

**СЕРИЯ МЕТОДИЧЕСКИХ РУКОВОДСТВ
ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ
ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ
ХАОТИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ**

Москва · 1992

КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО ГЕОЛОГИИ
И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР (РОСКОМНЕДРА)

МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЦЕНТР ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ
(ГЕОКАРТ)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ
ХАОТИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ

Москва · 1992

Геологическое картирование хаотических комплексов. М., 1992. ~~230~~ с.
(Роскомнедра, Геокарт).

На примерах покровно-складчатых сооружений Южного Тянь-Шаня, Корякской и Алтае-Саянской областей рассмотрены особенности строения и геодинамические обстановки формирования микститов осадочного и тектонического происхождения. Подробно освещены вопросы их классификации, методы выделения, изучения и геологического картирования.

Для геологов-съемщиков, специалистов в области региональной геологии, студентов вузов.

Ил. 103, табл. 1, схем 4, список литературы — 123 наименований

*Серия методических руководств по геологическому анализу
при геологическом картировании*

Главный редактор серии **Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ**

Зам. главного редактора серии **А. Ф. МОРОЗОВ**

Редакционная коллегия выпуска

Н. В. Межеловский (научный редактор), **И. И. Абрамович**, **Г. С. Гусев**
(отв. редактор), **А. С. Киреев**, **А. Г. Коклюхов**, **А. Ф. Морозов**,
Л. М. Натапов, **В. М. Ненахов**

Авторы: **В. М. Ненахов**, **В. Ю. Лыточкин**, **А. С. Перфильев**,
Л. В. Кузнецов, **А. П. Ставский**, **О. Л. Морозов**,
В. Г. Сафонов, **О. С. Березнер**, **Г. Г. Семенов**, **В. Г. Михайленко**

© Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра), 1992

© Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), 1992

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы в практику региональных геологических исследований для обозначения горных пород, в которых несортированные обломки и глыбы (олистолиты) или пластины (олистоплаки) погружены в тонкий, обычно однородного строения, цемент, или матрикс, прочно вошло предложенное в 1966 г. Л. Шермерхорном групповое описательное название — микститы, или хаотические комплексы.

В геологических разрезах наиболее распространены хаотические комплексы субаквального осадочного происхождения, которые обычно называют олистостромами, и микститы тектонического происхождения — меланжи. Они и рассмотрены в настоящих методических рекомендациях на примерах изучения этих образований в покровно-складчатых сооружениях Южного Тянь-Шаня, Корякии и Алтас-Саянской области.

Значение хаотических комплексов осадочного и тектонического происхождения состоит в том, что они являются индикаторами весьма контрастных в геоморфологическом и структурном отношении тектонических зон. Так, меланжи маркируют положение офиолитовых и безофиолитовых швов сближения и столкновения литосферных плит, микроплит, террейнов, блоков. Хаотические же комплексы осадочного происхождения указывают на местоположение подводных уступов и склонов, разграничивающих геодинамически разнородные бассейны осадконакопления.

С крутыми уступами связаны обвалы, формирующие хаотические отложения камнепадов. Для более пологих склонов (с углами в несколько градусов) характерны проявления крипа (медленного скольжения), сползания блоков и оползания пластин полуконсолидированных осадков, формирование грязе-валунных обломочных (дебризных) потоков. Эти процессы переотложения осадков приводят к образованию хаотических осадочных комплексов; камнепадов (подводного коллювия), крипа, оползней и дебригов. В сторону глубоководных равнин склоновые хаотические комплексы сменяются турбидитами (градационными, или флишевыми, осадками мутьевых потоков) и далее контуритами (плохосортированными бесструктурными осадками глубоководных течений) и пелагитами. С зонами каньонов, прорезающих подводные склоны, связаны грубообломочные отложения конусов

выноса. В сторону континента склоновые хаотические комплексы и отложения конусов выноса замещаются мелководными шельфовыми толщами.

