена, т.е. формирование глыбовых толщ приурочено к кратковременному интервалу на границе эоцена—олигоцена. По своим признакам (вмещающие отложения и массы грубокластического материала, заключенного в осадочный матрикс, хаотический облик, интенсивная тектонизация обломков и матрикса, пространственная связь с тектоническими покровами) комплекс может быть отнесен к категории тектоно-гравитационных микститов. Однако среди хаотических образований, как явствует из описания И.И. Белостоцкого, находятся и гравитационные микститы. К аналогичным выводам о происхождении комплекса пришел, основываясь на детальном их изучении, и И.И. Белостоцкий. И для этого района в нашу задачу входило по существу только отнесение хаотических образований к тому или иному типу, согласно новой классификации хаотических комплексов.

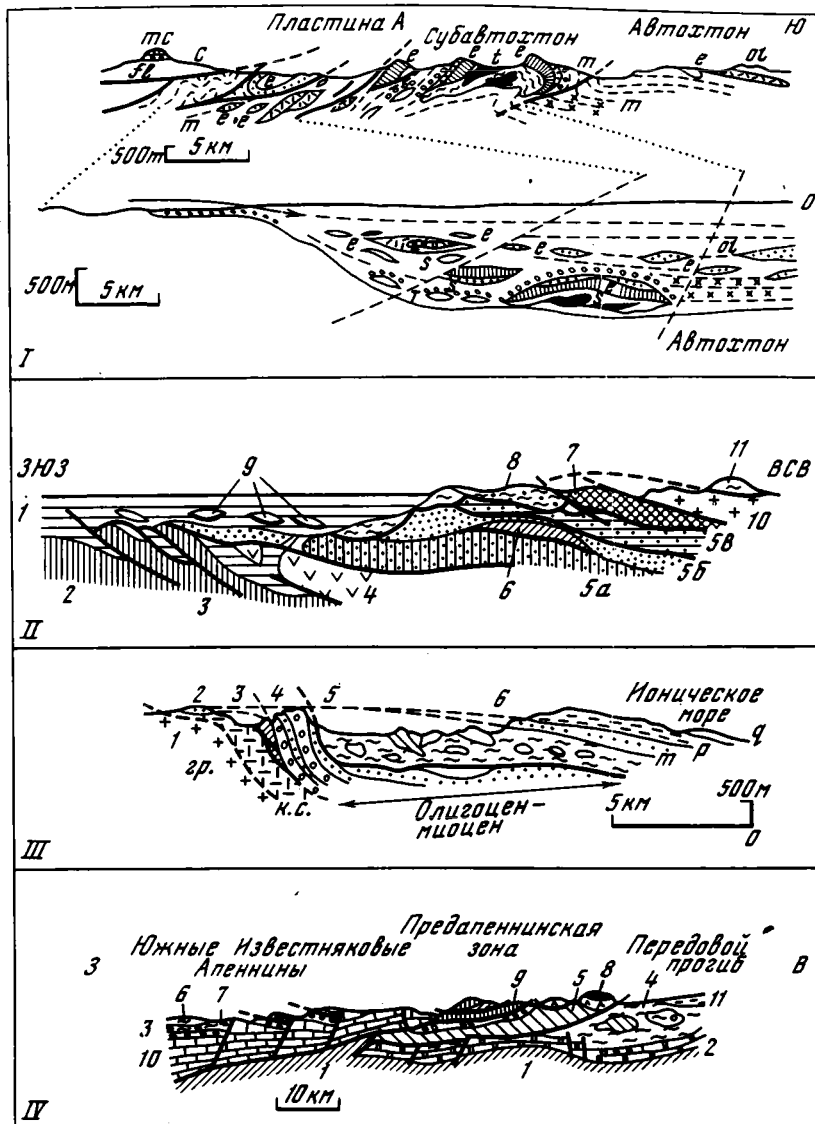
Итак, можно видеть, что верхнеэоценовые—раннеолигоценовые тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы распространены чрезвычайно широко в пределах Альпийской складчатой области, протягиваясь с перерывами на многие тысячи километров от западных Альп до Иранского Белуджистана на востоке. Микститовые толщи этого возрастного интервала характеризуются многими чертами строения, свойственными и микститам более ранних этапов развития Альпийской области. Но имеются и признаки отличия: в микститах верхнего эоцена очень редко встречаются в виде обломков породы офиолитовой ассоциации; тектоно-гравитационные и гравитационные микститы приурочены главным образом к зонам длительно развивающихся флишевых прогибов, в основном северной ветви Альпид; микститы этого возраста распространены более широко, чем микститы более ранних этапов и т.д. Необходимо отметить также, что микститы данного этапа связаны с пограничными слоями верхнего эоцена—нижнего олигоцена, т.е. интервал времени накопления микститовых толщ очень непродолжителен.

ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ

В олигоцене и неоген-четвертичных отложениях микститы известны во многих местах Альпийской складчатой области: Пиренеях [Clauzon, 1972], Бетской Кордильере [Hoedaemaeker, 1973], в Марокко, Тунисе и Алжире [Tectonique..., 1971], Сицилии [Rigo de Righi, 1956; Beneo, 1956; Broquet et al., 1966], Апеннинах [Эльтер, Тревизан, 1976; Кер, 1976; Beneo, 1956a], Карпатах [Смирнов, 1975], Турции [Graciansky, 1968, 1973], в Крыму, на Памире [Щерба, 1975, 1978] и в других местах.

В отличие от предыдущих разделов не буду приводить здесь систематического изложения регионального материала. Во-первых, многие объекты этого возраста были рассмотрены в главах, посвященных описанию общего строения микститов и их генезиса. Во-вторых, в предыдущих разделах достаточно ясно изложена методика анализа материала по строению микститовых образований. В-третьих, выделение внутри неоген-четвертичного временного интервала более дробных этапов, во время которых происходило массовое развитие микститов, наталкивается на сложности стратиграфического порядка, которые трудно преодолеть, не будучи специалистом в области стратиграфии неоген-четвертичных отложений.

Тем не менее нужно заметить, что микститовые толщи, начиная с олигоцена, приобретают новые, важные для понимания общей эволюции складчатой области черты, а это приводит к необходимости рассмотреть некоторые аспекты геологии хаотических образований наиболее позднего этапа становления Альпийской складчатой области. Если оценивать число местонахождений хаотических образований для этого отрезка времени, то окажется, что эта цифра весьма велика, но если обратить внимание на распространение тектоно-гравитационных микститов, то оно ограничено только определенными районами. Из всех упомянутых выше регионов, в которых развиты микститы, мощные и протяженные накопления грубокластического материала тектоно-гравитационных микститов, сравнимые с микститами среднего—верхнего мела или верхнего эоцена—нижнего олигоцена, развиты только в районах Калабрийско—Сицилийской дуги и Тельского Атласа [Кер, 1976],



Р и с. 70. Профили через передовой прогиб Талль-Атласа (I), Сицилию (II), впадину Краевой Калабрии (III), Южные Апеннины (IV) [Кер, 1976]

I. *t* — триас; *c* — сенон; *e* — эоцен; *ol* — олигоцен; *fl* — флиш; *m* — нижний миоцен; *mc* — конгломераты нижнего миоцена, залегающие трансгрессивно на покровах С. II. 1 — миоцен-плиоценовые и четвертичные впадины; 2 — платформа Рагуза; 3 — зона Шакка и Компофьорито-Каммарата; 4 — зона Викари; зона Склафони; 5а — мезозой и эоцен, 5б — внешние нумидийские породы, 5в — промежуточные нумидийские породы; 6 — панормиды; 7 — покров Монте-Соро (внешний флиш и дискордантная олигоцен-миоценовая моласса); 8 — покров Рейтано; 9 — известняковый край; 10 — пелоританский массив; 11 — покров чешуйчатых глин с внутренними нумидийскими породами. III. 1 — фундамент; 2 — филлиты; 3 — чешуи известнякового края; 4 — олигоцен-миоценовая моласса; 5 — дикий флиш; 6 — постороженный средний-верхний миоцен (*m*), плиоцен (*p*) и четвертичные отложения (*q*); гр. — граниты; кс. — кристаллические сланцы. IV. 1 — эпиплатформенный триас; 2 — мезозойские и кайнозойские неритовые отложения Брандского передового прогиба; 3 — миоценовая моласса; 4 — верхний миоцен и плиоцен с олистостромами; 5 — пластина Лагонеро; 6 — флиш; 7 — комплекс внутреннего флиша; 8 — офиолиты, радиолариты и известняки с *Calypionella*; 9 — чешуи глин и известняков (верхний мел-эоцен); 10 — юрские-нижнемиоценовые карбонатные породы; 11 — четвертичные отложения

Северных Апеннин [Эльтер, Тревизан, 1976] и Ликийского Тавра [Graciansky, 1968; Graciansky et al., 1970].

Калабрийско-Сицилийская дуга, Атлас и Северные Апеннины. В пределах Сицилии, Калабрии, Атласа и Северных Апеннин тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы получили значительное развитие (рис. 70), и все они занимают сходную структурную позицию. В пределах указанных регионов можно выделить несколько структурных элементов, которые перекрывают друг друга в определенной последовательности. Наиболее верхние элементы сложены флишевыми породами, возраст которых колеблется от поздней юры до самого раннего миоцена. В Северных Апеннинах и Калабрии с этими породами ассоциируются офиолиты. Внешние автохтонные элементы представлены образованиями Сахарской платформы (Атлас), платформы Рагуза (Сицилия), платформы Апулия—Монте-Гаргано (Апеннины). Между внутренним флишем и форландом находится несколько промежуточных покровных комплексов, приходящих из зон, вытянутых вдоль простирания Калабрийско-Сицилийской дуги.

Микститы Атласа приурочены к песчано-глинистым отложениям миоценового передового прогиба (см. рис. 70, А), который в настоящее время перекрыт системой тектонических покровов. Микститы этого района в отличие от многих других микститов не содержат горизонтов хаотических брекчий, а представляют отдельные блоки и пластины, заключенные в толщу вмещающих отложений. Размер блоков колеблется от кубических сантиметров до 1 км^3 и более. Эти разобщенные блоки сложены стратифицированными и малodeформированными породами. Обломки представлены породами, которые слагают аллохтонные массы, причем обломки в нижних горизонтах являются отторженцами пород нижележащих покровов, а в более высоких горизонтах — породами, слагающими верхние тектонические покровы.

Возраст хаотических толщ Атласа — ранний миоцен [Кер, 1976].

В Сицилии (рис. 70, Б) хаотические толщ так же, как и в Атласе, связаны с отложениями передового миоценового прогиба. Мощность миоценовых отложений с глыбовыми брекчиями и конседиментационными покровами в этом районе достигает 3000 м. В олигоцен-миоценовых образованиях внешней Нумидийской зоны отдельные глыбы достигают размера целых гор. Они сложены мезозойскими и эоценовыми породами.

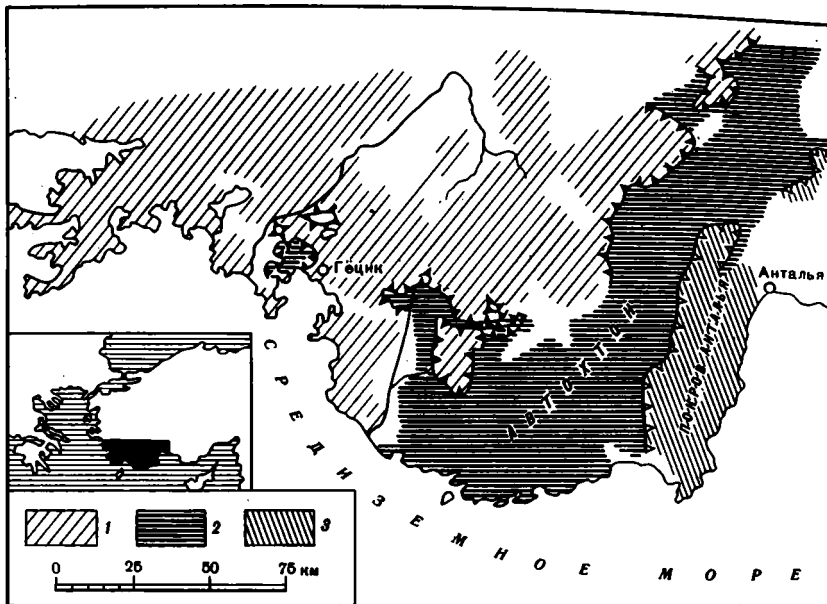
В нижнем миоцене Калабрии также развиты хаотические толщ значительной мощности (рис. 70, В). Они тектонически залегают на молассовых отложениях олигоцен—нижнего миоцена и стратиграфически перекрыты песчано-глинистыми образованиями посторогенного среднего—верхнего миоцена и плиоцена.

В пределах Южных Апеннин тектоно-гравитационные и гравитационные микститы приурочены к Молизе-Браданской впадине, которая представляет передовой прогиб Южных Апеннин. Хаотические толщ миоцен-плиоценового возраста перекрыты тектоническими покровами, сложенными флишевыми породами и офиолитами, а также юрскими—нижнемиоценовыми карбонатными отложениями Южных Известняковых Апеннин (рис. 70, Г). В микститах присутствуют отторженцы пород этих покровов.

В Северных Апеннинах хаотические образования включены в отложения формации Мачиньо (верхний олигоцен), а также в отложения тортона—среднего миоцена. [Эльтер, Тревизан, 1976].

Таким образом, в описываемых регионах толщ тектоно-гравитационных и гравитационных микститов принадлежат молассовым передовым прогибам и формировались в нижнемиоценовое — плиоценовое время. Как показывает состав обломков и пространственная приуроченность глыбовых образований к тектоническим покровам, их возникновение связано с дезинтеграцией аллохтонных масс и оползанием грубокластического материала в бассейн седиментации, где они и перекрывались песчано-глинистыми молассовыми отложениями передовых прогибов.

