

551.263.2

М. Г. ЛЕОНОВ

## ОЛИСТОСТРОМЫ И ИХ ГЕНЕЗИС

Олистостромы формируются за счет разрушения тектонических покровов и надвигов, продвигающихся в бассейн осадконакопления. Их образование связано с раздроблением и скалыванием подошвенных частей покровов и образованием тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона и за счет обрушения фронтального уступа надвига или покрова. Олистостромы — образования тектоно-осадочной природы. Формирование грубообломочного материала олистостромов происходит тектоническим путем, а оползневые черты отражают только способ транспортировки материала. Олистостромы — выражение единства и взаимосвязности тектонических и седиментационных процессов.

## ВВЕДЕНИЕ

Термин «олистостром», введенный Г. Флоресом (Flores, 1955), применяется в настоящее время для обозначения обычно четко ограниченных в пространстве геологических тел, сложенных комплексом отложений, характерной чертой которых является наличие мощных свалов несортированного, хаотически нагроможденного материала, ассоциирующегося часто с тонкозернистыми песчано-глинистыми осадками.

В течение почти 100 лет внимание геологов привлечено к этим своеобразным комплексам отложений, однако интерес к познанию закономерностей их геологического строения и распространения значительно возрос в последнее время в связи с тем, что была выявлена генетическая связь образования этих грубообломочных отложений с проявлением тектонических движений, приводящих во многих случаях к возникновению тектонических покровов.

В геологии олистостромовых образований сделано многое. Однако вплоть до настоящего времени некоторые вопросы, связанные с изучением этих отложений, остаются или нерешенными, или спорными. Одна из таких остродискуссионных проблем — это проблема генезиса олистостромов, без понимания которого (а именно, без понимания механизма возникновения грубообломочного материала, его переотложения и захоронения) невозможно решить ряд более общих задач как региональной, так и теоретической геологии.

Не буду рассматривать сложной и запутанной эволюции взглядов на происхождение олистостромов, отмечу только, что все точки зрения по этому вопросу можно разделить на четыре группы.

1. Олистостромы — чисто осадочные образования, возникшие в результате действия подводных, в ряде случаев субэаральных оползней на склоне седиментационного бассейна. Собственно, отсюда и термин «олистостром» — «пласт-оползень». Мнения о чисто осадочном происхождении олистостромов придерживались и придерживаются многие исследователи, и в том числе автор термина Г. Флорес (Singnorini, 1935; Soder, 1949; Merla, 1951; Flores, 1955; Beneo, 1958; Jacobacci, 1965; Abbate, Borlotolotti, Passerini, 1970, и др.).

2. В процессе формирования олистостромов помимо чисто оползневого фактора играет определенную роль и фактор тектонический. Однако роль его опосредствована: тектоника является как бы спусковым меха-

низмом для возникновения оползневых процессов (увеличение уклона дна бассейна седиментации, землетрясения, рост складок, с крутых крыльев которых сходят оползневые тела, и т. д.) (Migliorini, 1950; Marchetti, 1957; Gorler, Reutter, 1968; Richter, 1968; Черенков, 1973, и др.).

3. Главная роль в образовании олистостромов принадлежит тектоническим движениям. Исследователи, которые придерживаются этой точки зрения (Kraus, 1951; Gigon, 1952; Белостоцкий, 1970; Поршняков, 1973; Леонов, 1975; Лукьянов и др., 1975; Соколов, 1975, и др.), считают, что образование олистостромов 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 олистостромы различного происхождения, одни из которых образуются чисто оползневым путем, при формировании других определенную роль играет тектонический фактор (в смысле второй точки зрения) и, наконец, третий тип олистостромов формируется за счет разрушения тектонических покровов. Подобная точка зрения прослеживается у многих исследователей, но наиболее отчетливо она изложена у П. Эльтера и Л. Тревизана (Elter, Trevisan, 1973).

Чем вызван такой разноречивой во мнениях, будет видно из последующего изложения. Тем не менее ясно, что все гипотезы, особенно «тектоническая», страдают одним недостатком: не указано, как возникают огромные массы грубообломочного материала. Это связано с тем, что, за редким исключением (Леонов, 1975; Щерба, 1975; Лукьянов и др., 1975), не проводилось специального и направленного изучения способов формирования масс грубообломочных пород, слагающих олистостромы.

Изучение олистостромов в различных районах альпийских и палеозойских складчатых систем и анализ литературного материала позволяют в настоящее время прийти к достаточно обоснованным выводам по этому вопросу, которые и будут изложены в предлагаемой работе. Но прежде чем переходить к рассуждениям о генезисе олистостромовых образований, необходимо дать их краткую морфологическую характеристику, сосредоточив внимание на тех особенностях внутреннего строения и соотношений с окружающими отложениями, которые говорят об их происхождении.

### МОРФОЛОГИЯ ОЛИСТОСТРОМОВ

Морфологические черты олистостромовых образований описаны неоднократно. В наиболее общем виде это сделано в работе А. В. Лукьянова, М. Г. Леонова и И. Г. Щербы (Лукьянов и др., 1975), из которой в основном и заимствовано описание олистостромов, необходимое для понимания их генетической сущности.