Вся эта непрерывная последовательность переноса и отложения субаквальных хаотических комплексов (и их ассоциации с другими типами осадков) получила окончательное обоснование только после изучения осадконакопления в современных морях и океанах. Результаты этих исследований наиболее обстоятельно изложены в монографии А. П. Лисицына «Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении» (1988) и двухтомной монографии под редакцией Х. Рединга «Обстановки осадконакопления и фации» (1990). Знакомство с этими работами будет весьма полезно для заинтересованного читателя.

В подавляющем большинстве случаев, но не всегда, длительно существующие подводные уступы рельефа связаны с разломами, а гравитационная неустойчивость, вызывающая обвально-оползневые процессы, в значительной мере стимулируется тектоническими подвижками по этим разломам. Вот почему в составе осадочных хаотических комплексов различают как собственно-гравитационные хаотические комплексы, так и тектоно-гравитационные микститы.

При этом значение тектонического фактора в формировании микститов осадочного происхождения не всеми исследователями трактуется одинаково. Расхождения (главным образом классификационного толка) имеются и среди авторов данных рекомендаций. Так, составители разделов по палеозойским хаотическим комплексам Южного Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области к олистостромовым образованиям относят все субаквальные осадочные микститы как гравитационного, так и тектоно-гравитационного происхождения. Как принято большинством исследователей (М. Г. Леонов, 1981; Тектоническая расслоенность литосферы, 1990; другие работы), в состав тектоно-гравитационных олистостром они включают хаотические комплексы, формирующиеся в процессе шарьирования. При этом выделяют две разновидности тектоно-гравитационных олистостром: фронтальную и тыловую. Первая формируется в связи с разрушением фронтальной части шарьяжных пластин, и накопление олистостромовых толщ происходит у подошвы крутых уступов подводного склона. Тыловые же тектоно-гравитационные олистостромы образуются позади фронта тех шарьяжей, плоскости которых наклонены к тылу шарьяжей взросового типа. В этом случае козырек надвиговой пластины оказывается приподнятым, и обломочный материал может осыпаться назад, в тыл шарьяжей. Именно такие условия шарьирования обычны для обстановок междуговых прогибов, расположенных позади аккреционного клина (невулканической дуги) субдукционных геодинамических обстановок.

Авторы раздела по Корякской области, хотя иногда и употреб-

ляют термин «олистостром», вообще не включают его в таблицу классификации хаотических комплексов. В составе гравитационных осадочных хаотических комплексов они различают обваль-но-осыпные (подводный коллювий), когерентные оползни (имеющие слабонарушенные оползневые пластины), некогерентные оползни (имеющие разрушенные оползневые пластины), дебриты (отложения автокластических потоков, в которых обломки «плавают» в слабостратифицированном или нестратифицированном матриксе). Нетрудно заметить, что ими по существу принята классификация, предложенная в упоминавшейся выше двухтомной монографии под редакцией Х. Рединга. Разница лишь в том, что авторы монографии считают отложения обломочных потоков (дебриты) синонимом олистостром. Что касается тектоно-гравитационных микститов, то авторы раздела по Коряки полагают, что к таким образованиям следует относить только те хаотические комплексы, в которых олистолиты продвигались тектоническим путем вверх, т. е. против силы тяжести, например, в условиях обдукции.

Для нас более предпочтительны представления об олистостромах как о субаквальных осадочных хаотических комплексах гравитационного и тектоно-гравитационного происхождения, что сохраняет терминологическую преемственность между наименованиями олистолитов и олистоплаков, применяемыми для обозначения инородных включений во всех видах осадочных микститов, и наименованиями самих хаотических комплексов. При этом, когда возможно определение способа образования осадочного микстита, к основному термину «олистостром» добавляется соответствующее прилагательное, раскрывающее ее генезис: обвальная (подводный коллювий или камнепад), оползневая (для матрикса характерны подводно-оползневые текстуры), обломочно-потоковая (дебрит). Если олистолиты и олистоплаки содержат признаки тектонического раздробления и скольжения (зеркала скольжения на поверхностях обломков и внутри них), к термину «олистостром» присоединяется слово «тектоно-гравитационная», например, обвальная тектоно-гравитационная олистострада.