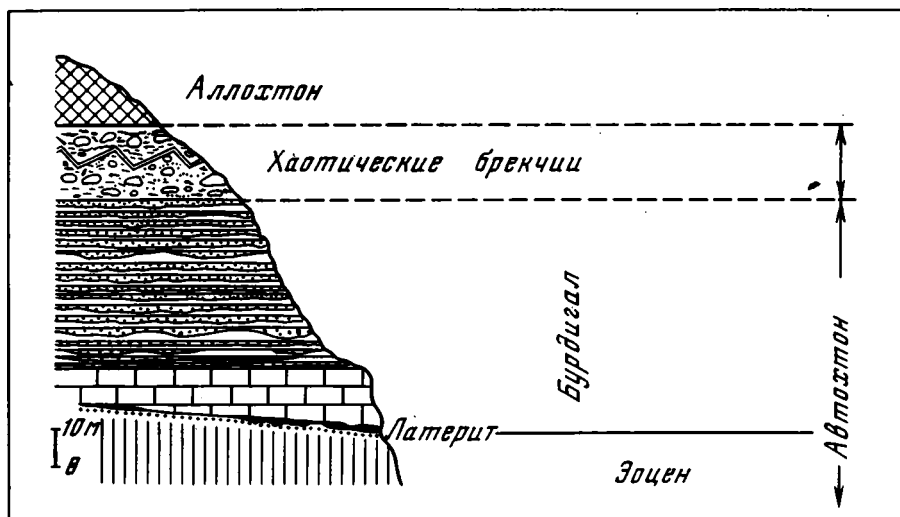
Совершенно аналогичное положение имеют миоценовые хаотические комплексы Ликийского Тавра [Graciansky, 1968; Graciansky et al., 1970], которые приурочены к молассовым отложениям миоцен-плиоценовых передовых прогибов, образующих наиболее внешние структурные элементы складчатой области и перекрытых, как и в предыдущих случаях, тектоническими покровами более внутренних зон (рис. 71, 72). Так же залегают в области передовых песчано-сланцевых прогибов и миоцен-плиоценовые гравитационные микститы Австрийских



Р и с. 71. Структурная схема районов Ликийского Тавра и Анталья [Graciansky et al., 1970, с. 557]

Покровы Анталья и Ликийские покровы перекрывают автохтонные образования, верхние горизонты которых сложены олистостромами миоцена

1 — ликийские покровы; 2 — автохтон; 3 — покров Анталья



Р и с. 72. Схематический стратиграфический профиль третичных отложений ликийского автохтона [Graciansky et al., 1970, с. 559]

Альп, Бетской Кордильеры, Карпат, Кавказа и других районов, однако объемы этих толщ малы и несравнимы с описанными в Сицилийско-Калабрийской дуге и Ликийском Тавре.

Обобщая материал по микститовым образованиям неоген-четвертичного возраста, можно отметить следующее:

- большинство микститов этого этапа связано с образованиями молассового комплекса, который формируется в наиболее внешних зонах Альпийской складчатой области;
- основные массы тектоно-гравитационных микститов сосредоточены по самой южной окраине Альпийской складчатой области. В других районах, и особенно в

молассовых прогибах северной ветви Альпид, формируются главным образом гравитационные микститы.

Кроме того, нужно заметить, что неоген-четвертичный этап состоит также из ряда мелких эпох массового возникновения тектоно-гравитационных и гравитационных микститов. Однако их выделение наталкивается на трудности, связанные со стратиграфическими проблемами. И изучение этапности образования микститов в неоген-четвертичное время — самостоятельная научная задача.

ОБОБЩЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО МАТЕРИАЛА

В предыдущем разделе рассмотрено геологическое строение хаотических комплексов различных регионов Альпийской складчатой области, проведена идентификация микститов, выявлена их структурная позиция и установлен возрастной интервал их образования. Из приведенного фактического материала по строению тектоно-гравитационных и гравитационных микститов можно видеть, что в их распределении существует некая закономерность, выраженная в приуроченности микститов к определенным стратиграфическим интервалам, структурным зонам и формационным группам пород. Изучение микститовых толщ позволило также выявить в ряде районов горизонтальные перемещения горных масс, не имеющие в современной структуре четкого выражения.

ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ МИКСТИТОВ

В истории развития Альпийской складчатой системы отчетливо выделяется несколько возрастных уровней, на которых в массовых количествах встречаются тектоно-гравитационные ($\alpha\beta$) и гравитационные (β) микститы. Это не значит, что формирования тектоно-гравитационных и особенно гравитационных микститов в промежутках между этими уровнями не происходило, но, как было показано, они образовывались спорадически, не имели массового распространения в пределах сколько-нибудь значительных пространств и были, как правило, незначительных объемов.

Выделяются следующие возрастные уровни массового распространения тектоно-гравитационных и гравитационных микститов (рис. 73):

- позднеюрский-раннемеловой, или титон-берриасский (Апеннины, Альпы, Внешние Карпаты, Кавказ, Динариды);
- среднемеловой (альб-сеноманский) (Пиренеи, Апеннины, Балканы, Румынские Карпаты, Апусени, Прованс, Малый Кавказ);
- позднемеловой (кампан-маастрихтский) (Пиренеи, Карпаты, Кавказ, Кипр, Турция, Оман, Гималаи?);
- позднечетвертичный-раннеолигоценовый (Пиренеи, Апеннины, Альпы, Динариды, Внешние Карпаты, Родопский массив, Крайштыды, Кавказ, Турция, Иран?);
- неоген-четвертичный, распадающийся на ряд подэтапов (Бетская Кордильера, Сицилия, Северная Африка, Апеннины, Калабрия, Турция, Памир, Крым, Карпаты).

Определение времени и продолжительности формирования тектоно-гравитационных и гравитационных микститов основано главным образом на изучении остатков ископаемой фауны, содержащейся в толщах микститов, или на положении хаотических комплексов в разрезе фаунистически датированных вмещающих отложений. Но из регионального материала видно, что не всегда датировки достаточно четки. В ряде мест возраст хаотических комплексов не может быть установлен прямыми методами и определен на основании только косвенных признаков. Однако в большинстве регионов возрастные определения достоверны. Наиболее четко фиксируются в разрезе среднемеловые, верхнемеловые и позднечетвертичные-раннеолигоценовые микститы. Как правило, их возраст подтвержден большим числом находок руководящей ископаемой фауны в самой толще и достаточно строгим положением в разрезе фаунистически датированных отложений.

Продолжительность этапов накопления микститов во избежание крупных ошибок необходимо искусственно увеличить, т.е. несколько расширить пределы, в которых могло происходить их накопление; тем не менее в некоторых районах остатки ископаемой фауны не позволяют говорить о строгом определе-

Система	Отдел	Пиреней	Восточные Кордильеры	Северные Апеннины	Южные Апеннины	Сицилия	Северная Африка	Альпы Французские	Альпы Швейцарские	Альпы Австрийские	Динариды	Карпаты восточные	Карпаты восточные	Балканы	Крым	Большой Кавказ	Малый Кавказ	Западная Турция	Восточная Турция	Иран	Оман	Пакистан	Гималаи
Q	Антропоген																						
N	Плиоцен																						
	Миоцен																						
P	Олигоцен																						
	Эоцен																						
	Палеоцен																						
K	Верхний																						
	Нижний																						
J	Верхний																						



Р и с. 73. Схема пространственно-временного размещения тектоно-гравитационных и сопровождающих их гравитационных микститов в Альпийской складчатой области

1 — офиолитовые и офиолитовокластовые $\alpha\beta$ - и β -микститы; 2 — $\alpha\beta$ - и β -микститы, связанные с флишем; 3 — $\alpha\beta$ - и β -микститы, связанные с молассой

нии возраста микститов, а местные стратиграфические шкалы несколько отличаются одна от другой. Этот интервал расширяется и за счет некоторого несоответствия времени образования микститов в разных районах; он определяется промежутком времени от появления наиболее ранних микститов этого возраста до возникновения самых поздних. При этом обычно устанавливается уровень, когда формирование микститов происходило практически во всех районах их развития. Так, микститы позднего эоцена—раннеолигоценового этапа в разных местах формируются в несколько разное время: на Кавказе — в верхах позднего эоцена—низах олигоцена, на Карпатах — в позднем эоцене, в Альпах — в самых верхах позднего эоцена и т.д., т.е. возрастной интервал в целом охватывает весь поздний эоцен—ранний олигоцен. Но при этом во всех районах микститовые толщи, независимо от начала и конца накопления, формируются в пограничных слоях эоцена—олигоцена. Достаточно четко фиксируется время формирования тектоно-гравитационных и гравитационных микститов и для других временных интервалов, однако разницей в датировках может быть весьма существенным. Так, в большинстве районов в среднем мелу образование микститов приурочено к границе альбского и сеноманского ярусов. Но время накопления хаотических комплексов может в разных местах сдвигаться от этого репера (по которому и дано название этапу) в ту или иную сторону: в Румынских Карпатах образование микститов начинается в верхнем апте и продолжается до сеномана включительно; на Малом Кавказе начало формирования микститов несколько запаздывает, оно приходится на сеноман, и микститы накапливаются вплоть до коньякского яруса; на Балканах микститы образуются в альбе—сеномане.

Таким образом, тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы образуются в массовом количестве в достаточно узкие интервалы времени. Длительность эпох, во время которых происходило накопление $\alpha\beta$ - и β -микститов, составляет один-два, реже три-четыре геологических века. По продолжительности эти этапы сравнимы и насчитывают 5—20 млн. лет. Исходя из геологических данных, оценить их длительность более точно невозможно. Однако ясно, что процесс образования тектоно-гравитационных и сопровождающих их гравитационных микститов не является единовременным актом и что на всех этапах продолжительность накопления хаотических комплексов изучаемого типа в масштабах геологического времени все же незначительна и вполне сравнима.

Тем не менее мы видели, что тектоно-гравитационные и гравитационные микститы не всегда приурочены к выделенным интервалам, а время их фор-

мирования или несколько сдвигается относительно того или иного интервала, или попадает на такие промежутки времени, для которых в масштабах Альпийской области не свойственно массовое развитие микститов. Так, на Малом Кавказе $\alpha\beta$ -микститы формируются вплоть до нижнего коньяка. Здесь происходит как бы слияние двух этапов: крупного, принципиально важного среднемилового, и более частного (я не заострял на нем внимания раньше) турон-нижнеконьякского, который нашел отражение в накоплении глыбовых толщ Болгарии [Начев, 1977а; Бончев и др., 1975], Бетской Кордильеры [Hoedaemaecker, 1973] и Пиренеев [Debelmas, 1974]. В Пиренеях накопление глыбовых толщ продолжается практически до верхнего сенона, т.е. здесь по существу сливаются воедино три этапа: среднемиловой, турон-коньякский и кампан-маастрихтский.

Может показаться, что такое "сквозное" прохождение микститов по разрезу и развитие в пределах некоторых регионов тектоно-гравитационных и гравитационных микститов всех или многих из выделенных этапов подрывает основы этапности, которая была установлена. Причем более молодые глыбовые толщ расположены и в более внешних зонах, чем древние. Создается картина просто, казалось бы, миграции с течением времени от внутренних зон к внешним. Такие закономерности имеют место и известны, в частности, в Северных Апеннинах и Тавре [Graciansky et al., 1970, 1972]. Это явление характерно и для всей Альпийской области в целом: микститы ранних этапов связаны с внутренними областями Альпид, а все более молодые микститы связаны и с более внешними, сначала флишевыми, а затем молассовыми зонами. Но дело в том, что, несмотря на миграцию хаотических комплексов (а это очень важное явление для понимания развития и конкретных регионов, и всей области в целом) и кажущееся их постепенное развитие, основные массы глыбовых образований приурочены все-таки к определенным возрастным уровням или только несколько смещены относительно их. Микститы же, которые развиты по всему разрезу (это редкий случай), свидетельствуют о наложении друг на друга различных этапов и слиянии их в более или менее единую эпоху. Однако и здесь внимательный анализ позволяет установить различие в объемах образовавшихся грубокластических толщ. В Пиренеях, в частности, альб-сеноманские микститы на порядок (если не больше) превосходят по объемам более поздние. Кроме того, если альб-сеноманские микститы обладают признаками микститов тектоно-гравитационных, то более поздние по преимуществу относятся к классу микститов гравитационных. Показательный пример сквозного развития микститов — Дагестан (смотри гл. "Генезис..."), где микститы формируются практически непрерывно, начиная с верхнего мела (все-таки кампан—маастрихт!) и кончая олигоцен-миоценом. Но, как было показано, формирование микститов этого региона связано с сугубо местными условиями — ростом крупного конседиментационного поднятия, начало возникновения которого, как указывает возраст микститов, возможно, косвенно связано с определенной фазой усиления тектонических движений. И микститы Дагестана, несомненно, относятся к категории гравитационных микститов, т.е. микститов, отражающих местные условия развития конкретной области. Даже в пределах Кавказа мы не знаем по существу района, где бы микститы формировались во время всего верхнего мела, палеогена и миоцена. Однако позднэоценовый—раннеолигоценовый этап проявлен чрезвычайно мощно.

Нужно отметить также, что в пределах одного возрастного интервала получают развитие и тектоно-гравитационные, и гравитационные микститы. В одних случаях обе разновидности образуют единые комплексы, в других — гравитационные микститы имеют самостоятельное значение, но если β -микститы и образуются практически на всем протяжении мезозой-кайнозойской истории Альпийской области, то главные их массы все-таки связаны с выделенными эпохами развития хаотических комплексов.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ МИКСТИТОВ

Из рассмотренного фактического материала по распространению тектоно-гравитационных и гравитационных микститов можно видеть, что они занимают значительные пространства и обнажены в самых различных участках Альпийской складчатой области. Однако и здесь легко удастся подметить определенную закономерность в их размещении: микститы разных этапов приурочены обычно и

к разным зонам Альпид. Во время некоторых этапов (средний мел, поздний эоцен) микститы образовывались практически на всем протяжении пояса от Пиренеев на западе до Ирана на востоке; во время других (поздняя юра—ранний мел, кампан—маастрихт) микститы развивались более локально и приурочены к определенным сегментам складчатой области.

Позднеюрские и раннемеловые тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы известны в основном во внутренних частях Альпийской области (Апеннины, Альпы), гравитационные микститы этого этапа развиты шире и известны и в других районах внешних частей складчатой системы (Балканы, Кавказ, Карпаты).

Среднемеловые микститы распространены гораздо шире, и их выходы тесно связаны также с внутренними областями Альпид. Они известны в Апеннинах, на границе Внешних и Внутренних Карпат, на Малом Кавказе, на Балканах и т.д. На этом этапе резко преобладают тектоно-гравитационные микститы, гравитационные только сопровождают образование тектоно-гравитационных. Гравитационные микститы, не связанные с тектоно-гравитационными, на этом этапе распространены незначительно (Кавказ, Альпы и некоторые другие районы).

Позднемеловые тектоно-гравитационные микститы приурочены главным образом к более внешним зонам Альпид (граница Внешних и Внутренних Карпат — Пьенинский утесовый пояс) и в основном к южному ограничению области Тетис (Ликийский Тавр, Кипр, Оман, возможно, Гималаи). В северной ветви Альпид тектоно-гравитационные микститы этого возраста развиты слабо. Но гравитационные микститы в северной ветви Альпид получили более широкое распространение. Они описаны в Пиренеях, на Кавказе, в Бетской Кордильере и других местах.

Наиболее широко представлены тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы позднеэоценового—раннеолигоценового возраста. Пространственно они связаны с внешними (главным образом флишевыми) зонами северной ветви Альпийской области, но в отдельных местах известны и в более внутренних зонах (Родопский массив, Крайштиды) и в южной ветви (Массив Битлис, Малый Кавказ). Гравитационные микститы этого возраста развиты слабо (не считая, конечно, тех, которые непосредственно образуют накопления, единые с тектоно-гравитационными).

Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы неоген-четвертичного времени обычно приурочены к самым внешним зонам Альпийской складчатой области и связаны с молассовыми прогибами. Причем здесь наблюдается любопытная закономерность: тектоно-гравитационные микститы обычно приурочены к южной ветви Альпид (Калабрийско-Сицилийская дуга, Северная Африка, Апеннины, Турция), тогда как по северной ветви развиваются главным образом гравитационные микститы. Только в отдельных местах северной ветви (Памир) мы знаем микститы тектоно-гравитационные.