Олистостромы заключены обычно среди нормально-осадочных отложений, они известны среди флишевых, молассовых, офиолитовых и других формационных типов пород и связаны с ними постепенными переходами. В местах развития олистостромов толщи приобретают резко гетерогенное строение: среди основной массы, состоящей из пород характерных для флиша, молассы или иной группы отложений, появляются чужеродные, не свойственные вмещающим неслоистые грубообломочные породы. Чужеродные включения представлены линзами, пластами и мощными горизонтами конгломератов и брекчий, состоящих, как правило, из обломков более древних пород. Эти древние породы встречаются также среди вмещающей массы в виде отдельно разбросанных олистолитов — обломков, глыб, линз и крупных пластин.

Конгломераты и брекчии залегают среди вмещающих толщ пород в виде линз, прослоев и мощных (до 1 км) горизонтов. Кон-

такты брекчий и конгломератов с подстилающими и перекрывающими образованиями, как правило, отчетливые и резкие, без предварительного укрупнения обломочного материала в подстилающем слое. И даже в тех случаях, когда в нижележащем слое появляется значительное число отдельных обломков, контакт между основным пластом брекчий и подстилающими образованиями резкий. Брекции часто срезают пласты нижележащих пород, обломки и обрывки которых также частично попадают в брекчию. Происходит как бы выпаживание брекчиями подстилающих отложений. Отдельные глыбы вдавлены в нижележащие осадки, песчано-глинистый или карбонатный материал которых заходит в промежутки между ними. В латеральном направлении брекчии часто сменяются нормально-осадочными отложениями, мощность брекчий и конгломератов значительно меняется по простиранию вплоть до полного выклинивания. Однако горизонты брекчий нередко прослеживаются на десятки и сотни километров. Конгломераты распространены локально.

В брекчиях могут быть выделены два главных компонента: основная масса (матрица) и обломки. Основная масса состоит или из алеворо-песчаных аргиллитов, с большей или меньшей примесью карбонатного материала, или из ярко-красной или малиновой известковистоглинистой массы; и только в тех случаях, когда брекчии нацело сложены обломками известняков, основная масса представлена преимущественно карбонатным материалом, но также с примесью обломочного. Слоистость, как правило, в брекчиях отсутствует или бывает очень грубой и неотчетливой. В основную неслоистую массу заключены обломки, глыбы, пластины различных пород, обычно более древних, чем вмещающая их масса, но часто в брекчии попадают и обломки практически одновозрастных подстилающих отложений. Широко распространены моногенные брекчии, состоящие из обломков какого-либо одного типа пород (обычно известняков). Окатанность обломков слабая или отсутствует совершенно. В брекчиях обломки, особенно мелкие, обычно остроугольны, более крупные глыбы часто имеют сглаженные края.

Размер обломков колеблется в очень широких пределах, от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике. Сортировка материала в брекчиях отсутствует. Обломки, глыбы и гальки расположены хаотично, без какой-либо видимой закономерности. Соотношение объемов обломков и цементирующей массы непостоянно. 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 основной массой и как бы «плавают» в ней, придавая всей брекчии пудинговый облик. Поверхность большинства обломков и глыб покрыта зеркалами скольжения, цементирующая масса часто представлена тектонической глиной или милонитизированными породами.

Отдельные обломки, блоки и пластины нередко залегают и вне горизонтов брекчий, непосредственно среди вмещающей массы. Их размеры колеблются от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике и многих километров в длину. Мелкие обломки (до нескольких метров) имеют обычно сглаженную, округлую или линзовидную форму, крупные резко удлинены и вытянуты по простиранию вмещающих слоев в виде пластин. Пластины становятся у краев тоньше и постепенно сходят на нет. Часто пластины пространственно ассоциируются с хаотическими брекчиями из обломков самой пластины. Пластины зачастую сильно брекчированы и разбиты на отдельные более мелкие чешуи.

Одной из характерных черт олистостромов является их сильная тектоническая переработка последующими тектоническими движениями, которая выражена в интенсивной перемятости пород, тектоническом расчленении, разлинзовании и будинировании пластов и обломков.

Однако в ряде случаев мы имеем дело с олистостромами, которые или не затронуты последующими деформациями, или затронуты в незначительной степени. Но и в этих случаях материал олистостромов несет в своем внутреннем строении резко выраженные черты тектонизации. Это прежде всего зеркала скольжения на поверхности обломков, милонитизированная основная масса, мощный катаклиз, линзовидная, обжата форма глыб и обломков, наличие кальцитовый «рубашки», обволакивающей обломки. Большие блоки и пластины разбиты на отдельные более мелкие чешуи, брекчированы, будинированы.

### ГЕНЕЗИС ОЛИСТОСТРОМОВ

Анализ морфологии олистостромовых тел и их соотношений с окружающими образованиями показывает, что при формировании олистостромов обычно действуют два типа седиментации: во-первых, нормальное осадконакопление флишевого, молассового или иного бассейна; во-вторых, на фоне этого «банального», как говорят французские геологи, осадконакопления спорадическое поступление в бассейн огромных масс грубообломочного материала, который отлагается в виде линз, прослоев и горизонтов глыбовых хаотических брекчий. Грубообломочный материал поступал не постепенно в течение длительного времени, а в виде единовременных, быстрых, неоднократно повторявшихся процессов, так как контакты брекчий с окружающими разностями пород всегда резкие, причем можно видеть, как глыбы вминались в подстилающий, вероятно, еще не консолидированный осадок. Одновременно в бассейн попадали огромные блоки и пласты более древних пород, которые по своим размерам в ряде случаев могут быть отнесены к категории настоящих тектонических покровов. То, что блоки и пластины попадали в осадок в период его образования, подтверждается их существованием не только в виде самостоятельных блоков, но и в виде компонентов конгломератов и брекчий, а главным образом наличием стратиграфических контактов пластин древних пород с фаунистически датированными и более молодыми отложениями вмещающей толщи. И наконец, эпизодически, как и поступление грубого материала, происходило оползание и внутренняя деформация вмещающей толщи. Однако последнее совершенно не обязательно, хотя и очень характерно, особенно в случае олистостромов во флишевых отложениях.