Авторы всех трех разделов весьма подробно описывают методы опознавания и геологического картирования олистостромовых комплексов и меланжей. Следует только подчеркнуть, что при исследовании микститов равное значение имеют: изучение вещественного состава, морфологии, строения и возраста пород олистолитов и олистоплаков; текстур, структур, вещественного состава и возраста матрикса; вертикальных и латеральных ассоциаций микститов разного происхождения и взаимоотношений их со стратифицированными осадочными толщами, а также реконструкции палеогеографических и палеогеодинамических обстановок, которые есть не самоцель, а метод использования обратных связей. Реконструкции направляют исследователя на тщательный

поиск в картируемом районе всех элементов структурно-вещественных ассоциаций, типичных для ансамблей хаотических комплексов.

При реконструкциях должны использоваться актуалистические подходы, в основе которых лежит сравнение с обстановками формирования современных хаотических комплексов. Именно изучение современных обстановок формирования хаотических комплексов доказало, что олистостромы являются маркерами палеогеографических обстановок подводных уступов и склонов. Сложнее обстоит дело с хаотическими комплексами как показателями определенных геодинамических обстановок. В литературе широко распространено представление о том, что олистостромы — это индикаторы сближения литосферных плит (Зоненштайн и др., 1989; Геодинамическая карта СССР, 1990). Однако, как это следует из результатов изучения современных обстановок (Х. Рединг, 1990), олистостромы далеко не всегда служат показателями обстановок сближения, поскольку они характерны и для внутриплитовых обстановок склонов. Разнообразие геодинамических позиций олистостромовых комплексов продемонстрировано в предлагаемых рекомендациях.

Анализ геоморфологических и структурных особенностей типовых геодинамических обстановок показывает, что условия, благоприятные для формирования олистостром, довольно разнообразны. Намечаются приводимые ниже разновидности олистостромовых образований.

Олистостромы внутриплитовых обстановок:

— гравитационные олистостромы склонов и подножий океанических островов, гайотов и пассивных океанических хребтов (обстановки горячих точек);

— гравитационные олистостромы континентальных склонов и подножий пассивных континентальных окраин;

— гравитационные и тектоно-гравитационные олистостромы глубоководных котловин озер в континентальных рифтовых трогах.

Олистостромы обстановок на границах плит:

— тектоно-гравитационные олистостромы внешних склонов невулканических островных дуг (аккреционного клина) и глубоководного желоба — фронтальные олистостромы зон субдукции;

— тектоно-гравитационные олистостромы внутренних склонов невулканических островных дуг и прилегающих к ним частей преддугового (междугового) прогиба — тыловые олистостромы зон субдукции;

— гравитационные олистостромы фронтальных склонов вулканических островных дуг и активных континентальных окраин и прилегающих к ним частей преддуговых (междуговых) прогибов зон субдукции;

— гравитационные олистостромы тыловых склонов вулканичес-

ких островных дуг и прилегающих к ним частей глубоководных котловин задуговых (окраинных) морей;

— гравитационные олистостромы склонов и подножий шельфов задуговых (окраинных) морей;

— тектоно-гравитационные олистостромы, связанные с шарьяжами на краях остаточных бассейнов в зонах коллизии (амальгамации) террейнов и коллизии континентов;

— тектоно-гравитационные олистостромы троговых долин в зонах трансформных разломов;

— тектоно-гравитационные олистостромы рифтовых трогов срединно-океанических хребтов.

Г. С. ГУСЕВ, Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ

ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ СООРУЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Введение

В рамках генеральной программы по Киргизскому геодинамическому полигону специалистами Южно-Киргизской геологической экспедиции под руководством А. Г. Конюхова (ИО «Киргизгеология») и А. С. Перфильева (ГИН АН СССР) были проведены многолетние исследования. Основные исполнители — В. М. Ненахов, В. Н. Лыточкин и Л. В. Кузнецов. В полевых работах активное участие принимали П. А. Хрестенков, Л. Н. Абакумова, В. Ю. Тынянов, Е. А. Ненахова, С. В. Чалый, А. А. Гончаров, И. А. Лыточкина, С. М. Лопатко и Г. А. Биксеева. Проблемы, связанные с микститами, широко обсуждались с С. И. Беловым, С. А. Куренковым, В. А. Аристовым, М. Г. Леоновым, Т. Н. Херасковой и др., а также на трех полевых школах-семинарах по геодинамическому анализу при геологическом картировании.