Таким образом, главная закономерность пространственного размещения тектоно-гравитационных микститов выражена в миграции с течением времени места их формирования от внутренних к внешним областям Альпийской складчатой системы. Такая миграция свойственна и частным геосинклинальным прогибам. Так, в Апеннинах, Ликийском Тавре и некоторых других районах область формирования микститов со временем смещается от внутренних частей геосинклинали к более внешним. Гравитационные микститы, которые развиваются самостоятельно и не связаны с тектоно-гравитационными, распространены обычно шире, чем тектоно-гравитационные, и не имеют такой строгой приуроченности к определенным районам.

ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ И СООТНОШЕНИЯ ДРУГ С ДРУГОМ

Как было установлено, образование β -микститов связано с процессами гравитационного перемещения масс (обвальнo-осыпные и оползневые процессы), в формировании $\alpha\beta$ -микститов принимают участие тектонические процессы (брекчирование, дробление, меланжирование) и обвальнo-оползневые; последние обуславливают главным образом перемещение кластического материала. Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы могут встречаться как совместно в составе единых толщ, так и отдельно. Но если β -микститы часто образуют

самостоятельные тела (олигоценые микститы майкопской свиты Кавказа, среднеэоценовые микститы Аджаро-Триалетской складчатой системы и Пиренеев, меловые микститы в тешинских сланцах Карпат и пр.), то тектоно-гравитационные чаще всего ассоциируют с гравитационными, так как повышенная тектоническая активность области формирования $\alpha\beta$ -микститов неизбежно приводит к гравитационной неустойчивости масс горных пород. Во многих глыбовых толщах присутствуют обе разновидности микститов. Особенно тесно переплетаются гравитационные и тектоно-гравитационные микститы, находящиеся среди флишевых отложений. Такие брекчии описаны в тильском флише Болгарии, в верхнеэоценовых отложениях Южного склона Большого Кавказа, в меловых глыбовых толщах Малого Кавказа и в других районах.

В количественном отношении (число конкретных тел) найти какую-либо закономерность в распределении гравитационных и тектоно-гравитационных микститов не представляется возможным. Что касается объемов кластического материала, который возникает в процессе формирования различных типов хаотических брекчий, то объемы тектонически возникшего материала несравненно больше, чем объем материала оползневых тел, хотя объем каждого конкретного тела практически не зависит от его происхождения. И не случайно одним из отправных пунктов для поисков иного, чем обвальное-оползневое, объяснения генезиса явилась невозможность образования столь огромных масс грубообломочного материала только за счет гравитационного перемещения. Возникновение кластического материала, как показывает рассмотрение глыбовых толщ Альпийского пояса, в подавляющем большинстве случаев связано с тектоническим раздроблением пород в теле покрова. Последующее оползание и обрушение глыбового материала в седиментационные бассейны, расположенные перед фронтом этих покровов, вызывает накопление в геологическом разрезе мощных и протяженных тел, характеризующихся хаотическим строением. И можно без всякого преувеличения сказать, что подавляющая часть хаотических комплексов рассмотренного типа принадлежит к категории тектоно-гравитационных микститов, т.е. таких хаотических комплексов, кластический материал которых сформирован при дезинтеграции тектонических покровов. Образование же тектоно-гравитационных микститов, практически всегда сопровождающееся накоплением и гравитационных, свидетельствует о том, что возникновение тектонических покровов приводит к появлению градиента высот, т.е. к формированию рельефа.

Соотношение гравитационных и тектоно-гравитационных микститов с течением времени меняется. Тектоно-гравитационные микститы развиты незначительно на ранних этапах (юра—ранний мел), наибольшего расцвета достигают в среднем мелу—олигоцене, меньше распространены в неоген-четвертичное время. Гравитационные микститы, не имея существенного значения на ранних этапах (что подтверждается и материалами по другим складчатым областям, в частности по Уралу), в мелу—раннем олигоцене приобретают существенное значение, но наиболее представительны в неоген-четвертичных отложениях. Показательно, что на молассовом этапе развития $\alpha\beta$ -микститов меньше, чем микститов гравитационных. Это еще раз подчеркивает, что образование тектоно-гравитационных микститов нельзя связывать только с оползновыми процессами, которые наиболее сильно проявлены именно в молассовый этап — этап горообразования. Однако возникновение гравитационных микститов связано не только с наличием рельефа, но и со степенью гравитационной неустойчивости осадка, поэтому они часто появляются в периоды интенсивного терригенного осадконакопления, например во флишевые этапы.

Возникновение β -микститов, как было показано в главе "Генезис...", может быть связано с увеличением темпов осадконакопления, изменением уклона морского дна, ростом частных поднятий и антиклинальных структур, отдельными сейсмическими подвижками, т.е. с местными, свойственными только данному региону условиями. Гравитационные микститы (в том случае, если они образуют самостоятельные накопления, а не ассоциируют с тектоно-гравитационными) не образуют протяженных зон. Они распространены спорадически, не имеют строгой приуроченности к определенным стратиграфическим интервалам (расположение их в разрезе может быть достаточно случайным); объемы этой разновидности микститов в сравнении с объемами $\alpha\beta$ -микститов весьма незначительны.

Следовательно, гравитационные микститы отражают своим существованием слабо региональные условия, не связанные непосредственно с развитием всей складчатой области или ее значительных территорий.

Основная же масса грубообломочных образований принадлежит разновидности тектоно-гравитационных микститов, которые слагают мощные толщи, протягивающиеся на многие десятки, сотни, а с перерывами и на тысячи километров. Они концентрируются на определенных стратиграфических уровнях, в пределах которых распространение глыбовых толщ охватывает или территорию всей складчатой области, или ее значительные участки. Причем тектоно-гравитационные микститы в пределах одного возрастного интервала, как мы видим, образуются в разных структурно-формационных областях: и в пределах краевых частей платформ, и на срединных массивах, и в глубоководных прогибах. Все это наталкивает на мысль, что тектоно-гравитационные микститы отражают важные события в истории складчатой области — события, выходящие за рамки отдельных участков и имеющие межрегиональное значение.

ФОРМАЦИОННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ МИКСТИТОВ

Упорядоченность размещения микститов выражена в приуроченности их к определенным формационным группам пород. Тектоно-гравитационные и сопутствующие им гравитационные микститы ассоциируют с несколькими формационными группами пород [Леонов и др., 1978]: офиолитовым комплексом, флишем и молассовыми отложениями. Наибольшим распространением пользуются микститы, образовавшиеся в период накопления флишевых отложений; менее значительны по объемам и занимаемой площади, но также весьма представительны микститы, связанные с офиолитовым и молассовым комплексами. В то же время для других типов отложений, таких как аспидная формация или эпиплатформенные отложения, тектоно-гравитационные микститы вообще не характерны, а гравитационные микститы встречаются спорадически, как, например, в меловых и палеогеновых отложениях Дагестана, на Центральном Французском массиве, в основании тешинских сланцев в Карпатах и т.д.

Тектоно-гравитационные микститы, связанные с перечисленными типами пород, сходны по строению, составу и положению в разрезе вмещающих отложений и в тектонической структуре складчатых областей. Сходны, но не идентичны. Имеются и черты различия, которые часто не слишком явно выражены, но тем не менее отражают, как будет видно в дальнейшем, существенные закономерности общего развития структуры земной коры крупных участков геосинклинальных областей или складчатых поясов в целом.

Тектоно-гравитационные микститы, связанные с породами офиолитового комплекса (и сопровождающие их гравитационные), пространственно связанные с породами офиолитовой ассоциации, известны во многих местах Альпийской области. Среди $\alpha\beta$ -микститов этой категории можно выделить две разновидности [Соколов, 1977]: "офиолитовые" и "офиолитовокластовые".

Первая разновидность не имеет широкого распространения, известна в ограниченном числе мест (Западные Альпы, Северные Апеннины) и относится к наиболее ранним по времени образованиям хаотического облика. Данный тип олистостромов пространственно связан с породами офиолитового комплекса и сложен исключительно обломками пород этого комплекса, что и позволяет назвать эти микститы "офиолитовыми". Наиболее характерны черты этих микститов — обломки исключительно пород офиолитовой ассоциации, главным образом ее габбро-гипербазитовой составляющей; залегание в основании или в самых низах вулканогенно-осадочной толщи офиолитовой триады (см. рис. 47); незначительное распространение и объемы; практическое отсутствие β -микститов; ассоциация с офиолитовым меланжем.

Офиолитовые $\alpha\beta$ -микститы известны и в других складчатых областях (Урал, Тянь-Шань).

Вторая разновидность $\alpha\beta$ -микститов — офиолитовокластовые — распространена гораздо шире и известна в различных регионах Альпид (Апеннины, Динариды, Турция, Малый Кавказ, Оман, Гималаи и т.д.). Офиолитовокластовые микститы, как и микститы первой разновидности, связаны пространственно с породами офиолитовой ассоциации и образуются за счет их разрушения. Однако в отличие от первой разновидности офиолитовокластовые олистостромы залегают не только среди пород офиолитового комплекса, а появляются и во флишеидных, или перекрывающих офиолитовый комплекс, или развитых в пределах иных структурно-фациальных зон, соседствующих с областями разви-

тия пород офиолитовой ассоциации. Типичный пример этого типа — микститы, описанные на Малом Кавказе в пределах Севано-Акеринской зоны, где они залегают среди отложений верхнего мела и пространственно связаны с выходами офиолитов.

Офиолитовокластовым микститам свойственно:

- расположение в разных структурно-формационных зонах;
- разнообразный состав обломков, но обязательное присутствие офиолитов;
- пространственная связь с породами офиолитовой ассоциации;
- флишеидные вмещающие отложения;
- большая мощность и площадное распространение;
- значительное развитие гравитационных микститов;
- более молодой в сравнении с первой разновидностью возраст;
- пространственная приуроченность к внутренним зонам Альпид.

Кроме Альпид, офиолитовокластовые $\alpha\beta$ - и β -микститы известны на Урале, Тянь-Шане, в Аппалачах и в других районах.

Тектоно-гравитационные микститы, связанные с флишевыми отложениями. С флишем связаны наиболее значительные массы $\alpha\beta$ -микститов. Глибовые образования этого типа известны практически во всех более или менее крупных флишевых прогибах Альпийской области. И даже в тех случаях, когда флишевые прогибы возникают на короткие промежутки времени (коньякский флиш Судет, верхнеэоценовый флиш Внутренних Карпат), флишевая седиментация осложняется накоплением грубообломочных толщ; правда, при этом в большинстве случаев формируются β -микститы, а не тектоно-гравитационные.

Для микститов флишевого этапа прежде всего характерно: массовое развитие (микститы слагают тела огромной протяженности и мощности); чрезвычайно разнообразный обломочный материал, часто экзотический; отсутствие в большинстве случаев отторженцев пород офиолитовой ассоциации; пространственная приуроченность к внешним, флишевым зонам Альпийской складчатой области, главным образом к ее северной ветви; распространение на разных стратиграфических уровнях, но преимущественно в среднем и позднем мелу и особенно в позднем эоцене; широкое распространение β -микститов.

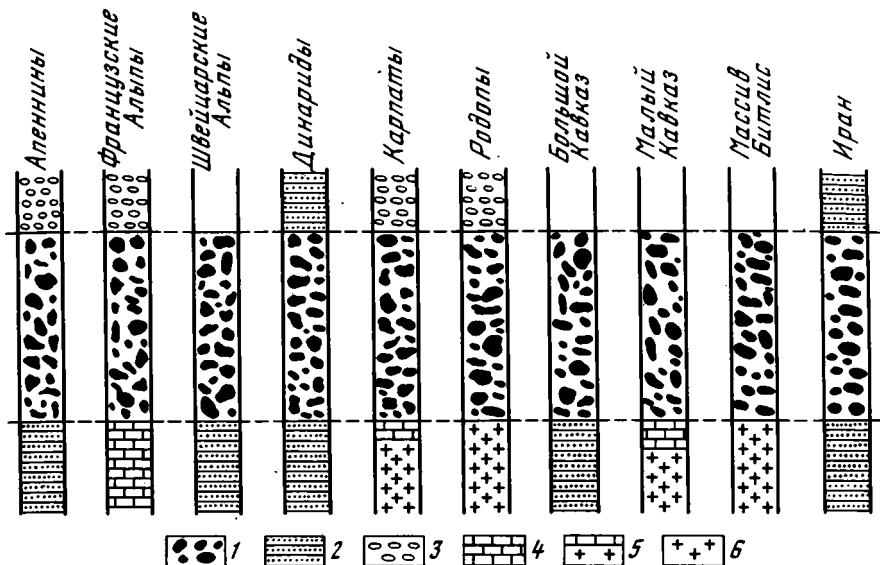
Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы, связанные с флишевыми отложениями, распространены практически во всех складчатых областях (Тянь-Шань, Урал, Аппалачи, Гарц, Арденны) и даже на территории древних массивов (Чешский массив).

Тектоно-гравитационные микститы, связанные с молассовыми отложениями, появляются в молассовых отложениях неоднократно. Они известны в молассах Пиренеев, Французских Альп, Карпат, Северных и Южных Апеннин, Сицилии, Телльского Атласа, Кавказа, Турции, Памира и в других районах. Однако для молассовых образований более свойственно присутствие гравитационных микститов. Тектоно-гравитационные встречаются реже и приурочены в основном к южной ветви Альпийского пояса (Атлас, Сицилия, Калабрия, Тавр), где они образуют весьма значительные массы грубообломочного материала. Но в отдельных районах, расположенных во внутренних (массив Бучеджи) или северных (Памир) зонах Альпид, отмечено формирование $\alpha\beta$ -микститов. Тектоно-гравитационные микститы встречаются и среди грубообломочных (Памир, Бучеджи), и среди тонкозернистых (Атлас, Сицилия) отложений.

Отличительными чертами $\alpha\beta$ -микститов, связанных с молассовыми отложениями, являются: отсутствие (как правило) в обломках пород офиолитовой ассоциации; приуроченность к передовым прогибам, главным образом южной периферии Альпийской области; приуроченность к молодым отложениям молассового этапа (олигоцен—миоцен—плиоцен).

Молассовые отложения включают в себя, кроме тектоно-гравитационных, и β -микститы; последние залегают среди молассовых отложений в виде отдельных тел. Многие $\alpha\beta$ - и β -микститы приурочены к зонам тектонических уступов.