Таким образом, достаточно ясно, что в процессе образования олистостромов определенную роль играют оползневые процессы. Действительно, нормальные стратиграфические контакты олистостромов с подстилающими и перекрывающими отложениями, хаотическая внутренняя структура, выпахивание подстилающих слоев и как следствие захват их в состав олистостромов, присутствие структур подводного оползания и переотложенной мелководной фауны, да и сам факт наличия мощных свалов несортированного грубого материала среди часто достаточно глубоководных осадков непереложно свидетельствуют, как и считают большинство исследователей, о подводно-оползневой (или, что реже, субаэрально-оползневой) природе олистостромов. В данном варианте возникновение масс грубообломочных пород связывается с обрушением относительно приподнятого уступа в условиях гравитационной неустойчивости и последующего оползания этого материала в глубь бассейна седиментации.

Однако некоторые особенности строения и распространения олистостромов не могут быть объяснены оползневым механизмом в чистом виде. Главные из них следующие.

1. Олистостромы пространственно тяготеют к зонам крупных разломов, по которым либо установлены, либо предполагаются по косвенным признакам надвиговые перекрытия.

2. Олистостромы и олистолиты, как правило, состоят из пород аллохтона, у фронта которого они накапливаются или которым перекрываются.

3. Олистостромы приурочены к определенным интервалам, во время которых установлены крупные покровные перемещения масс горных пород (Леонов, 1975, 1976).

4. Олистостромы (в пределах одного интервала) распространены чрезвычайно широко, протягиваясь (с перерывами) на многие сотни и тысячи километров.

5. Олистостромовые комплексы оказываются часто перекрытыми тектоническими покровами и интенсивно переработанными тектонически.

6. В олистостромах присутствует динамически обработанный материал: обжатые, сглаженные, штрихованные, сплюснутые обломки.

7. Хаотические брекчии олистостромов имеют непосредственную связь с покровными пластинами и постепенные переходы между ними.

Все перечисленные особенности заставляют искать для объяснения формирования олистостромов толщ помимо чисто оползневых и другие варианты. В настоящее время все большее и большее число исследователей приходят к выводу о возникновении олистостромов за счет разрушения тектонических покровов. Впервые на связь образования дикого флиша (олистостромов) с разрушением покровов обратил внимание Г. Шардт (Schardt, 1898), который связал образование толщ дикого флиша Центральной Швейцарии с 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.

Нет необходимости останавливаться на конкретном описании районов, где установлена связь образования олистостромов с покровами, так как по этому вопросу имеется много литературных данных (библиографию см. Леонов, 1975, 1976).

И действительно, своеобразные условия осадконакопления, связь включений в олистостромах с покровами, которые перекрывают эту характерную группу отложений, частая интенсивная тектоническая переработка олистостромов, наличие конседиментационных покровов в толщах, заключающих олистостромы, совпадение времени возникновения этих осадков со временем интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, пространственная связь олистостромов с тектоническими покровами — все это позволяет связать 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, необходима какая-то причина. Такой причиной могут быть интенсивные тектонические подвижки, которые устанавливаются для времени формирования олистостромов.

Однако, установив связь образования глыбового материала олистостромов с разрушением покровов, разберем теперь конкретный механизм этого разрушения, т. е. именно тот вопрос, который обычно не привлекал внимания исследователей.

1. Часто в олистостромовых толщах встречаются пластины пород более древних и более компетентных, чем вмещающая их основная мас-

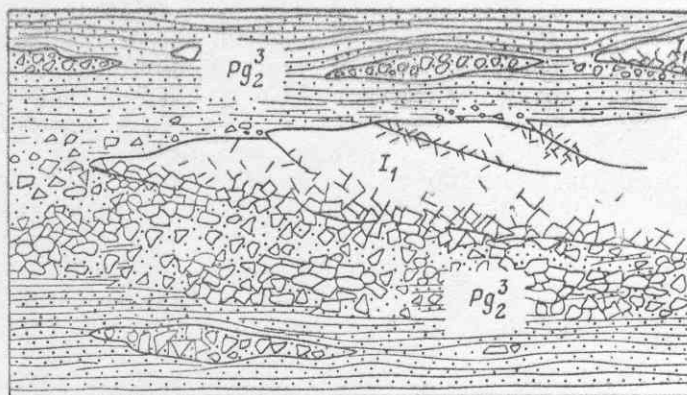
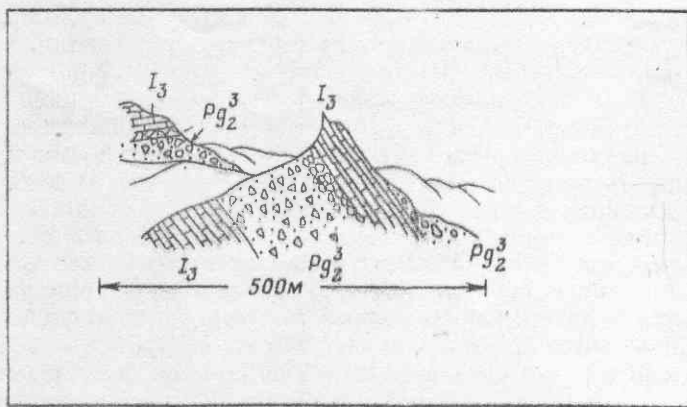


Рис. 1. Разрушение подошвенных частей конседиментационных покровов и пластин при движении по дну бассейна (верхнеэоценовые олистостромы Южного склона Большого Кавказа)

са. 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 местах, как, например, пластины известняков Лаймерн в верхнеэоценовом диком флише Центральной Швейцарии (Gigon, 1952), известняков перми в неогеновых молассах Дарвазского хребта (Щерба, 1975), офиолитовые пластины в верхнемеловых олистостромах Малого Кавказа (Соколов, 1975) и др.