При традиционной геологической съемке Южного Тянь-Шаня микститам уделялось незаслуженно мало внимания, а средства, отпускаемые на геологические исследования, часто использовались нерационально и неэффективно. Недоучет важности микститов приводит к серьезным ошибкам. Примером тому служит полиметаллическое месторождение Кан (Южный Тянь-Шань), находящееся в структуре полимиктового серпентинитового меланжа. Отсутствие представлений о природе, строении и внутренней структуре этого класса микститов привело к тому, что месторождение долгое время считали перспективным и объем запасов подсчитывался на большую глубину. Лишь весьма дорогостоящий комплекс тяжелых горных работ (проходка штолен, бурение и др.) дал убедительные доказательства приуроченности руды к бескорневым глыбам, с которыми были связаны полиметаллические руды. Кроме того, с микститами оказались связаны крупные месторождения и проявления ртути (Хайдаркан, Чонкой, Калача).

Предлагаемые рекомендации разработаны на основе изучения микститов, участвующих в формировании коллизионной структуры Южного Тянь-Шаня, главным образом в Туркестано-Алайском его сегменте, поэтому прежде чем переходить к их характеристике, остановимся на некоторых особенностях тектонического строения Туркестано-Алая.

Сложный ансамбль герцинского покровно-складчатого сооружения Туркестано-Алая представляет собой своеобразное сочетание стратифицированных, магматогенных, метаморфогенных, тектоногенных и осадочно-тектоногенных структурно-вещественных комплексов (рис. 1).

В нижнем—среднем палеозое выделяется ряд структурно-вещественных комплексов (СВК), сформированных на коре океанического типа (осадочно-вулканогенный комплекс и ассоциирующие с ним тела гипербазитов офиолитовой ассоциации Ферганской палеоокеанической структуры); на коре континентального типа (известняково-рифидный, известняково-доломитовый, доломитово-эвапоритовый, терригенный комплексы внешнего и внутреннего шельфа и внутриконтинентальных рифтогенных структур); на коре переходного типа (терригенно-кремнистый и терригенный комплексы континентального склона и его подножия).

Взаимодействие океанической и континентальной плит в позднем палеозое и постсубдукционная коллизия, сопровождавшиеся субдукцией и обдукцией, шарьированием и ретрошарьированием, складкообразованием и формированием чешуйчатых надвигов, а также специфическими проявлениями магматизма и метаморфизма, привели к пространственному совмещению различных структурно-вещественных комплексов и созданию покровно-складчатой системы. Разные типы микститов формировались практически на всех стадиях развития этой структуры, в том числе и на этапе автономного существования океанической и континентальной коры.

В образовании микститов ведущая роль принадлежит гравитационным и тектоническим процессам (схема 1), взаимодействие которых или наибольшее влияние одного из них обуславливают генетическую сущность и своеобразие микститовых комплексов. Они подразделяются на тектоногенные образования, или меланжи; гравитационно-тектоногенные комплексы — фронтальные и тыловые олистостромы; гравитационные микститы — склоновые олистостромы пассивных континентальных окраин. В особый класс выделяются микститы сложного генезиса, их слагают те же глыбово-хаотические комплексы, но испытавшие на себе по меньшей мере двухкратное воздействие факторов, сказавшихся на формировании и упомянутых выше микститов.

Мезозойско-кайнозойский этап развития начинается с заложения юрско-раннемеловых грабенообразных впадин и продолжается формированием мел-палеогенового чехла. В миоцене Туркестано-Алайская система вошла в зону коллизии. Современная сейсмофокальная зона (зона Амштутца) наклонена на юг под Памир. Она трассируется под Алайской долиной серией очагов глубокофокусных землетрясений. С альпийской коллизией связано обновление древних (герцинских) надвигов и сдвига-надвигов и заложение новых разломов, активно развивающихся и поныне.