Таковы пространственные, временные и формационные закономерности размещения тектоно-гравитационных и гравитационных микститов в пределах Альпийской складчатой области. Анализ этих закономерностей применительно к тектоно-гравитационным микститам показывает, что все они (закономерности) находятся в определенной связи между собой. Тектоно-гравитационные миксти-



Р и с. 74. Положение тектоно-гравитационных микститов в разрезе различных регионов Альпийской области

1 — *аб*-микститы; 2 — флиш; 3 — моласса; 4 — эпиплатформенные и миогеосинклинальные фации; 5 — внутренние кристаллические массивы с осадочным чехлом; 6 — гранитно-метаморфический фундамент внутренних массивов. На рисунке видно, что *аб*-микститы залегают в различных структурно-формационных зонах Альпийской складчатой области и формируются в позднем эоцене независимо от того, каково было предшествующее развитие данного региона

ты ранних этапов связаны преимущественно с внутренними зонами Альпид и находятся в ассоциации с породами офиолитового комплекса. Более поздние *аб*-микститы (позднемеловые, позднеэоценовые—раннеолигоценовые) связаны с флишевыми отложениями и более характерны для внешних флишевых прогибов (позднемеловые — для южных, позднеэоценовые — для северных). Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы неоген-четвертичного возраста приурочены к самым внешним зонам альпийского сооружения и связаны с молассовыми формациями, т.е. взаимосвязанность пространственного и временного положения и формационной принадлежности микститов — не случайность, а некое парагенетическое единство, отражающее определенную стадию развития того или иного участка складчатой области. Естественно, бывают и исключения.

Так, микститы, находящиеся среди конгломератов Бучеджи в Румынских Карпатах и имеющие альб-сеноманский возраст, принадлежат молассовому комплексу и внутренним зонам складчатой области, что, казалось бы, несколько противоречит установленным закономерностям. Но нужно помнить, что для времени их образования характерно замыкание геосинклинальных бассейнов внутренней части области Тетис и возникновение горного рельефа, что и обусловило накопление молассовых толщ. И по отношению к внутренним зонам того времени область формирования конгломератов Бучеджи и микститов занимала наиболее внешнее положение.

В пределах одного этапа в разных районах тектоно-гравитационные микститы могут иметь разный состав и разную формационную принадлежность (рис. 74). Так, например, позднеэоценовые—раннеолигоценовые *аб*-микститы в зоне Южного склона Большого Кавказа и в Ультрагельветской зоне Альп заканчивают этап флишевого осадконакопления; в Динаридах и Иранском Белуджистане они заключены внутри флишевых отложений — флишевый этап продолжается и в олигоцене и, возможно, в миоцене; в субальпийских цепях Франции микститы слагают нижние горизонты альпийской молассы и формируются в краевой зоне платформы; в Болгарии их образование происходит в зоне "стабильного" Родопского массива, на территории которого длительное время не происходило накопления осадков. Такая же картина наблюдается и для других этапов, например для среднемелового. На этом этапе в пределах Малого Кавказа, Апеннин и

Апусеней происходит накопление офиолитовокластовых микститов, связанных с закрытием бассейнов с меланократовым типом коры; в то же время в Пиренеях микститы залегают среди осадков флишеидного облика, а на границе Внешних и Внутренних Карпат приурочены к моменту смены режима осадконакопления от флишевого к молассовому и т.д.

Таким образом, $\alpha\beta$ -микститы одного этапа образуются в различных структурно-формационных зонах и на разных стадиях их развития. И если формационная принадлежность и состав обломков в микститах отражают определенную стадию развития каждой конкретной области, в которой формируются микститы, то тектоно-гравитационные микститы (разного состава и разной формационной принадлежности) одинакового возраста на огромных пространствах складчатой области свидетельствуют о процессе, едином для значительных территорий, который накладывается на процессы, ответственные за узко региональное развитие.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ И ШАРЬЯЖЕЙ

Каков же геологический смысл выделенных этапов массового формирования тектоно-гравитационных микститов и установленных пространственных и формационных закономерностей в их размещении?

Тектоно-гравитационные микститы — это показатели горизонтальных перемещений горных масс, и выделенные этапы — суть этапы проявления интенсивных горизонтальных перемещений блоков земной коры, часто приводящих к становлению тектонических покровов и шарьяжей. А пространственное размещение $\alpha\beta$ -микститов и их связь с определенными формационными группами пород отражают, следовательно, особенности проявления этих движений и их место и значение в геологической истории Альпийской складчатой области.

Судя по временному распределению тектоно-гравитационных микститов, горизонтальные движения блоков земной коры проявлялись, начиная с поздней юры, и происходят практически до настоящего времени. Однако эти движения во времени и в пространстве происходили неравномерно. Этапы наиболее интенсивного скучивания приурочены к кратковременным (5—20 млн. лет) интервалам, разделенным эпохами относительного (в смысле горизонтальных перемещений) покоя. Выделено пять этапов, которые в общем соответствуют орогеническим фазам Г. Штилле: позднеюрский—раннемеловой (позднекиммерийская фаза), альб-сеноманский (австрийская фаза), кампан-маастрихтский (ларамийская фаза), позднеэоценовый—раннеолигоценовый (пиренейская фаза) и неоген-четвертичный (соответствует ряду мелких фаз этого времени).

Однако в отличие от Г. Штилле и других геологов, которые устанавливали эти фазы по угловым несогласиям, мы можем благодаря изучению тектоно-гравитационных микститов не только подтвердить существование фаз (этапов, эпох) повышенной тектонической активности, но и более четко (на основе стратиграфических данных) провести их корреляцию в удаленных друг от друга районах и установить одновременное усиление тектонических движений на огромных пространствах или всей складчатой области, или ее весьма значительных участков. Более того, выяснено, что этапы интенсивных тектонических движений — это не мгновенные импульсы, а эпохи, имеющие определенную продолжительность, и на значительных участках складчатой области (временами во всей складчатой области) эти этапы — время интенсивного горизонтального скучивания земной коры. Таким образом, установлено конкретное содержание выделенных фаз.

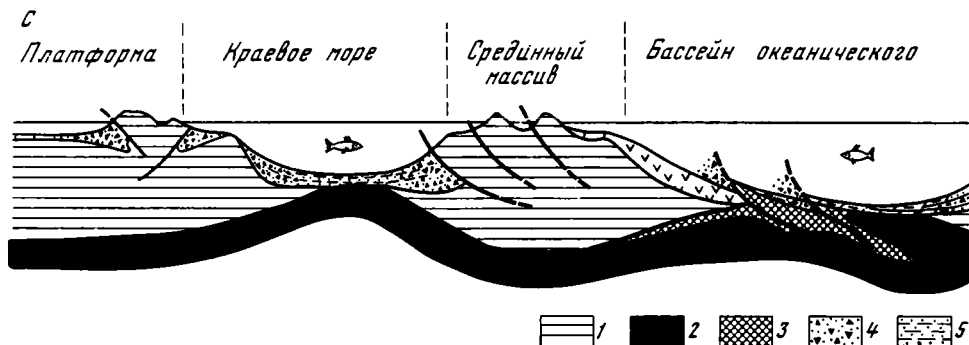
Горизонтальные перемещения в разное время концентрировались в различных районах Альпийской области и связаны с различными стадиями развития геосинклинали. Самые ранние движения поздней юры—раннего мела концентрировались в наиболее внутренних зонах (Апеннины, Динариды, Балканы). Причем в горизонтальное скучивание на ранних этапах вовлекаются главным образом породы офиолитового комплекса. Появление в микститах обломков метаморфизованных габбро, пород с деформированными кристаллами, со сланцеватыми и гнейсовидными структурами указывает на то, что дезинтеграции и разрушению под-

вергались уже деформированные и метаморфизованные породы ложа достаточно глубоководных бассейнов, о чем свидетельствует и залегание микститов среди пород офиолитовой ассоциации.

Второй этап мощного горизонтального скупивания с образованием системы тектонических покровов приходится на средний мел. Движения этого времени проявились главным образом во внутренних зонах Альпид или во внутренних областях частных геосинклиналей, как это наблюдается в Апеннинах, на Малом Кавказе и в других районах. Формирование тектоно-гравитационных микститов из отторженцев пород офиолитового комплекса связано с моментом закрытия бассейнов с корой океанического типа. Причем очевидно, что к моменту возникновения тектонических покровов этого возраста и сопровождающих их тектоно-гравитационных микститов фундамент, образующий дно бассейнов, был уже сильно деформирован, и породы офиолитового комплекса, которые слагали этот фундамент, были в значительной степени раздроблены, расчешуены, метаморфизованы и превращены в большей своей части в меланж. Взаимоотношения тектоно-гравитационных офиолитовокластовых микститов с окружающими образованиями и их состав показывают, что пространства меланократового фундамента были в это время резко сокращены, и меланжированные породы выдавливались между древними сиалическими блоками и напозлали на них. Это подтверждается прежде всего присутствием в микститах отторженцев пород, слагающих эти, относительно приподнятые области с осадконакоплением эпиконтинентального типа или типа островных дуг, и нахождением микститов среди осадков этих зон. О том же, что породы океанического ложа к среднему мелу были превращены в меланж, свидетельствует присутствие в тектоно-гравитационных микститах отторженцев серпентинитового меланжа. Следовательно, горизонтальное перемещение горных масс происходит в среднем мелу в пределах Альпид чрезвычайно активно и захватывает обширные области с меланократовым фундаментом (океанический тип коры) и блоки с гранитно-метаморфическим основанием, не подвергавшиеся до этого времени существенным структурным изменениям, что подтверждается чрезвычайно простым строением осадочного чехла этих массивов. Горизонтальное скупивание и формирование систем тектонических покровов и шарьяжей приводит и к возникновению тектонического рельефа; об этом же говорит широкое развитие гравитационных микститов, которые образуют с тектоно-гравитационными единые комплексы.

Таким образом, офиолитовокластовые тектоно-гравитационные микститы отражают своим появлением момент закрытия (аллохтонного перекрытия) бассейнов океанического типа и стадию "зрелого" офиолитового меланжа. Однако нужно сразу сделать оговорку, что не всегда офиолитовокластовые хаотические комплексы свидетельствуют об этом. Известны районы как, например, Ликийский Тавр, где офиолитовый материал попадает и в более молодые флишевые и даже молассовые отложения. Эти микститы формируются за счет разрушения офиолитовых покровов, возникших в более позднее время и продвигающихся уже в иные структурно-фациальные зоны с корой континентального типа. Изучение тектонического строения этих областей, особенностей строения разреза подстилающих и перекрывающих микститы отложений и состава микститов позволяет достаточно легко отличить эти образования от тектоно-гравитационных микститов более ранних этапов развития геосинклинальной области.

На более поздних этапах (позднемеловой, позднеэоценовый—раннеолигоценый), как показывает размещение $\alpha\beta$ -микститов, горизонтальные движения проявляются в более внешних зонах Альпийской складчатой области — зонах, для которых характерно накопление флишевых отложений (Швейцарские Альпы, Карпаты, Южный склон Большого Кавказа, Динариды, Иранский Белуджистан, Западная и Восточная Турция). И даже в том случае, если в области накопления тектоно-гравитационных микститов этого времени и не существовало длительно развивающегося флишевого прогиба, в течение короткого времени возникают осадки флиша (Родопский массив, Внутренние Карпаты). Отсутствие в микститах, связанных с флишевыми отложениями, обломков пород офиолитовой ассоциации и, напротив, огромные массы пород гранитно-метаморфического фундамента и его осадочного чехла (различные известняки, песчано-сланцевые и вулканогенные породы) указывают на то, что скупивание затрагивает более внешние зоны складчатых областей и пространства с корой океанического типа к этому времени практически перестают существовать. Присутствие же в отдельных регионах среди тектоно-гравитационных микститов, заключенных во флишевых от-



Р и с. 75. Принципиальный поперечный профиль через Альпийскую складчатую зону и положение в ней толщ тектоно-гравитационных микститов

1 — участки земной коры с гранитно-метаморфическим фундаментом: платформы, срединные массивы; 2 — основные и ультраосновные породы; 3 — меланжированные породы офиолитового

ложениях, отторженцев офиолитов (Ликийский Тавр, Апеннины, Динариды и др.) подчеркивает размах горизонтальных движений, которые выводят меланжированные породы офиолитового комплекса в очень высокие горизонты земной коры и шарьяруют эти породы на другие структурно-формационные зоны, резко отличающиеся по истории развития и строению.

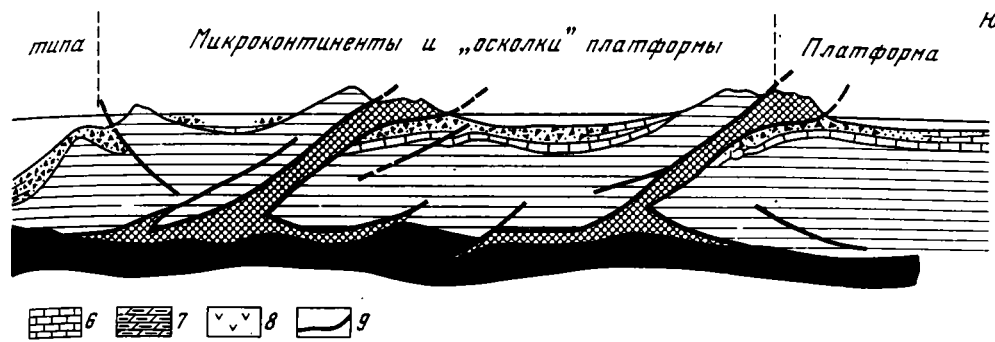
Интересно отметить, что движения позднего мела захватили в основном южную ветвь Альпид, тогда как позднеэоценовые—раннеолигоценовые проявились главным образом в северной. Но отголоски этих движений выражены в накоплении тектоно-гравитационных и гравитационных микститов и в других районах, как, например, по северной окраине Пьенинского утесового пояса Карпат, на Южном склоне Большого Кавказа и в других местах.

Горизонтальные движения, приведшие к образованию тектонических покровов и шарьяжей в неоген-четвертичное время, проявились почти исключительно вдоль южного обрамления Альпийской складчатой области (Северная Африка, Калабрийско-Сицилийская дуга, Турция) и захватили внешние передовые прогибы. В остальных районах молассовые отложения содержат тела главным образом гравитационных микститов, широкое распространение которых свидетельствует о наступлении этапа зрелого рельефа, выходящего из-под уровня моря, и о значительных градиентах высот.

Итак, можно видеть, что горизонтальные движения дискретны, а общая направленность их развития в пределах Альпийской области выражена в миграции (от этапа к этапу) зон реализации горизонтального сжатия от внутренних (с меланократовым фундаментом) к внешним (с сиалическим основанием).

Формирование покровов и шарьяжей сопровождается проявлением и других типов тектонических движений. Так, практически всегда образование тектоно-гравитационных микститов сопровождается формированием гравитационных. Это свидетельствует о том, что образование тектонических покровов приводит к возникновению градиента высот, т.е. к формированию тектонического рельефа. Гравитационные микститы, как мы видели, могут образовываться в рамках выделенных этапов горизонтального скучивания и не только в районах становления тектонических покровов, но и на более широкой территории. Таким образом, тектонические движения проявляются на гораздо более обширной территории, чем та, которая захвачена процессами тектонического скучивания и дробления пород. В то же время тектонические движения одного этапа реализуются в зависимости от конкретных условий в разной форме. В одних районах происходит становление тектонических покровов, в других растут поднятия и возникают прогибы.