Показательным примером являются также изученные автором пластины пород верхней юры и верхнего лейаса в верхнеэоценовом флише южного склона Большого Кавказа (рис. 1). Пластины залегают непосредственно среди вмещающей массы флишевых отложений. Сложены они слоистыми породами верхнего лейаса: песчаниками и глинистыми сланцами. Вытянутость пластин соответствует слоистости. Пластины имеют резко удлиненную форму. Одна из таких пластин имеет по протяжению 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 тоньше и постепенно сходят на нет. Нижние их контакты, как правило, осложнены срывами, дроблением, брекчированием слагающих их пород. Верхние

контакты обычно нормальны, часто 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 катаклаз. 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 брекчии осадочной. Обломки расположены уже хаотически, появляется заполняющее вещество. Осадочные брекчии образуют подобие шлейфа около пластин и продолжают внутри 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 в результате процессов оползания оказываются пространственно оторванными от пластины. Материал таких брекчий, окружающих пластину, состоит в основном из пород, слагающих пластину. Обломки совершенно не окатаны, остроугольные, часто представляющие собой «отщепы» глинистых сланцев и песчаников. Цементируются обломки мелкозернистым песчано-глинистым агрегатом, по составу тождественным породам пластин и брекчий.

Нужно отметить, что наиболее характерными чертами этих брекчий является их мономиктовость, теснейшая связь с породами пластин (часто мы не можем привести четкую границу между брекчированной пластиной, тектонической брекчией и брекчией осадочной, т. е. по существу собственно олистостромом), брекчированность самих обломков, наличие на их поверхности зеркал скольжения, местами милонитизация основной массы.

В данном случае мы видим, что 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 олистостромов является тектоническое разрушение подошвенных частей крупных пластин (конседиментационных покровов) при их продвижении по дну бассейна-седиментации. Размеры таких пластинокровов колеблются в очень широких пределах и могут достигать десятков километров по длинной оси.

Разрушение подошвенной части свойственно и более значительным покровным структурам. На территории Ликийского Тавра (Турция) описаны (Graciansky, 1968, 1972, 1973) тектонические покровы, в подошвах которых расположены олистостромовые толщи. Здесь выделена следующая последовательность комплексов пород, тектонически перекрывающих один другой (рис. 2). В основании залегают автохтонные образования. Внизу они сложены карбонатной серией пород триаса — сеномана, выше которой залегают флишевые толщи. А флишевый разрез в свою очередь надстраивает олистостромовые толщи верхнемелового возраста.

Дикий флиш содержит среди других блоки базальтов и радиоляритов, заключенных в песчано-глинистую матрицу. Выше расположены образования меланжа, и переход от дикого флиша к меланжу соответствует смене состава и облика вмещающей основной массы: песчано-глинистая внизу, выше она становится существенно туфовой. Переход

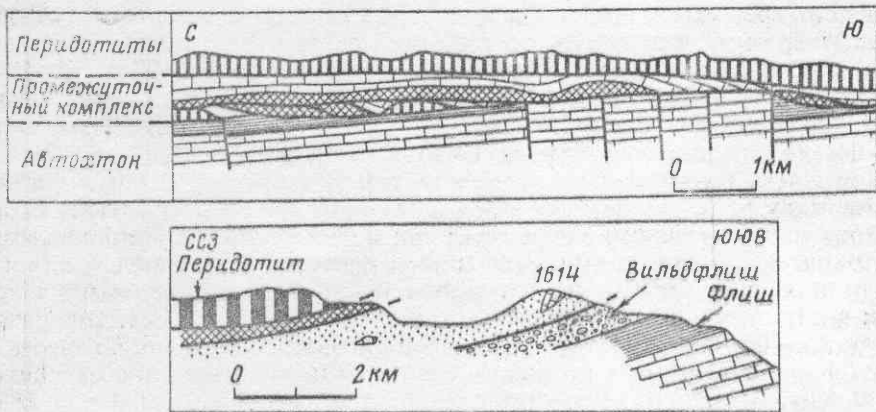


Рис. 2. Деформация подошвы тектонического покрова. Ликийский Таур (Gracian-sky, 1973). Объяснения в тексте

между диким флишем 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, местами на «промежуточный» комплекс, сложенный отдельными мелкими и крупными чешуями различных пород, включая и перидотиты верхнего покрова. Хотя описание этих соотношений у П. Грацианского не слишком четки, 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 наблюдалось в Румынских Карпатах (долина р. Биназ), 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.