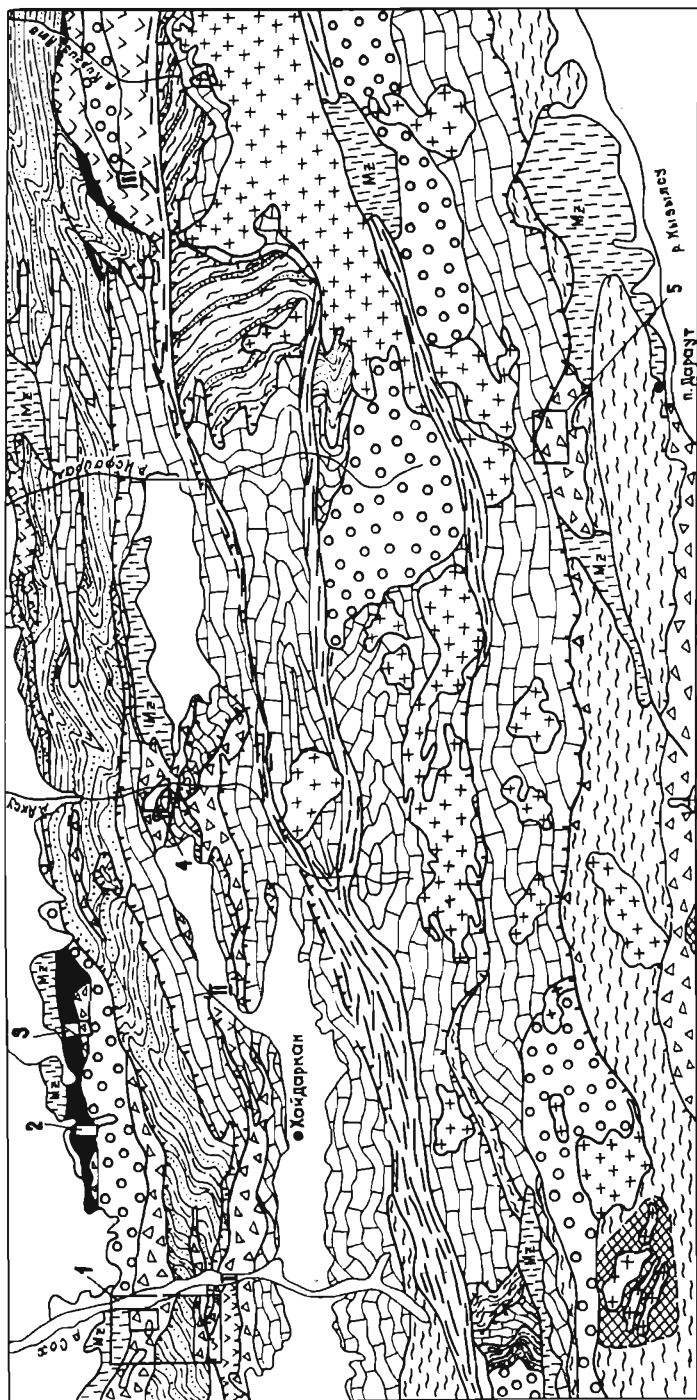


Рис. 1. Схематическая геологическая карта междуречья Сох — Акбура.

1—4 — СВК, сформированные на коре континентального типа (1 — среднепалеозойский карбонатный шельфа микроконтинента, 2 — среднепалеозойский терригенный северного склона лассикового окраинного микроконтинента, 3 — среднепалеозойский терригенный южного склона и рифтогенной структуры алайского микроконтинента, 4 — верхнепалеозойский молассоидный); 5 — отложения мезозоя — кайнозоя; 6 — серпентинитовые меланжи; 7 — терригенные меланжи и прочие микститы; 8 — коллизонные магматиты; 9 — термальные купола; 10 — зоны пластических деформаций в коллизонных швах; 11 — тектонические нарушения крутые (а), взбросо-надвиги (б); 12 — офиолитовые аллохтоны (1 — Каратакойский, 11 — Сарталинский, 111 — Киргизатинский); 13 — четвертичные отложения; 14 — участки детальных работ (Тулъ — 1, Орусбулак — 2, Шуран — 3, Охинские Горки — 4, Дараут — 5).