Таким образом, общая направленность развития горизонтальных движений в пределах Альпийской складчатой области выражена в миграции с течением времени областей горизонтального скучивания блоков земной коры от внутренних зон к более внешним. Изменение состава и формационной принадлежности тектоно-гравитационных и сопровождающих их гравитационных микститов отражает общую направленность развития крупной геосинклинальной области от бассейнов с меланократовым основанием (корой океанического типа) к консолидированной коре континентального типа. При этом формационная принадлежность микститов и состав их



6 — комплекс; 4 — тектоно-гравитационные и сопровождающие их гравитационные микститы; 5 — флиш; 7 — мелководные отложения осадочного чехла; 8 — глубоководные отложения осадочно-го чехла бассейнов океанического типа; 9 — надвиги

обломков отражают определенную стадию истории развития каждой конкретной области, где формируются микститы, т.е. конкретный состав и строение тектоно-гравитационных микститов отражают региональные особенности области проявления горизонтального сжатия и становления тектонических покровов и шарьяжей.

В проявлении горизонтальных перемещений горных масс в Альпийской области наблюдается и еще одна интересная закономерность. Как было показано, начиная со среднего мела и до позднего эоцена—раннего олигоцена тектоно-гравитационные микститы формируются в одно и то же время в пределах областей с различной историей геологического развития и на разных стадиях этого развития, т.е. горизонтальные перемещения горных масс проявляются в разных районах независимо от степени предыдущей их мобильности и предшествующей истории геологического развития: горизонтальные перемещения происходят и в пределах флишевых прогибов, и на срединных массивах, и на окраинах платформ. Причем скучивание захватывает и области, сложенные породами офиолитовой ассоциации (океаническую кору), и жесткие блоки с гранитно-метаморфическим фундаментом (рис. 75).

Сказанное выше свидетельствует о процессе, едином для значительных территорий, который накладывается на процессы, обуславливающие региональное развитие. Единый процесс должен быть, по-видимому, обусловлен и единой причиной, вызывавшей в определенные промежутки времени одинаковую реакцию блоков земной коры с разным строением, развивавшихся до этого различно и отстоящих один от другого на многие сотни и тысячи километров. Учитывая, что горизонтальные перемещения и формирование надвигов и покровов в зонах с меланократовым фундаментом начались раньше, чем в коре континентального типа, и захватили блоки с гранитно-метаморфическим фундаментом только после того, как из пород океанического ложа был сформирован тектонический меланж, необходимо допустить, что причиной общего скучивания были движения на уровне более низком, чем гранитно-метаморфический слой. Интенсивные дифференциальные горизонтальные движения концентрировались, вероятно, на уровне нижней поверхности гранитно-метаморфического слоя, на уровне раздела сиалической и мафической частей земной коры, что было установлено А.Л. Книппером [1978] для некоторых регионов Альпийской области. С этой позиции находит объяснение и пространственное перераспределение областей, где в тот или иной интервал времени реализуется наибольшее скучивание масс горных пород. Естественно, что если основное перемещение осуществляется в породах, залегающих ниже гранитно-метаморфического слоя, то первые деформационные нарушения и разрушение горных пород будут фиксироваться именно в образованиях, слагающих кору океанического типа, что мы и наблюдаем в Альпийской геосинклинальной области.

На более поздних этапах, когда бассейны с корой океанического типа превращаются в узкие сжатые зоны, а породы, выполняющие эти бассейны и образующие их фундамент, перерабатываются в меланж, в движение (столкновение, скучивание) вовлекаются сиалические блоки. Но вся геосинклинальная область еще не полностью консолидирована, она еще гетерогенна и в значительной степени мобильна. Поэтому скучивание сиалических блоков и их смешение с офиолитовым меланжем может идти несколько разновременно.

В альбе, сеномане, местами туроне—коньяке. пространства с корой океанического типа на большей территории Альпид перестают существовать. Меланжированные породы в виде узких поясов выжаты в верхние горизонты земной коры, сиалические блоки центральной части Альпид надвинуты друг на друга, спаяны и образуют единое целое.

Мобильность центральной части области резко уменьшается. Все центральные блоки, образующие единое целое, приходят в движение, которое реализуется в виде тектонических покровов и возникающих за счет их разрушения $\alpha\beta$ - и β -микститов в наиболее краевых, еще достаточно мобильных флишевых зонах. Из-за своей монолитности весь блок внутренних Альпид приходит в движение целиком, поэтому время возникновения покровов и хаотических брекчий одинаково на всем протяжении Альпийской области.

И, наконец, на наиболее позднем, молассовом, этапе, когда вся область становится достаточно стабильной, горизонтальное перемещение концентрируется в самых краевых зонах (на границах с платформами), которые были и наиболее "слабыми", так как отвечают границам областей разного строения. Тот факт, что главные массы 00-микститов и наиболее интенсивные покровные перемещения осуществляются в неогене по южной окраине Альпийской складчатой области, свидетельствует о пододвигании Африкано-Аравийской платформы под уже сформировавшиеся складчатые цепи Альпид, что отмечалось и раньше [Пейве, 1969; Казьмин, 1971; Книппер, 1975].

Таким, на мой взгляд, может быть объяснение миграции в пространстве зон реализации горизонтального сжатия, происходящего в более глубоких горизонтах земной коры.

Независимость причины горизонтального скупивания от строения и истории развития конкретного участка геосинклинальной области и даже всей области в целом подчеркивается распространением тектоно-гравитационных микститов и этапов скупивания блоков земной коры в удаленных от Альпийской области регионах. Так, позднеюрский этап, который был в Альпидах весьма слаб и знаменовал собой первый импульс горизонтального сжатия, ярко выражен в Калифорнии [Сю, 1976], кампан-маастрихтский прослеживается на Кубе [Rigassi-Studer, 1963] и на Сахалине [Разницын, 1978].

Сказанное, однако, не означает, что формирование тектоно-гравитационных микститов и становление тектонических покровов и шарьяжей — процессы, вообще не зависящие от истории развития складчатой области. Мы видели, что эти процессы локализованы в период времени от поздней юры до позднего эоцена—раннего олигоцена. В более ранние периоды в пределах Альпид тектоно-гравитационные микститы практически не формировались. В неоген-четвертичное время они накапливаются только по южной окраине Альпийской зоны. Кроме того, накопление тектоно-гравитационных микститов связано главным образом с флишевым этапом развития геосинклинали и в меньшей степени свойственно другим стадиям. Учитывая эти закономерности, а также то, что в период развития тектоно-гравитационных микститов происходит замыкание бассейнов океанического типа и их исчезновение, вовлечение в движение и скупивание сиалических блоков и преобразование общей палеогеографии и структуры земной коры в пределах геосинклинальной области, можно считать, что время формирования тектоно-гравитационных микститов и горизонтального скупивания соответствует определенной стадии развития альпийской геосинклинали — стадии, переходной от этапа широкого развития бассейнов с корой океанического типа к этапу формирования и консолидации гранитно-метаморфического слоя.

Итак, мы видим, что изучение тектоно-гравитационных микститов позволяет нам проводить пространственную и временную корреляцию тектонических движений и, кроме того, в ряде районов выявлять горизонтальные подвижки блоков земной коры, не имеющие структурного выражения. Но изучение $\alpha\beta$ -микститов позволяет в некоторых случаях решить и еще один вопрос, который до настоящего времени никогда не рассматривался на конкретном геологическом материале.

Движение покровов и их разрушение может идти с разной скоростью. При этом возможны различные соотношения между скоростью движения покрова и скоростью разрушения его фронтальной части.

1. Скорость движения покрова меньше скорости эрозионного разрушения. В этом случае, несмотря на то что поступательное движение покрова сохранится, будет происходить отступление его фронта. Никаких следов надвигания покрова на лежащие перед фронтом отложения не будет. Напротив, может создасться впечатление, что согласно пластующаяся толща осадков, по времени соответствующая движению покрова, как бы запечатывает разлом.

2. Скорость движения покрова равна скорости эрозионного разрушения. Такое соотношение скоростей будет характеризоваться устойчивым положением фронтальной части покрова или незначительным ее колебанием в ту или иную сторону от первоначального положения. Осадки, образующиеся в результате разрушения, будут накапливаться перед фронтальным уступом.

3. Скорость движения покрова больше скорости эрозионного разрушения. В данном случае покров начнет перекрывать толщи осадков, образованных за счет его разрушения, а также и ранее сформированные образования.

Схема была предложена ранее [Леонов, 1970, 1975], но была чисто умозрительной и не имела геологического обоснования. Изучение микститовых толщ многочисленных районов позволяет сейчас в ряде случаев выявить соотношения между скоростями движения и разрушения покровов.

На основании выявления тектоно-гравитационных микститов во многих районах были установлены горизонтальные перемещения горных масс, не имеющие четкого структурного выражения. Такие движения отмечены в поздней юре—раннем мелу на территории Болгарии, в апте-сеномане на границе Внешних и Внутренних Карпат, в позднем эоцене—раннем олигоцене — по северному ограничению Закавказского межгорного массива и в районе субальпийских цепей Французских Альп и т.д.

1. В пределах Южного склона Большого Кавказа тектоно-гравитационные микститы приурочены к пограничной зоне между Закавказским срединным массивом и расположенным севернее его флишевым прогибом. Основные массы грубокластического материала заключены именно среди флишевых отложений в непосредственной близости от южного ограничения бассейна. Наличие тектоно-гравитационных микститов (комплексов — показателей горизонтальных перемещений горных масс) означает, что в позднем эоцене—раннем олигоцене Закавказский срединный массив испытывал горизонтальные перемещения. Внутренняя структура массива подтверждает этот вывод [Леонов, 1970, 1974] так же, как и некоторые структурные особенности отложений флишевой зоны, свидетельствующие о горизонтальном сжатии: незначительная конседиментационная складчатость, угловые несогласия на границах разновозрастных комплексов отложений, в частности в основании микститового комплекса, которые вкрест простираются флишевой зоны очень быстро (на расстоянии 10—15 км от борта прогиба) затухают. Тем не менее никаких следов тектонического перекрытия глыбовых толщ и отложений флишевого прогиба для позднего эоцена не наблюдается. Таким образом, структурные данные по строению массива, флишевые отложения и тектоно-гравитационные микститы, которые накапливались перед фронтом уступа за счет его тектонической дезинтеграции, но не были перекрыты тектоническими покровами, дают возможность считать, что во фронтальной части Закавказского массива существовало равновесие между скоростями надвига и разрушения. И движение горных масс в пределах узкой зоны компенсировалось разрушением горных пород и их перетолжением в виде гигантских скоплений глыбового материала во флишевом прогибе. Естественно, что массив не представлял собой монолита, а был разделен на отдельные тектонические чешуи, раздроблен, брекчирован [Леонов, 1974]. При этом козырьковые части надвигов сползали вместе с массами грубообломочных пород во флишевый бассейн, где и захоронялись в виде конседиментационных покровов.

2. Наиболее показательный пример того, как меняются скорости движения покровов и как это отражается на накоплении толщ тектоно-гравитационных микститов — область сочленения Внешних и Внутренних Карпат. Строение микститовых толщ этого района и описание их положения в общей структуре приведено в главе первой, часть вторая, в которой показано, что основная масса тектоно-гравитационных микститов приурочена к флишевым отложениям апта—нижнего альба. Флиш вместе с тектоно-гравитационными микститами тектонически перекрыт в краевой части породами массива Внутренних Карпат. Флиш и микститы при этом тектонически переработаны, смяты в сложные складки, разбиты разрывами. Плоскость надвига и подстилающие его флишевые толщи с микститами в свою очередь с угловым несогласием перекрыты конгломератами Бучеджи, содержащими тектоно-гравитационные (?) и гравитационные микститы. Однако тела микститов расположены спорадически, не имеют значительных объемов, и основная масса пород мощностью более 1000 м представлена слоистыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Возраст этой верхней части определяется как альб-сеноманский. Если исходить только из структурных взаимоотношений, то нужно будет признать, что надвигание произошло в очень короткий момент где-то на рубеже альба—сеномана. Однако возрастной интервал накопления тектоно-гравитационных микститов значи-

тельно больше и соответствует позднему апту, альбу и по крайней мере раннему сеноману. Следовательно, движение горных масс не было одномоментным, а занимало вполне ощутимый промежуток времени. При этом в период накопления флишевых толщ не происходило структурно выраженного надвигания, а формировались огромные массы тектоно-гравитационных микститов, т.е. существовало определенное равновесие между скоростями движения массива и разрушения его фронтальной части. На рубеже альба—сеномана горизонтальные движения резко усилились, и в результате этого произошло надвигание краевой части массива Внутренних Карпат на расположенные перед его фронтом флишевые отложения, в которых заключены продукты разрушения массива. После надвигания горизонтальные подвижки резко ослабли, возросла вертикальная составляющая движения, и поверхность шарьирования вместе с подстилающими ее образованиями была перекрыта отложениями молассового типа, в которых тем не менее содержатся тела тектоно-гравитационных микститов. Это указывает на то, что горизонтальные подвижки проявлялись и в молассовый этап, хотя и в сильно редуцированном виде. В этот последний период в результате спада активности горизонтальных перемещений фронтальные части покровов были разрушены и размыты.

Итак, в описываемом районе можно проследить три стадии движения покрова:

- стадия равновесия (движение покрова компенсируется разрушением его фронтальной части);
- стадия резкого усиления движения с формированием собственно покровной структуры;
- стадия затухания (малых скоростей и интенсивности) горизонтальных движений с формированием незначительных масс микститов и запечатыванием покровной структуры отложениями иного типа.

Таким образом, предложенная схема соотношения скорости движения покрова с интенсивностью разрушения его фронтальной части находит подтверждение на реальных геологических объектах. На Кавказе устанавливается промежуток времени, когда движение покрова компенсируется во фронтальной части его разрушением, и не происходит формирования собственно покровной структуры. В пределах же Карпат выделяются все три стадии движения покровов. Следовательно, анализ строения тектоно-гравитационных микститов и их взаимоотношений с покровной структурой позволяет в ряде случаев качественно оценивать соотношения скорости движения покровов и интенсивности разрушения их фронтальных частей.

ВЫВОДЫ

Анализ пространственно-временного размещения и формационной принадлежности тектоно-гравитационных и гравитационных микститов Альпийской складчатой области позволил выявить важные закономерности в истории ее развития. Главные из них следующие.

1. Выявлено пять четко ограниченных во времени этапов интенсивных тектонических движений, приводящих во многих случаях к образованию тектонических покровов и шарьяжей и разделенных периодами относительного (в смысле горизонтальных движений) покоя.

2. Установлена длительность этих этапов (5—20 млн. лет) и их геологический смысл (горизонтальное сучивание).

3. Установлено, что горизонтальные движения дискретны и что общая направленность развития горизонтальных движений выражена в миграции с течением времени областей реализации горизонтального сучивания от внутренних зон (с меланократовым фундаментом) к более внешним (с сиалическим основанием).