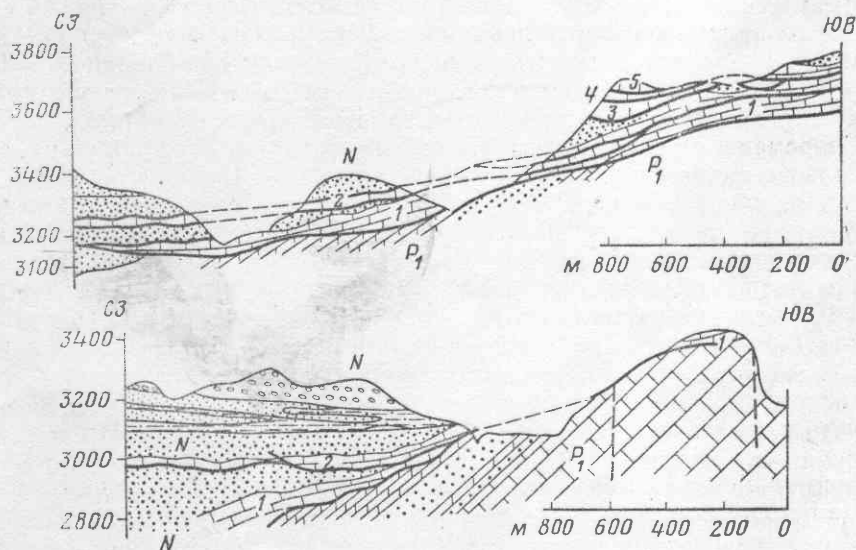


Рис. 3. Олистоциты и олистостромы в неогеновых отложениях Дарвазского хребта (И. Г. Щерба, 1975). Объяснения в тексте



2. Прекрасным примером другого способа образования грубообломочных брекчий и олистолитов является формирование олистостромов в неогеновых отложениях Дарвазского хребта (Щерба, 1975; Лукьянов и др., 1975) (рис. 3). В этом районе непосредственно вблизи контакта и на контакте неогеновых моласс с палеозойскими известняками в толще неогена распространены грубослоистые несортированные брекчии, которые или прислонены к палеозойским известнякам, или несогласно перекрывают их. Палеозойские породы образуют крутой уступ, который состоит из нескольких полого лежащих надвиговых чешуй, разделенных тектоническими брекчиями. Зона интенсивного брекчирования занимает почти половину объема пород. Брекчирование проявляется в двух видах: в виде секущих породу кальцитовых и пелитовых жил, которые обтекают несмещенные обломки единого массива, и в форме известняковых брекчий, в которых обломки повернуты и смещены одни относительно других. Брекчированные известняки и известковые брекчии на границах пластин переходят друг в друга, что свидетельствует о тектонической природе брекчирования. Здесь же видны и постепенные переходы тектонических брекчий, разделяющих чешуи палеозойского основания, в несортированные осадочные брекчии — олистостромы. Надвиговые чешуи, начинаясь в теле пород палеозоя, так же, как и брекчии, непосредственно переходят внутрь олистостромовой толщи, залегая здесь уже в виде гигантских олистолитов (площадь их достигает десятков квадратных километров).

Непосредственные переходы тектонических брекчий в осадочные, а также тектонических пластин (покровов) в олистолиты непреложно свидетельствуют о тектоническом происхождении материала олистостромов в данном районе: «Значительная часть олистостромов... зарождается не на поверхности поднятий, а внутри слагающих их толщ, в зонах, где происходит тектоническое дробление пород, и имеет эндогенное происхождение» (Щерба, 1975, стр. 107). «Этот пример показывает, что олистостромы формируются... за счет выдавливаемых из-под тектонического покрова сильно брекчированных пород и тектонических брекчий, несущих в себе крупные пластины и линзы менее нарушенных пород» (Лукьянов и др., 1975, стр. 47).

Таким образом, морфологические черты древних олистостромов заставляют прийти к выводу, что часть олистостромов (во всяком случае один из их типов) образуется за счет тектонического фактора. Однако многие аспекты формирования олистостромов геологического прошлого остаются недостаточно ясными из-за последующей тектонической переработки, исчезновения некоторых переходов и т. д. Поэтому рассмотрим несколько примеров формирования современных олистостромов.

Современное разрушение фронтальных частей крупных надвигов и образование за счет этого процесса олистостромовых отложений (или их современных аналогов) можно видеть на примере надвига, по которому толщи флиша зоны Южного склона Большого Кавказа надвинуты на образования Грузинской глыбы и Гагро-Джавской зоны. Надвиговая природа этого разлома, протяженность которого только на территории Грузии составляет более 200 км, устанавливается давно и достаточно четко (Гамкрелидзе, 1964; Милановский, Ханн, 1963; Леонов, 1975, и др.). 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 резкий уступ в рельефе), особенно хорошо видное в бассейнах рек Лехуры, Меджуды, Малой Лиахви, развитые вдоль фронта разрыва оползневые явления, обвалы. В целом надвигание пород флишевого комплекса на разновозрастные отложения тектонически подстилающих образований устанавливается при геологическом картировании. Во многих местах в зоне разрыва (у подножья

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 не окатаны, остроугольны, часто покрыты кальцитовой «рубашкой», сортировка в этих брекчиях отсутствует, стратификация тоже. 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 двойным.

Часть из них 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, о нем свидетельствует и наличие зеркал скольжения на поверхности глыб и блоков. Как показывают наблюдения, раздробление происходит следующим образом. Толщи пород 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. Отдельные 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 полностью 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 еще 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, свидетельствует наличие зеркал 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 уже 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 поверхностных субэпиральных условиях они быстро 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 границах отдельных чешуй в зоне разрыва (это могут быть и пологие 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 каль-

цитом. Обломочки отделяются один от других, промежутки между обломками заполнены или вторичным кальцитом, или перетертым карбонатно-глинистым веществом. 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 сильна, что эти брекчии легко спутать с более древними, скажем, мезозойско-кайнозойскими, как это хорошо видно во многих районах Кавказа.