В результате ее проявления формируется современная высокогорная складчатая область.

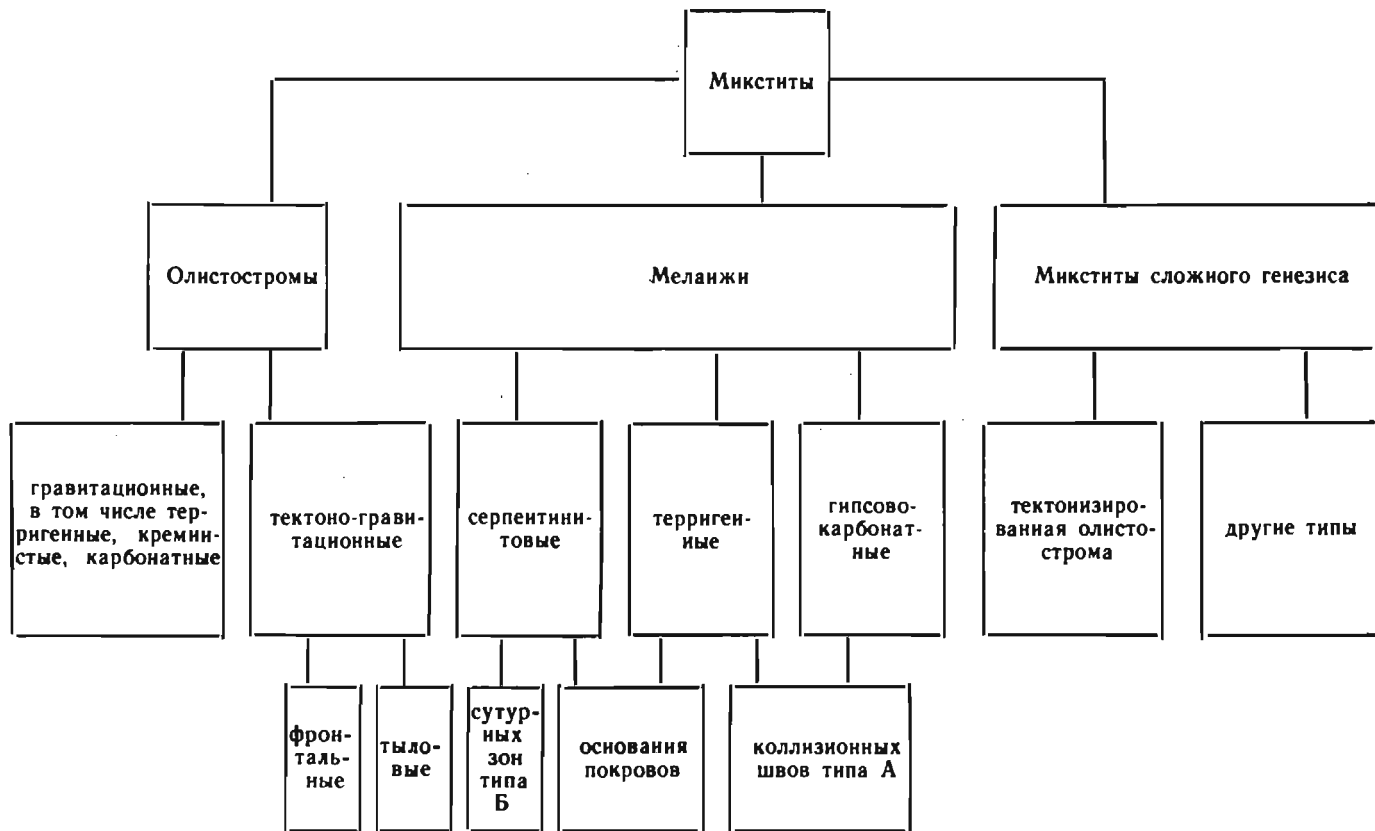
ОЛИСТОСТРОМЫ, ИХ ГЕНЕЗИС И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ

Среди микститов олистостромы занимают особое положение, обусловленное прежде всего их достаточно хорошей изученностью. Хаотические комплексы этого класса микститов выделялись под различными названиями: глыбовые брекчии, дикий флиш, хаотические брекчии, тиллиты и тиллитоподобные конгломераты, горизонты с включениями и т. д. Впервые они были закартированы в виде самостоятельных тел итальянскими геологами еще в конце прошлого столетия.