4. Показано, что горизонтальные перемещения блоков земной коры приурочены к определенной стадии развития геосинклинали — стадии, переходной от этапа широкого развития бассейнов с корой океанического типа к этапу консолидации гранитно-метаморфического слоя. Внутри переходной стадии горизонтальные подвижки реализуются в различных структурно-формационных зонах независимо от степени предшествующей мобильности и истории развития.

5. Выдвинута гипотеза, что причиной проявления горизонтальных перемещений горных масс в пределах огромных пространств складчатой области является процесс, единый для всей складчатой области — процесс горизонтального перемещения на уровне раздела сиалической и мафической частей земной коры.

6. Изучение тектоно-гравитационных микститов позволило во многих районах установить горизонтальные подвижки блоков земной коры, не имеющие четкого структурного выражения, а также качественно оценить соотношения скорости движения покровов и интенсивности разрушения их фронтальных частей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данное исследование было направлено на изучение хаотических комплексов пород, выявление комплексов — показателей горизонтальных перемещений горных масс — и определение на этой основе пространственно-временных закономерностей образования тектонических покровов и шарьяжей, что является одной из актуальных проблем современной геотектоники. Для решения этой проблемы впервые были монографически описаны хаотические комплексы различных районов Альпийской области, Тянь-Шаня и Гарца, выявлены особенности их строения, структурной позиции и происхождения, проведена типизация. На основе этого исследования были получены выводы, изложенные в соответствующих главах. Не повторяя всех выводов, которые приводились в разных разделах работы, подчеркну те из них, которые имеют наиболее принципиальное значение.

1. Среди всего многообразия геологических образований выделены комплексы пород, сложенные гигантскими массивами хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала, вся совокупность которых (меланжи, тиллиты, олистостромы и пр.) объединена в работе в класс микститов. Определены признаки, присущие этому классу.

2. Микститы подразделены на генетические типы. Образование любого типа микститов обусловлено действием процессов двух разновидностей: процессов, приводящих к формированию кластического материала, и процессов, приводящих к его перемещению. В соответствии с этим установлено четыре моногенных и четыре гетерогенных типа, среди которых выделены новые категории хаотических комплексов: тектоно-гравитационные ($\alpha\beta$) и гравитационные (β) микститы. Определены признаки выделенных типов.

3. Тектоно-гравитационные микститы, кластический материал которых образуется в результате тектонической дезинтеграции тектонических покровов и шарьяжей, а перемещение осуществляется обвально-оползневыми процессами — вещественное выражение единства и взаимосвязанности тектонических и обвально-оползневых процессов, сопровождающих образование тектонических покровов и шарьяжей. Отражая своим существованием надвиговые и шарьяжные перемещения, тектоно-гравитационные микститы образуются комплексами — показателями горизонтальных перемещений горных масс.

4. Образование гравитационных микститов связано с действием обвально-оползневых процессов. Обязательное условие их формирования — разности высот между областью зарождения обвала или оползня и областью отложения дезинтегрированного материала. Именно поэтому гравитационные микститы отнесены к категории комплексов — показателей вертикальных перемещений горных масс.

5. Выделение комплексов — показателей горизонтальных перемещений горных масс позволило установить важные закономерности проявления движений, связанных с формированием тектонических покровов и шарьяжей в пределах Альпийской складчатой области. Главные из этих особенностей следующие:

- горизонтальные движения блоков земной коры не всегда реализуются в виде четко выраженных структур типа надвигов и покровов. Во многих случаях горизонтальные подвижки приводят только к дезинтеграции и разрушению горных пород и накоплению мощных толщ тектоно-гравитационных микститов;

- горизонтальные перемещения приурочены к определенной стадии развития геосинклинали — стадии, переходной от этапа широкого развития бассейнов с меланократовым фундаментом к этапу консолидации гранитно-метаморфического слоя;

- в пределах переходной стадии (поздняя юра — неоген) горизонтальные движения дискретны. Выделено пять четко ограниченных во времени (5–20 млн. лет)

этапов интенсивных тектонических движений (приводящих во многих случаях к становлению тектонических покровов и шарьяжей), разделенных этапами относительного (в смысле горизонтальных перемещений) покоя;

- общая направленность развития горизонтальных движений выражена в миграции с течением времени областей реализации горизонтального сжатия от внутренних зон (с меланократовым фундаментом) к более внешним (с сиалическим основанием);

- становление тектонических покровов и шарьяжей сопровождается формированием тектонического рельефа;

- тектонические движения одного этапа в разных районах могут реализовываться в различной форме: в одних местах происходит становление тектонических покровов, в других возникают поднятия и прогибы;

- изучение тектоно-гравитационных микститов позволяет устанавливать горизонтальные подвижки блоков земной коры, не имеющие четкого структурного выражения, а также качественно оценивать соотношение скорости движения тектонических покровов и интенсивности разрушения их фронтальных частей.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А.** Генезис и петрография конгломератов окрестностей селения Жинвали. — В кн.: Науч. работы студ. Тбил. ун-та, 1953, кн. 6, с. 56—73.
- Адамия Ш.А.** Геологическое строение предгорий Большого Кавказа между бассейном р. Малой Лиахви и г. Душети: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1958.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г.** и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 60—72.
- Андрусов Д.Н.** Очерк геологии Западных Карпат. — В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967, с. 28—48.
- Архангельский А.Д.** Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1927, т. 5, вып. 3/4, с. 32—41.
- Архангельский А.Д.** Карта и разрезы осадков дна Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1928, т. 6, вып. 1, с. 15—30.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М.** Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
- Белмустаков Ем.** Палеоген. — В кн.: Стратиграфия на България. София: Наука и искусство, 1968, с. 236—270.
- Белмустаков Ем., Бончев Ек., Йорданов М.** Бележки върху навлачната тектоника на северните Родопски склонове. — Изв. Геол., геогр., хим. ин-та Бълг. АН, 1951, т. 1, с. 121—148.
- Белостоцкий И.И.** Зоны меланжа и хаотических структур. — В кн.: Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ. М.: Недра, 1970, с. 114—156.
- Белостоцкий И.И.** Тектонические покровы. — В кн.: Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ. М.: Недра, 1977, с. 120—179.
- Белоусов В.В.** Основные вопросы геотектоники. 2-е изд., перераб. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Биркенмайер К.** Седиментационная характеристика ярмутских (мастрихтских) слоев в пьенинской клипповой зоне (Центральные Карпаты). — Бюл. Пол. акад. наук. Отд. III, 1956, т. IV, № 10.
- Биркенмайер К.** Очерк по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений пьенинской утесовой гряды в Польше. — Бюл. Геол. ин-та, 1963, т. 10, вып. 181. Геологические исследования в Карпатах, с. 5—38.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е.** Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1958, № 1, с. 16—32.
- Бончев Е., Йорданов М., Мандов Г.** и др. Нов поглед върху геоложкия строеж на Балканския възглицен басейн. — Геотект., тектонофиз. и геодинамика, 1975, № 2, с. 27—52.
- Бошев Ст., Зафиров Ст., Йорданов М.** Исторична геология и геология на България. София, 1956.
- Боянов И., Маврудчиев Б.** Палеогенският магматизъм в Североизточните Родопи. София: Наука и искусство, 1961. Ч. 1. Стратиграфски, литоложки и петрографски бележки за палеогена. (Годишн. Софийск. ун-та. Геология; Т. 54. Кн. 2.)
- Боянов И., Маврудчиев Б., Валцаров И.** Върху структурно-формационните особености на част от Източните Родопи. — Изв. Геол. ин-та. Бълг. АН. Сер. геотект., 1968, т. 12, с. 105—137.
- Бубнов С.Н.** Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Буртман В.С.** Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973.
- Бызова С.Л.** Подводно-оползневые образования в нижнемеловых отложениях Чивчинских гор (Восточные Карпаты). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 1, с. 17—20.
- Варенцов М.И.** Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950.
- Варенцов М.И., Мордовский В.Т.** Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Вассоевич Н.Б.** Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. — В кн.: Производительные силы Юго-Осетии. Л.: Изд-во АН СССР, 1932, сб. 2, с. 38—72.
- Вассоевич Н.Б.** Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии. Тифлис: Гостехиздат, 1933.
- Вассоевич Н.Б.** О строении Аргунского покрова (Восточная Грузия). — Бюл. Гос. музея Грузии, 1940, т. 10-А, с. 23—30.
- Вассоевич Н.Б.** Палеоген Восточной Грузии. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1941, т. 10. Закавказье, ч. 1, с. 121—156.
- Вассоевич Н.Б.** Флиш и методы его изучения. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н.Б.** Подводнооползневые явления в среднем миоцене Дагестана. — Азерб. нефт. хоз-во, 1949, № 3, с. 15—20.
- Вассоевич Н.Б.** Условия образования флиша. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н.Б.** О флише. — В кн.: Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, № 3, с. 121—133.
- Вассоевич Н.Б., Бежаев М.М.** Происхождение глыбовых брекчий и конгломератов в каменноугольном флише восточного склона Среднего Урала. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 6, с. 19—38.

- Вълков В. Олиостромни явления в приабо-на южно от Крумовград. — Списание Бълг. геол. дружество, 1967, г. 28, кн. 3.
- Вялов О.С., Дабазян Н.В., Вітрик С.П., Шан В.А. Глибока свердловина "Свалва-ва-1" в п'янинській Сутюсовій зон Карпат. — Дововіди АН УкрССР Б, 1963, № 5, с. 56—68.
- Гамкрелидзе И.П. Тектоническое окно в ущелье р. Ксани. — Сообщ. АН ГССР, 1970, т. 59, № 3, с. 233—236.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1949.
- Гамкрелидзе П.Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. — В кн.: МГК. 22-я сессия. Доклады советских геологов. Проблема 00. Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 138—156.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977.
- Ганссер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1/2.
- Григорьев В.Н., Книппер А.Л., Соколов С.Д. Верхнемеловой олиостромовый комплекс Кызылчинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). — Сов. геол., 1975, № 7, с. 62—73.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых "тиллитов" северной части Енисейского края. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11, с. 73—89.
- Гроссгейм В.А. Дибарские утесы юго-восточного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 2, с. 105—120.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М.: ИЛ, 1962.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М.: ИЛ, 1952.
- Казьмин В.Г. К проблеме альпийского меланжа. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 20—85.
- Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилайском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1949, вып. 104, № 34.
- Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, т. 20, вып. 1/2, с. 33—44.
- Кер А. Калабрийско-Сицилийская дуга. — В кн.: Сила тяжести и тектоника, М.: Мир, 1976, с. 168—182.
- Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 87—100.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. — Тр./ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.
- Книппер А.Л. Офиолиты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 67—89.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 74—80.
- Круглов С.С. Зона пьенинских утесов. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М.: Недра, 1971, с. 60—68. (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 25.)
- Ксеншкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М.: Недра, 1968.
- Куренков С.А. Серпентинитовый меланж и олиостромовые комплексы Алайского хребта (Южные Тянь-Шань). — Геотектоника, 1978, № 5, с. 84—93.
- Кынчев И. Стратиграфия на южная тит горна креда в Източна Стара Планина между прохода Вратник и Рашния проход. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Стратигр. и литол. 1964, 1, с. 69—95.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1978. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 288.)
- Леонов М.Г. О разрушении фронтальной части надвигов. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3, с. 669—671.
- Леонов М.Г. О морфологии некоторых древних бассейнов Кавказа. — Литол. и полез. ископаемые, 1971, № 6, с. 64—75.
- Леонов М.Г. Верхнеэоценовый дикий флиш Альпийского пояса. — В кн.: МГК, 24-я сессия. Доклады советских геологов. Проблема 6.12. Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М.: Наука, 1972а, с. 11—19.
- Леонов М.Г. Флиш — образование подводного склона. — Литол. и полез. ископ., 1972б, № 2, с. 44—54.
- Леонов М.Г. Разрывные нарушения Дзиркульского массива. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 6.
- Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. — (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 199.)
- Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олиостромов. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 26—39.
- Леонов М.Г. Олиостромы и их генезис. — Геотектоника, 1978а, № 5.
- Леонов М.Г. Палеотектоническая эволюция Пьянинского утесового пояса. — В Кн.: Стратиграфия и историческая геология. М.: Изд-во МГУ, 1978б, с. 104—114.
- Леонов М.Г., Соколов С.Д., Щерба И.Г. Олиострома Альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника средиземноморского пояса: Тез. докл. М.: Б. и., 1978, с. 32.
- Лешко Б. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии. — Сов. геол., 1963, № 1.
- Лукиянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. Олиостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах. — Литол. и полез. ископаемые, 1975, № 4, с. 40—49.
- Лукиянов А.В., Щерба И.Г., Леонов М.Г. Псевдотиллиты, связанные с тектоническими покровами. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 5, с. 134.
- Путценс Г., Пейх Г.-Ю., Рухгольц К., Шваб М. Литология, палеогеография и тектоника девонских и карбоновых отложений Гарца и глыбы Флехтинген. Берлин: Б. и., 1973.
- Майсцдзе Ф.Д. О проявлении вулканизма в верхнеэоценовое время (междуречье Риони—Лиахви). Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 55, № 3, с. 115—117.
- Майсцдзе Ф.Д. О фациях эоценовых образований междуречья Риони—Лиахви. — Сообщ. АН ГССР, 1970а, т. 58, № 3, с. 253—259.
- Майсцдзе Ф.Д. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1970б.