Брекчии этого типа отличаются от первых брекчий, как правило, моногенностью материала, присутствием тектонических глинок, милолитов.

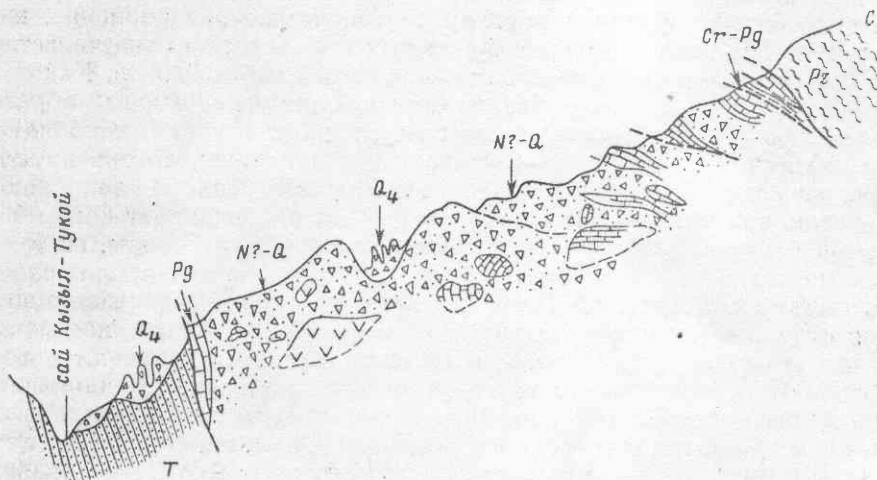


Рис. 4. Брекчии в зоне Танымасского надвига (Памир). Объяснения в тексте

При этом нужно отметить, однако, 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 при воздействии тектонического фактора и что обломочный материал зарождается внутри монолитного массива, а не только за счет разрушения фронтального уступа. Однако непременным условием возникновения обломочного материала является внутренняя тектоническая переработка пород, выраженная в образовании тектонических чешуй и в тектоническом расслаивании фронтальной части надвигов.

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 благодаря любезности А. В. Лукьянова, совместно с которым и был проделан ряд маршрутов. В районе сая Кызыл-Тукой (левый приток р. Танымас) зона Танымасского надвига представляет собой полосу (рис. 4) шириной 1—2 км, сложенную разнообразными брекчиями. Зона брекчий контактирует с юга по разлому с отложениями триаса зоны Центрального Памира и перекрыта по крутому надвигу метаморфическими сланцами зоны Северного Памира. Брекчии состоят из обломков различных пород: серых известняков, туфов, сахаровидного кварцевого агрегата, вулканических 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 одни к другим, то разделены основной массой. Поверхности обломков покрыты зеркалами скольжения, раздроблены. Большие глыбы и блоки брекчированы, разлизованы, разбиты на более мелкие чешуйки и как бы плавают в основной массе мелкообломочной брекчии. Вверх по склону, при приближении к верхнему разрыву, число и размер блоков несколько увеличивается. Несколько 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 дроблением пород блока, остроугольные обломки которых захватываются проникающими брекчиями.

Заполняющее вещество в брекчиях представлено гравелитом и грубозернистым песчаником из материала тех же пород, что обломки. Цемент кварцеволимонитовый 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: катаклаз, 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 провести 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 неслоистые 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 подножью 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.

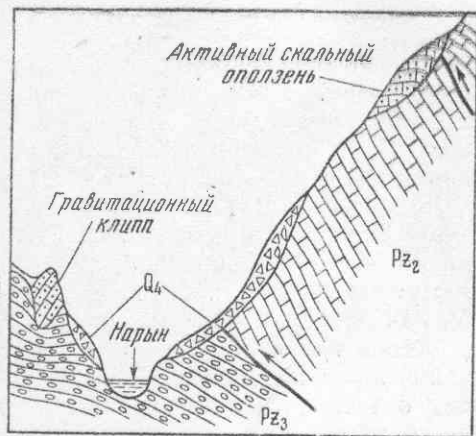


Рис. 5. Разрушение фронтальной части надвига (по Г. Н. Пшенину, 1973). Объяснения в тексте

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. 5), при увеличении высоты надвигового уступа создается перегрузка скального фронта. Развиваются гравитационные склоны, трещины бокового отпора и отседания, как правило, использующие тектоническую трещиноватость. Горизонтальные перемещения способствуют увеличению крутизны фронта надвига и тем самым повышают его динамическую неустойчивость. По трещинам скалывания происходит отсекаание от основного монолита крупных блоков, которые перемещаются к подножью фронтального склона. Будучи разбиты трещинами, эти блоки полностью или частично преобразуются в обвальные 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. м<sup>3</sup> (начальные объемы скальных оползней обычно превышают 1 млн. м<sup>3</sup>) и развалы глыб и щебня. Часть блоков соскальзывает к самому подножию склона, где они «либо врезаются в мягкие породы подножья, образуя своего рода экзотические скалы, которые можно назвать гравитационными клиппами, либо ложатся на породы без существенного механического нарушения» (Пшенин, 1973, стр. 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 олистостромов за счет 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.

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 активным является надвиг в период образования олистостромов. Современные олистостромы по чертам своего строения (морфологии, особенностям распространения, соотношению обломков между собой и основной массой) близки или тождественны древним. При этом в современных олистостромах в более четком и ясном виде можно наблюдать многие из тех черт строения, которые при изучении более древних олистостромов привели нас к мнению о возникновении их за счет процессов разрушения тектонических покровов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

— Изложенный материал позволяет достаточно уверенно утверждать, что олистостромы (во всяком случае их значительная часть) формируются за счет разрушения тектонических покровов и надвигов. Образование грубообломочного материала идет различными путями (рис. 6).

1. Обрушение фронтального уступа надвига или покрова, которое происходит за счет тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания (рис. 6, А).

2. Тектоническое дробление, расчешуивание и брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов (рис. 6, Б).

3. Тектоническое расчешуивание, брекчирование и образование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с после-

дующим высыпанием или тектоническим выдавливанием брекчий и пластин на дневную поверхность или на поверхность морского дна (рис. 6, В).

Эти три способа формирования обломочного материала тесно взаимосвязаны и обусловлены активностью тела тектонического покрова или надвига. В большинстве случаев грубообломочный материал формируется за счет всех трех способов одновременно (может быть, и с преобладанием какого-либо одного способа, в зависимости от конкретных условий движений аллохтона); и в теле уже сформировавшегося олистострома отличить материал, обязанный своим происхождением тому или иному процессу, трудно, а порой и невозможно. В дальнейшем

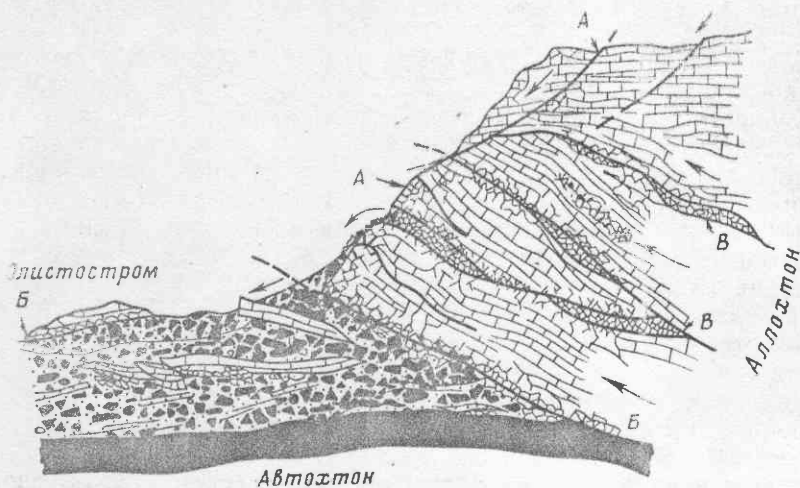


Рис. 6. Формирование брекчий олистостромов за счет разрушения тела тектонического покрова. Объяснения в тексте

обломочный материал или остается непосредственно у подножья разрушающегося покровного массива, сохраняя при этом черты своего тектонического происхождения, или под действием силы тяжести перемещается (сползает) в бассейн, где происходит отложение осадков другого типа. В процессе оползания и захоронения грубообломочные толщи приобретают новые, характерные для оползневых тел черты и превращаются в олистостромы (пласты-оползни) в собственном смысле. Но, как уже говорилось, они все же по-прежнему несут в своем внутреннем строении черты своего первичного генезиса — тектонического.

И наконец, во многих случаях (Леонов, 1970, 1975, 1976; Соколов, 1975, и мн. др.) олистостромы вновь перекрываются тектоническими покровами, за счет разрушения которых они сформировались, и подвергаются при перекрытии вторичной тектонической переработке, часто снова превращаясь в тектоническую смесь. Таким образом, генетический ряд становления олистостромов с момента их зарождения до окончательного оформления в структуре выглядит следующим образом:

| процесс тектонический   | процесс оползания  | процесс тектонический  |
|---|--|--|
| Расчленивание материнского массива, тектоническое дробление и брекчирование, возникновение грубообломочного материала | Перемещение вниз по склону седиментационного бассейна, дополнительное перемещение, захват осадков бассейна | Шарьирование массивов на олистостромы, их вторичная тектоническая переработка, превращение в тектоническую смесь |

Таким образом, оползневые черты в олистостромах отражают не генетическую их сущность, а только способ транспортировки материала. По способу же формирования грубообломочного материала олистостромы — образования тектонические. Их тектоно-осадочная природа подчеркивается особенно четко наличием постепенных, без ясно выраженной границы, переходов от тектонически возникших хаотических брекчий к осадочным аналогам. И геологический смысл олистостромов в том, что они являются образованиями, в чертах внутреннего строения которых запечатлена их тектоно-осадочная природа, т. е. олистостромы — это выражение единства и взаимосвязанности тектонических и седиментационных процессов, а точнее, эндогенных и экзогенных процессов, так как процессы оползания в строгом смысле слова нельзя, по-видимому, отнести к осадочным.

Прежде чем закончить изложение материала, хотелось бы обратить внимание еще на два момента.