- Майсадзе Ф.Д. Палеогеографическо-тектонические условия формирования эоценовых образований (междуречье Риони—Лиахви). — Сообщ. АН ГССР, 1970в, т. 57, № 2, с. 232—237.
- Мамедов А.В. Условия залегания и происхождения утесов юрских пород предгорной зоны Южного склона Большого Кавказа. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 85—98.
- Микуленко К.И. О механизме образования включений в палеогеновых отложениях Дагестана. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 5, с. 41—44.
- Микуленко К.И. Подводно-оползневые образования в палеоценовых и эоценовых отложениях Дагестана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 38—51.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1968.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
- Михайлов А.Е. О происхождении известняковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 2, с. 33—48.
- Москвин М.М., Семихатов М.А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, с. 67—84.
- Москвитин А.И. Происхождение и возраст Вышневолоцкого—Новоторжского вала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1938, т. 16, вып. 3.
- Московски Ст., Шопов Вл. Стратиграфия на палеогена и евразаните с него рестидементационни явления (олистостроми) в области Пиенец, Кюстендилско. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. стратигр. и литол., 1965, т. 14, с. 189—209.
- Моссаковский А.А., Альбер Х.Ф. Покровная структура западной и северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласс. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 100—118.
- Мревлишвили Н.И. Фауна и стратиграфия палеогена Душетского района: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1954.
- Мревлишвили Н.И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1957, т. 1Р (15).
- Мревлишвили Н.И. Стратиграфия палеогена Душетского района. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1960, т. 11, с. 28—33.
- Мурджану Г., Патрулиус Д., Токоржеску М. и др. Гид экскурсий "Восточные Карпаты". — Тр. Карпато-Балкан. геол. ассоц., V конгресс. Бухарест, 1961.
- Начев И. Геологическое развитие балканской области в течение раннеальпийского тектонического цикла. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. стратигр. и литол., 1969, т. 18.
- Начев И. Характерна белези и седиментни текстури в титонския флиш от Крайщето. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. стратигр. и литол., 1970, т. 19, с. 41—53.
- Начев И. Краткая характеристика титонского флиша Болгарии. — В кн.: Путеводитель экскурсий: Симпозиум по седиментологии. Карпато-Балкан. геол. ассоц. София, 1972.
- Начев И. Литология на юрские седименты в България. София: Изд-во Бълг. АН, 1976.
- Начев И. Еминският флиш и олистостроми в Сливенские Балкан. — Бълг. Акад. на-ук. Палеонт., стратигр., литол. София, 1977а, № 7, с. 45—58.
- Начев И. Олистостроми в титонския флиш от България. — Списание Бълг. геол. дружество, 1977б, год. 37, кн. 1, с. 43—51.
- Начев И. Сапунов И., Стефанов Ю. Котлянская олистостромна свита в източната част на Балканите. — Списание Бълг. геол. дружество, 1967, год. 28, кн. 3, с. 261—273.
- Николаев И.Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском крае. — Изв. Гл. геол.-развед. упр., 1930, т. 48, № 7, с. 17—38.
- Ончуску Н. Геология Румынской Народной Республики. М.: ИЛ, 1960.
- Патрулиус Д., Полеску Гр. Фация вильдфлиша и осадочные утесы Буковины и Марамуреша. — В кн.: Материалы Карпато-Балканской ассоциации. Киев: Изд-во АН УССР, 1960а, № 1, с. 88—93.
- Патрулиус Д., Полеску Гр. Фация дикого флиша и клиппы осадочного происхождения в Буковине и Марамуреше. — Там же, с. 78—82.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 3—19.
- Поршняков Г.С. О тектонической позиции известняков со "смешанной" фауной в среднем карбоне Алая. — В кн.: Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, с. 136—160.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.
- Пшенин Г.Н. Развитие рельефа фронтальных частей новейших надыгов горного обрамления Ферганы. — Геоморфология, 1973, № 2, с. 50—57.
- Разницын Ю.Н. Серпентинитовый меланж и олистостромы юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 96—107.
- Ренгартен В.П. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. — Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 7, с. 3—62.
- Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 148, с. 3—38.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин. — Докл. АН СССР. Отд. геол., 1975, т. 221, № 4.
- Руженцев В.Е. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актобинской областей. — Пробл. сов. геол., 1936, № 6, с. 42—53.
- Руженцев В.Е. Краткий очерк стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области. — Бюл. МОИП Отд. геол., 1937, т. 15, вып. 3, с. 21—30.
- Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. — Литол. и полез. ископ., 1973, № 7, с. 21—32.
- Ситтер Л.У. Структурная геология. М.: ИЛ, 1960.
- Смирнов Г.А., Ключина М.Л., Сипантьев Е.В., Пумпешский А.М. Фациальные особенности южного обрамления верхнефранского олистострома на восточном склоне Южного Урала. — В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии Уральского научного

- центра АН СССР, 1971. Свердловск, 1972, с. 121–133.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л.* Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала. — Там же, 1970. Свердловск, 1971, с. 38–44.
- Смирнов С.Е.* К проблеме подводных оползней в олигоцене флише южного склона Украинских Карпат. — Геол. и геохим. горюч. ископ., 1975, вып. 43, с. 30–38.
- Соколов С.Д.* Верхнемеловая олистостромовая толща юго-восточной части Севано-Акеринской офиолитовой зоны. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 3, с. 33–48.
- Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. — Тр./ГИН АН СССР, 1977, вып. 296.
- Сю К.* Развитие береговых хребтов Калифорнии в мезозое (повторный обзор). — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 373–389.
- Тернер У.* Кипрский гравитационный покров и автохтонное основание Кипра. — Там же, с. 287–301.
- Тихомиров В.В., Хаин В.Е.* Подводные оползни и обвалы в третичных отложениях северо-восточного Азербайджана. — Докл. АН СССР. Отд. геол., 1947, т. 58, № 1.
- Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Трюмпи Р.* Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.
- Хаин В.Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6, с. 3–17.
- Хворова И.В.* О происхождении флиша. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 3.
- Хворова И.В.* Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1960, № 2, с. 17–33.
- Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. — Тр./ГИН АН СССР, 1961, вып. 37.
- Хиллс Е.Ш.* Очерки структурной геологии. М.: ИЛ, 1954.
- Хиллс Е.Ш.* Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1957.
- Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. — Тр./ГИН АН СССР, 1978, вып. 308.
- Шваб М.* Строение и геологическое развитие Гарца. — В кн.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 7–54.
- Шатский Н.С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). — Тр. Гос. науч.-исслед. нефт. ин-та, 1929, вып. 4, с. 103–107.
- Штилле Г.* Введение в строение Америки. — В кн.: Г. Штилле. Избр. тр. М.: Мир, 1964, с. 202–273.
- Щерба И.Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 97–108.
- Щерба И.Г.* Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 4, с. 23–33.
- Элтер П., Тревишан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Яранов Д.* Тектоника на България. София: Наука и изкуство, 1960.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Olistostromes and olistoliths. — Sediment. Geol., 1970, vol. 4, N 3/4, p. 521–557.
- Alexandrovicz S.* Stratigraphia srodkowej i gornej kredy w polskiej szesnaci pieninskiego pasa skalkowego. — Zesz. nauk. Acad. gorn. -hutn., 1966, t. 78, s. 121–148.
- Andrusov D.* Etude géologique de la zone des klippees internes des Karpates occidentales. — Geol. prace, Br., 1953, sésit 34.
- Andrusov D.* Coupe géologiques a travers zone des klippees pienines de vallee du Vag (Carpathes slovaques). — Geol. sb. Slow. akad. vied., Br., 1974, t. 25, N 2, s. 63–69.
- Andrusov D., Scheibner E.* Classification of "Klippees" or "Klippen". — In: Orogenic Belts. Prague: Akademia, 1968, S. 93–102. (XXIII Intern. geol. congr.)
- Badoux H.* De quelques phenomenes sedimentaire et gravitique lies aus orogenesis. — Eclog. geol. helv., 1967, vol. 60, N 2, p. 399–406.
- Beck P.* Geologie der Gebirgen nordlich von Interlaken. — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F., 1911, Lief 29 (59).
- Beneo E.* Accumuli tetziari da residementazione (olistostroma) nell Appennino Centrale e Frane sottomarine. — Boll. Serv. geol., Ital., 1956a, vol. 78, fasc. 1/2, p. 291–321.
- Beneo E.* Risultati degli studi volti alla ricerca petrolifera in Sicilia. — Boll. Serv. geol. Ital., 1956b, vol. 78, fasc. 1/2, p. 131–138.
- Beneo E.* Sull olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale). — Boll. Serv. geol. Ital., 1958, vol. 79, fasc. 1/2, p. 5–15.
- Bentz F.* Geologie des Sarnersee — Gebietes. — Eclog. geol. helv., 1948, vol. 41, p. 137–152.
- Bernoulli D., Graciansky P.-C., Monod O.* The extension of Lycian Nappes (SW Tyrkej). — Eclog. geol. helv., 1974, vol. 67, N 2, p. 167–178.
- Birkenmajer K.* Zagadnienia sedimentacji utworow fliszowych pieninskego pasa skalkowego Polski. — Kwart. geol., 1963, t. 5, s. 3–15.
- Birkenmajer K.* Zarys budowy geologicznej pieninskego pasa skalkowego. — Roczn. Pol. tow. geol., 1965, t. 35, N 3, s. 121–130.
- Birkenmajer K.* Przedeocenske struktury faldowe w pieninskim pase skalkowym Polski. — Stud. Geol. pol., 1970, t. 31, s. 17–28.
- Birkenmajer K., Lefeld J.* Exotic Urganian from the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. géol. et géogr., 1969, vol. 85, N 1, p. 138–144.
- Bombici L.* Montagne e vallate del territorio di Bologna. — In: L'Appennino Bolognese del Club Alpino. Bologna, 1882, p. 15–22.
- Bordea S.* Date noi stratigrafice si tectonice di zone Grohotomnates (Muntii Metaliferi). — In: Dari de Seama ale sedimentelor. Bucuresti, 1972, vol. 58, p. 36–42.
- Borello A.* Les olistoliths du Flysch paleozoique de C'Argentine. — Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1970, t. 11, p. 128–144.
- Bortolotti V.* Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti ed alberese) nei dintorni di Pieve S.Stefano (Arezz). — Boll. Soc. geol. ital., 1962, vol. 81.

- Broquet P.* La notion d'olistostrome et d'olistolite. — Ann. Soc. géol. Nord, 1970, t. 90, N 2, p. 77–86.
- Broquet P., Caire A., Mascle G.* Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sciani). — Bull. Soc. géol. France, Sér. 7, 1966, t. 8, p. 994–1013.
- Brückner W.D.* Globigerinenmermel und Flysch. — Verhandl. naturforsch. Ges. Basel, 1956, Bd. 63, N 1, S. 227–294.
- Bubnoff S.* Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Stuttgart, 1921.
- Buxtorf A.* Über das Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflysch. — Eclog. Geol. helv., 1943, vol. 36.
- Cadisch J.* Geologie der Schweizer Alpen. Basel, 1953.
- Carte géologique de la RSR, Brasov, note explicative. — Comité d'Etat pour la géol., Inst. géol., 1968a.
- Carte géologique de la RSR, Toplita, note explicative. — Comité d'Etat pour la géol., Inst. géol., 1968b.
- Clapp F.* Geology of Eastern Iran. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, vol. 51, N 1, p. 63–81.
- Clauzon G.* Sur la présence d'une brèche syntectonique d'âge miocène Supérieur sur le flanc sud du Petit Leberon (Vauclux, France). — Compt. rend. Acad. sci., 1972, N 18, p. 236–242.
- Debelmas J.* Géologie de la France. Paris, 1974, t. 2.
- Eiter P.* Le ensemble ligure. — Bull. Soc. géol. France, 1975, vol. 17, N 6, p. 157–187.
- Elter P., Raggi G.* Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1) osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti nella zona di Zignago (La Spezia); 2) considerazioni sui degli olistostromi. — Boll. Soc. geol. ital., 1965, vol. 84, p. 303–322.
- Elter P., Trevisan L.* Olistostromes in the tectonic evolution on the Northern Apennines. — In: Gravity tectonics. N.Y.: Wiley, Intersci., 1973.
- Flint R., Sanders J., Rodgers J.* Symmetricite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, p. 51–62.
- Flores F.* Discussion: World Petrol. Congr. 4th. Rome, 1955.
- Furrer M.* Der subalpine Flysch nordlich der Schratzenfluh. — Eclog. geol. helv., 1949, vol. 42, N 1, p. 329–345.
- Gagnebin E.* La tectonique des Pleiades et le problème du Wildflysch. — Bull. Soc. vaud. sci. natur., 1917, vol. 151.
- Gansser A.* Auseralpiner Ophiolithprobleme. — Eclog. geol. helv., 1959, vol. 52, N 2, p. 137–157.
- Geiger M.* Die Unterlage der zentralisch Schweizerischen Klippen-gruppe Stanserhorn, Avigrat, Bouchserhorn-Musenalp und Klewenalp. — Eclog. geol. helv., 1956, vol. 49, N 2, p. 382–399.
- Gigon W.* Geologie des Habkernales und des Quellgebietes der Grossen Emme. — Verhandl. naturforsch. Ges. Basel, 1952, Bd. 63, N 1, S. 137–160.
- Gigon P.* Sur la présence de klippen sédimentaires et de mégabèches dans la partie basale des formations continentales d'âge éocène supérieur Oligocène du bassin tertiaire de Digne, dans la région de Volonne (Alpes de Haute-Provence). — Bull. Bur. rech. géol. et miniers. Sec. IV, Sér. 2, 1973, N 1, p. 17–25.
- Gigot P., Haccard D.* Nouvelles données sur l'origine les lambeaux exotiques de Courbons à la base du chevauchement de Digne (Alpes de Haute-Provence). Considérations morphotectoniques. — Bull. Bur. rech. géol. et miniers, Sec. I, Sér. 2, 1972, N 2, p. 12–19.
- Glennie K., Boeuf M., Hughes Clark M. et al.* Late Cretaceous Nappes in Oman Mountains their Geology Evolution. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, vol. 57, N 1, p. 73–89.
- Görler K., Reutter K.-J.* Entstehung und Merkmale der Olistostrome. — Geol. Fdsch., 1968, Bd. 57, H. 2, S. 484–510.
- Graciansky P.-C.* Existens d'un nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne: relations avec les terrains autochtones (province de Mugla, Turquie). — Compt. rend. Acad. Sci., Sér. D, 1967, t. 264, p. 2876–2879.
- Graciansky P.-C.* Stratigraphie des unetés superposées dans l'arc dinaroturque. — Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk., 1968, N 71, p. 50–54.
- Graciansky P.-C.* Le problème des couloured melanges à propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie). Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1973, vol. 15, fasc. 5, p. 555–556.
- Graciansky P.-C., Lemoine M., Sigal J., Thieuloy J.-P.* Sur l'existence de lentilles calcaires d'âge barremien et bedoulien interstratifiées dans les marnes gargasienues du sinclinal de barrem (Alpes de Haute-Provence). — Compt. rend., Acad. sci. Sér. D, 1972, t. 244.
- Graciansky P.-C., Lorenz C., Magné J.* Sur les étapes de la transgression du Miocène inférieur observée dans les fenêtres de Göcek (Sud-Ouest de la Turquie). — Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1970, t. 12, N 3, p. 557–564.
- Granjaquet C.* Tectogenèse l'âge anté-albion supérieur des séries ophiolitifères de Calabre et du Lukanie meridionale. Analyse de leur position Structurale; conséquences paleotectoniques. — Comp. rend. Soc. géol. France, 1971, fasc. 8, p. 3368–3371.
- Greenly E.* The geology of Anglesy. London, 1919.
- Heim Alb.* Geologie der Schweiz. Leipzig, 1921, Bd. 2.
- Hoedaemaeker Ph.* Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla. — Rejksmusen geol. en mineral. Ser. geol., 1973, N 19.
- Hsü K.* Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetian flysch bassins Switzerland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 5, p. 15–23.
- Hsü K.* Principles of Melanges and their bearing at the Franciscan-Knoxville Paradox. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, vol. 79, N 8, p. 110–121.
- Hsü K.* Melanges and their distinction from olistostromes. — In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentat: Proc. Symp., Madison (Wisc.), 1972, Tulsa (Okla.), 1974, p. 321–333.
- Jacobacci A.* Frane sottomarine nelle formazioni geologiche Interpretazione dei Fenomeni olistostromici e degli Olistolite nell'Appennino e in Sicilia. — Boll. Serv. geol. Ital., 1965, vol. 86, p. 65–85.
- Julien P.St., Hubert C.* Evolution of the takonian orogen in the Quebec Appalachians. — Amer. L. Sci., 1975, vol. 275-A, p. 337–362.
- Kaufman F.* Emmen ind Schlierengegenden. — Beitr. Geol. Karte Schweiz., Lief. 24.