1. Существуют олистостромы, которые не связаны непосредственно с разрушением тектонических покровов и к которым могут быть отнесены не слишком многочисленные образования двух категорий. К первой принадлежат так называемые эндоолистостромы, которые являются типично оползевыми образованиями, возникающими на склонах седиментационных бассейнов при сейсмических толчках или в результате накопления слишком большого объема осадков, которые начинают скользить под действием собственной тяжести. Для них характерно отсутствие признаков тектонического происхождения материала, о которых шла речь выше, и то, что они состоят из обломков пород, образовавшихся в том же бассейне и часто еще не полностью литифицированных. Ко второй относятся чисто обвальные брекчии, возникающие у морфологически выраженных уступов, образующихся за счет денудационных процессов или вдоль крутых разрывов типа сбросов. Эти образования, так же как эндоолистостромы, часто не несут в себе черт тектонического происхождения, а объемы их незначительны, так как происходит быстрое выколаживание уступа. Более того, анализ материалов по олистостромам показывает, что в тех случаях, когда образование этих отложений связывается с вертикальными движениями (случаи такой трактовки весьма немногочисленны), вертикальные подвижки по разрывам либо никак не аргументируются, кроме как фактом наличия самих грубообломочных отложений, либо интерпретация может быть двойкой (см., например, описание олистостромов верхнего эоцена Болгарии — Леонов, 1975).

2. Термин «олистостром» отражает только способ транспортировки материала (оползание) и его захоронения, а не генезис этих хаотических образований. Нет необходимости заменять этот термин другим, так как он прочно «прижился» у геологов всего мира, но при употреблении термина необходимо помнить, что генетически олистостромы не оползневые образования, а тектоно-оползневые. Главное их отличие от осадочных грубообломочных пород (речные или шельфовые конгломераты, фангломераты и т. п.), образование которых связано с действием экзогенных процессов, в тектонической природе обломочного материала.

В заключение хочу выразить свою искреннюю благодарность сотрудникам Геологического института АН СССР А. В. Лукьянову и И. Г. Щербе, с которыми неоднократно обсуждалась проблема образования олистостромов.

## Литература

- Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур. В кн. «Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.
- Гамкрелидзе П. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. XXII сес. Междунар. геол. конгр., докл. сов. геологов. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». М., «Недра», 1964.
- Леонов М. Г. О разрушении фронтальной части надвигов. Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Леонов М. Г. Дикий флиш Адыгейской области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 199. М., «Наука», 1975.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов. Геотектоника, 1976, № 3.
- Лукьянов А. В., Леонов М. Г., Щерба И. Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотилитах. Литология и полезн. ископ., 1975, № 4.
- 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.
- Поршняков Г. С. О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алая. В кн. «Вопросы региональной геологии». Изд-во ЛГУ, 1968.
- Пшенин Г. Н. Развитие рельефа фронтальных частей новейших надвигов горного обрамления Ферганы. Геоморфология, 1973, № 2.
- Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Автореф. канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1975.
- Чёрников И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, «Дониш», 1973.
- Щерба И. Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. Геотектоника, 1975, № 5.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*, 1970, vol. 4, № 3/4.
- Beneo E. Sull'olistostroma guaternario di Gela (Sicilia meridionale). *Boll. serv. geol. Italia*, 1958, v. LXXIX, fasc. 1—2.
- Elter P., Trevisan L. Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines. «Gravity tectonics», Wiley Interscience, 1973.
- Flores G. Discussion. IV World Petrol Congr. Rome, 1955.
- Gigon W. Geologie des Habkernales und des Quellgebietes der Grossen Emme. *Verhandl. naturforsch. Ges. Basel*, 1952, Bd 63, № 1.
- Gorler K., Reutter K.-J. Entstehung und Merkmale der Olistostrome. *Geol. Rundschau*, 1968, Bd 57, H. 2.
- Graciansky P.-Ch. Stratigraphie des unites superposees dans le Taurus licien et place dans l'arc dinarotaurique. *Bull. miner. rech. and explorat. inst. Turkey*, 1968, No. 71.
- Graciansky P.-Ch., Lemoin M., Sigal J., Thieuloy J.-P. Sur l'existence de Lentilles calcaires d'age barremien et dedoulien interstratifiees dans les marnes gargasiennes du synclinale de Barrem (Alpes de Haute-Provence). *C. r. Acad. sci.*, 1972, t. 274, ser. D.
- Graciansky P.-Ch. Le probleme des coulloured melanges a propos de formations chaotiques associees aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie). *Rev. geogr. phisigue et geol. dyn.*, 1973, v. XV, fasc. 5.
- Jacobacci A. Frane sotomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei Fenomeni olistostromici e degli olistolite nell'Appennino e in Sicilia. *Boll. serv. geol. Italia*, 1965, v. 86, № 3.
- Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen, teil II. Berlin, Akad. Verlag, 1951.
- Marchetti M. The occurrence of slide and floqage material (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. XXX sess. Congr. Geol. Internat. Mexico, 1957.
- Merla G. Geologia dell'Apennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. Italia*, 1951, v. 70, № 5.
- Migliorini C. Considerazioni su di un particolare effecto della arenarie del macigno. *Soc. Toscana Sci. Natur. Alti*, 1950, mem. 57-A.
- Richter M. Bemerkungen sur Geologie Nord- und West-Siziliens. *Neues Jahrb. Geol. Paleontol.*, 1968, Monatsh. № 2.
- Schardt H. Die exotischen Gebiete, Klippen und Blocke am Nordzand der Schweizeralpen. *Eclog. helv.*, 1898, v. 5.
- Signorini R. Linee Tectoniche trasversali dell'Apennino settentrionale. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, 1935, № 6.
- Soder P. Geologische Untersuchung der Schratzenfluh und des sudlich anschliessenden Teiles der Habkern-Milde (Kt.) Luzern. *Eclog. geol. helv.*, 1949, v. 42, № 4.

Геологический институт АН СССР

Статья поступила  
8 февраля 1977 г.