- Kieken M., Winnock E. Olistostromes dans le Lutétien du Bus-Adour à l'avant du Front nord-pyrénéen. — Bull. Bur. rech. géol. et minières. Sec. 4, 1973, N 1, p. 5—15.
- Kotański Z. O triasie Skalki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. — Acta geol. pol., 1963, t. 13, N 2, s. 291—293.
- Kraus E. Über den Schweizerflysch. — Eclog. geol. helv., 1932, vol. 25, p. 240—261.
- Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen. Berlin: Akad.-Verl., 1951, T. 2.
- Książkiewicz M. Evolution structurale des Carpates Polonaises. — In: Livre à la mémoire du prof. P. Fallot. P., 1962/1963. T. 2, p. 131—162.
- Książkiewicz M. Karpaty. — In: Budowa geologiczna Polski. Warszawa: Wydaw. Geol., 1972, t. 4, cz. 3, 3, S. 3—89.
- Lamare P. Les formations detritiques cretacees du massif de Mendibelza. — Bull. Soc. géol. France, 1946, t. 11, N 5, p. 265—312.
- Leopold W. Das Alter des Wildflysch. — Actes Soc. helvet. Sci. natur., 122 Sess., 1942. Sion.
- Lotz F. Über einige geologische Beobachtungen von allgemeinerem Interesse in Spanien. — Arbeitsgemeinschaft. Forsch. Landes Nordrhein-Westfalen, 1956, Bd. 106.
- Lotz F. Probleme der Gebirgsbildung. — Arbeitsgemeinschaft. Forsch. Landes Nordrhein-Westfalen, 1957, Bd. 37.
- Lugeon M. Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch prealpin. — Eclog. geol. helv., 1916, vol. 14, N 2, p. 328—340.
- Lutzens H. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Wernigeröder Schichten nach Conodonten. — Geologie, 1959, Jg. 8, H. 1, S. 97—115.
- Lutzens H. Zur Alterstellung der Olistostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite. — Z. geol. Wiss., 1973, N 1, S. 137—144.
- Lutzens H., Schwab M. Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. — Geologie, 1972, Jg. 21, H. 6.
- Marchetti M. The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. — In: Congr. Geol. Intern. 20th Sess. Mexico, 1957.
- Merla G. Geologia dell'Appennino settentrionale. — Boll. Soc. geol. ital., 1951, vol. 70, p. 131—142.
- Merla G. Centro di studi per la Geologia dell'Appennino. La Sezione-Ference. Attività svolta nel periodo 1951—1953: Suppl. — Ric. sci. Ser. 2a, 1964, an. 34, vol. 3.
- Migliorini C. Considerazioni su di un particolare effetto della orogenesi. — Boll. Soc. geol. ital., 1933, vol. 52, p. 28—36.
- Migliorini C. Considerazioni su di un particolare effetto della arenarie del macigno. — Soc. Toscana Sci. Natur. Alti, 1950a, mem. 57A.
- Migliorini C. Dati e conferma della resedimentazione delle arenarie del macigno. — Soc. Toscana Sci. Natur. Alti, 1950b, mem. 57 A.
- Monod O., Marcoux J., Poisson A., Dumont J.-F. Le domaine d'Antalia témoin de africaine au cours du Trias. — Bull. Soc. géol. France Ser. 7, 1974, t. 16, N 3, p. 116—125.
- Murgeanu G., Petrușiu D. Les conglomérats des Bucegi: formation de molasse mésocrétacée des Carpathes orientales. — In: 4 Congr. assoc. Carpatho-Balkanique. Warszawa, 1963, p. 235—255.
- Nachev J.K. Palaeography of the kraishite region (SW Bulgaria) in the tithonian. — Rev. Bulg. geol. Soc., 1970, Bd. 1, N 31.
- Nachev J.K. The tithonian flysch in Bulgaria. — Изв. Геол. ин-т, Бълг. АН. Сер. стратигр. и литол. 1974, кн. 23.
- Paeh H.-J., Schwab M., Meier R., Kurze M. Exkursionsführer zu den Geländearbeiten der Arbeitsgruppen 3.1. (Flysch) und 3.2. (Olistostrome) im Südtteil, der DDR vom 17—28. Mai 1978. — Akad. Wiss. DDR, ZIPE. Berlin, 1978.
- Pirlet H. Le "grande brèche" viséenne est un olistostrome son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. — Ann. Soc. géol. Belg., 1972, vol. 95, N 1, p. 53—134.
- Radelli L. Sur la tectonique de la chaîne anatolienne de Bitlis. — In: Tectonique de l'Afrique. P., 1971, t. 6, p. 131—139.
- Rech-Frollo M. Le Cénomaniens à blocs nord-pyrénéen et le Wildflysch des Préalpes suisses. — Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1959a, t. 1, N 8, p. 809—816.
- Rech-Frollo M. Paléo-océanographie du Cénomaniens nord-pyrénéen à blocs exotiques. — Compt. rend. Acad. sci. Ser. 7, 1959b, t. 249, N 23, p. 2582—2584.
- Reichstein M. Motive und Probleme erneuter Deckenbauforderungen für den Harz. — Geologie, 1965, Jg. 14, H. 9, S. 1039—1076.
- Reichstein M. Die neue Deckenbauvorstellungen in Harz (nach dem neuesten Stand). Berlin: Vortz. Deutsch. Akad. Wiss., 1967.
- Reichstein M. Deckenbaufragen im Harz und spätvaristische Strukturentwicklung. — Wiss. Zschr. Univ. Halle, 1970, N 1, S. 19—23.
- Richter D. Olistostrom, Olistholit, Olisthothirina und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tectogenetischer Bewegungen in Geosynklinal bereichen. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1973, Bd. 43, H. 3, S. 304—344.
- Richter M. Bemerkungen zur Geologie Nord- und West-Siziliens. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1968, N 1, S. 321—348.
- Rigassi-Studer D. Sur la géologie de la Sierra de los Organos, Cuba. — Arch. sci. Soc. phys. et hist. natur. Genève, 1963, t. 16, N 2.
- Rigo de Righi F. Olistostromi neogenici in Sicilia. — Boll. Soc. geol. ital., 1956, vol. 75, N 3, p. 185—215.
- Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belts of Southeast Turkey. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.: 1964, vol. 48, N 12, p. 39—51.
- Salmoiraghi F. Alcuni appunti geologici sull'Appennino fra Napoli e Foggia. — Boll. Roy. Comitato geol. ital., 1881, vol. 12.
- Schardt H. Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. — Eclog. geol. helv., 1898a, vol. 5.
- Schardt H. Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses (Préalpes du Chablais et Stockhorn et les Klippen). — Bull. Soc. vaud. sci. natur., 1898b, vol. 128, p. 114—219.
- Schermerhorn L.J.G. Terminology of mixed coarse-fine sediments. — J. Petrol. Technol., 1966, N 9.
- Schuchert Ch., Dunbar C.O. Stratigraphy of western Newfoundland. — Mem. Geol. Soc. Amer., 1934, N 1, p. 15—28.
- Schwab M. Harz-verkehrt gestapelt. Neue Theorien zum Gebirgsbau des Harzes. — Wiss. und Fortschr., 1974, Bd. 24, N 2/3, S. 78—99.

- Schwab M.* Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Gebiet der DDR mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz. — *Jahrb. Geol.*, 1976, N 5/6, S. 7–18.
- Schwan W.* Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz. — *Ztschr. Dtsch. geol. Ges.*, 1974, Bd. 125, H. 2, S. 253–267.
- Signiorini R.* Linee Tettoniche trasversali dell'Appennino settentrionale. — *Rend. Acc. naz. Lincei*, 1935, N 6.
- Soder P.* Geologische Untersuchung der Schratzenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern). — *Eclog. geol. helv.*, 1949, vol. 42, p. 338–367.
- Stefanescu M., Zamfirescu M.* Ivirii noi de vraconian-cenomanian in zona conglomeratelor de Ciucas-Zaganu. — *Stud. si cerc. geol. geofiz. geogr. Ser. geol.*, 1964, t. 9, N 1.
- Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Verl. G. Bornträger, 1924.
- Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1968, vol. 52, N 1, p. 79–98.
- Sujkowski Z.* Flysch sedimentation. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, vol. 68, N 5, p. 128–150.
- Tectonique de l'Afrique.* Paris, 1971. T. 6.
- Tercier J.* Les faciès du crétacé et du Nummulitique dans la région de Habkern. — *Eclog. geol. helv.*, 1928a, vol. 21, p. 128–150.
- Tercier J.* Nouvelles observations géologiques dans la partie médiane de la chaîne du Gurnigel (Prealpes externes). — *Eclog. geol. helv.*, 1928b, vol. 21, p. 38–48.
- Tercier J.* Habkern et ses environs. — *Guide géol. suisse, Bâle*, 1934, fasc. 8, p. 36–52.
- Tercier J.* Le flysch dans la sédimentation alpine. — *Eclog. geol. helv.*, 1947, vol. 40, N 2, p. 128–150.
- Trumpy R.* L'évolution de l'orogénèse dans Alpes Centrales: interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. — *Eclog. geol. helv.*, 1973a, vol. 66, N 1.
- Trumpy R.* The timing of orogenic events in Central Alps. — In: *Gravity tectonics*. N.Y. Wiley Intersci., 1937b.
- Uzzelli G.* Memoria sulle argille scagliose. — *Boll. Soc. geol. ital.*, 1883, vol. 2.
- Wilson H.* Late Cretaceous Eogeosynclinal Sedimentation, Gravity Tectonics, and Ophiolite Emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1969, vol. 53, N 3, p. 128–144.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Часть первая	5
Глава первая	
СТРОЕНИЕ ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОЛИСТОСТРОМОВОГО ТИПА	6
Общая характеристика	6
Вмещающие отложения	7
Форма и размер олистостромовых тел	9
Внутреннее строение олистостромовых тел	10
Тектоническая структура	26
Связь олистостромов с тектоническими покровами	26
Внутренняя тектоническая структура олистостромовых комплексов	30
Время формирования олистостромов, перекрывающих тектонических покровов и тектонической переработки хаотических комплексов	34
Выводы	36
Глава вторая	
ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МИКСТИТОВ ОЛИСТОСТРОМОВОГО ТИПА	37
Глава третья	
ГЕНЕЗИС МИКСТИТОВ ОЛИСТОСТРОМОВОГО ТИПА	49
Вводные замечания	49
Общие закономерности образования олистостромов	52
Роль обвально-оползневых процессов при формировании олистостромов	53
Роль тектонических процессов при формировании олистостромов	62
Выводы	80
Глава четвертая	
ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С ДРУГИМИ ТИПАМИ ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	81
Тектоно-гравитационные микститы и меланж	82
Тектоно-гравитационные микститы, гравитационные микститы и ледниковые отложения	91
Глава пятая	
ТИПИЗАЦИЯ МИКСТИТОВ, ТЕРМИНОЛОГИЯ	94
Типы микститов	96
Признаки, свойственные всему классу микститов	98
Специфические признаки, свойственные отдельным типам микститов	99
Выводы	101
Часть вторая	104
Глава первая	
ТЕКТОНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИКСТИТЫ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ	105
Региональное описание	106
Юрские и раннемеловые тектоно-гравитационные и гравитационные микститы	106
Среднемеловые тектоно-гравитационные и гравитационные микститы	112
Кампан-маастрихтские тектоно-гравитационные и гравитационные микститы	121
Верхнеэоценовые—нижнеолигоценовые тектоно-гравитационные и гравитационные микститы	125
Олигоцен-четвертичные тектоно-гравитационные и гравитационные микститы	146
Обобщение регионального материала	150
Временные закономерности размещения тектоно-гравитационных и гравитационных микститов	150
Пространственные закономерности размещения тектоно-гравитационных и гравитационных микститов	152
Тектоно-гравитационные и гравитационные микститы, их значение и соотношения друг с другом	153
Формационные закономерности размещения тектоно-гравитационных и гравитационных микститов	155
Глава вторая	
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ И ШАРЬЯЖЕЙ	158
Выводы	164
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	165
ЛИТЕРАТУРА	167

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Part one	5
Chapter one	
STRUCTURE OF CHAOTIC COMPLEXES OF THE OLISTOSTROME TYPE	6
General characteristic	6
Enclosing deposits	7
Shape and size of olistostrome bodies	9
Inner structure of olistostrome bodies	10
Tectonic structure	26
Relations between olistostromes and nappes	26
Inner tectonic structure of olistostrome complexes	30
Time of formation of olistostromes, nappes overlapping them and the tectonic reworking of chaotic complexes	34
Inferences	36
Chapter two	
HISTORY OF STUDY MIXTITES OF THE OLISTOSTROME TYPE	37
Chapter three	
GENESIS OF MIXTITES OF THE OLISTOSTROME TYPE	49
Introductory notes	49
General regularities of olistostrome formation	52
Role of fall-slide processes in olistostrome formation	53
Role of tectonic processes in olistostrome formation	62
Inferences	80
Chapter four	
GRAVITATIONAL AND TECTONO-GRAVITATIONAL MIXTITES AND THEIR RELATIONSHIPS WITH OTHER TYPES OF CHAOTIC COMPLEXES	81
Tectono-gravitational mixtites and melange	82
Tectono-gravitational mixtites, gravitational mixtites and glacial deposits	91
Chapter five	
TYPIFICATION OF MIXTITES, TERMINOLOGY	94
Types of mixtites	96
Features peculiar to the whole class of mixtites Specific features representative of some types of mixtites	99
Inferences	101
Part two	104
Chapter one	
TECTONO-GRAVITATIONAL AND GRAVITATIONAL MIXTITES OF THE ALPINE FOLDED AREA	105
Regional description	106
Jurassic and Lower Cretaceous tectono-gravitational and gravitational mixtites	106
Middle Cretaceous tectono-gravitational and gravitational mixtites	112
Campanian-Maastrichtian tectono-gravitational and gravitational mixtites	121
Upper Eocene-Lower Oligocene tectono-gravitational and gravitational mixtites	125
Oligocene-Quaternary tectono-gravitational and gravitational mixtites	146
Generalization of regional material	150
Time regularities in distribution of tectono-gravitational and gravitational mixtites	150
Spatial regularities in distribution of tectono-gravitational and gravitational mixtites	152
Tectono-gravitational and gravitational mixtites, their relationships between each other	153
Formational regularities in distribution of tectono-gravitational and gravitational mixtites	155
Chapter two	
SPATIAL-TEMPORAL REGULARITIES OF FORMATION OF NAPPES	158
Inferences	164
CONCLUSION	165
BIBLIOGRAPHY	167

Михаил Георгиевич Леонов
ОЛИСТОСТРОМЫ
В СТРУКТУРЕ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Труды ГИН, 344

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Л.В. Миракова*
Художник *Л.С. Кассис*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.С. Анашкина*
Корректор *Г.И. Сурова*

ИБ № 21365

Подписано к печати 24.06.81. Т-09046
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,4. Уч.-изд.л. 19,1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1900. Цена 2р. 90к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 90 к.