В настоящее время все эти образования, по удачному предложению Ж. Флореса [52], определяют термином «олистострома» (греч. «ползти», «накапливаться»).

Геологи в большинстве своем относили олистостромы к осадочным образованиям, формирование которых связывали с оползновыми процессами. Но многие придерживались мнения, что их возникновение обязано разрушению лобовых частей покровов и дальнейшему сползанию кластического материала в бассейн седиментации.

Таким образом, олистостромы — это микститы, в которых чужеродные глыбы погружены в матрикс осадочного происхождения. По морфологическим особенностям среди них выделены два типа: олистостромы с нестратифицированным и олистостромы со стратифицированным матриксом. Первый тип образует четко ограниченные в пространстве линзы, прослои, горизонты хаотических брекчий среди вмещающих их нормально-стратифицированных отложений. Размеры их варьируют от первых метров до десятков километров при мощности до первых сот метров. Тектурные признаки в виде нормально-стратифицированной слоистости в



таких олистостромах отсутствуют. Наряду с этим нередко встречаются олистостромы второго типа, где чужеродные включения погружены непосредственно в нормально-слоистые вмещающие отложения. Они не образуют четко выраженных самостоятельных геологических тел, а их границы проводятся достаточно условно по мере исчезновения из разреза глыб-олистоцитов.

По генезису олистостромы разделяются на несколько основных типов, формирование которых обусловлено действием процессов, приводящих к образованию кластического материала, его перемещению и захоронению. Роль двух ведущих факторов образования олистостромовых комплексов — гравитационного и тектонического — не всегда одинакова, и в зависимости от преобладающего влияния того или иного фактора выделяют два основных типа олистостром — гравитационные и тектоно-гравитационные. В общем виде эти два типа связаны с различными геодинамическими обстановками формирования олистостром.

В образовании олистостром гравитационного типа роль тектонического фактора ничтожна или вообще отсутствует. Кластический материал в этом случае образуется и переотлагается за счет действия обвально-оползневых процессов на склонах, имеющих достаточную крутизну и протяженность. Этот тип олистостром очень характерен для обстановок пассивных континентальных окраин. Среди них выделяются олистостромы, формирование которых связано с простыми оползнями и отложениями осадков гравитационных потоков внутри однородной по составу толщи, и олистостромы с включениями чуждых данному бассейну седиментации блоков пород.

Тектоно-гравитационные олистостромы испытывают воздействие обоих факторов. С первым связана тектонизация исходного материала и сейсмогенная природа обрушений, поставляющих этот материал в бассейн седиментации. Перемещение же самих обломков и глыб вниз по склону обусловлено гравитационными причинами. Этот тип олистостром связан с тектоническими покровами и надвигами и приурочен к фронтальным частям таких структур.

В Туркестано-Алайской складчатой области известны оба типа. Тектоно-гравитационные олистостромы (в основном средне-позднекаменноугольного, реже раннекаменноугольного возраста), связанные с этапом тектонического скупивания, шарьирования и складкообразования, достаточно хорошо изучены и описаны [9—12, 18, 20, 22, 30, 32, 38—40]. Сведения о гравитационных олистостромах более скудны [13, 21, 40].

Гравитационные олистостромы. К этому типу, кроме широко известных олистостромовых комплексов с терригенным выполнением матрикса, связанных с формированием мощной призмы батинальных осадков на континентальном склоне и его подножии, относятся сравнительно малоизвестные олистостромы, фор-

мирующиеся среди глубоководных кремнисто-терригенных пелагических осадков континентального подножия или же среди мелководных карбонатных шельфовых отложений на верхнем перегибе континентального склона.

Гравитационные олистостромы характеризуются определенными признаками, главные из которых следующие: хаотическая внутренняя структура; отсутствие нормально-стратифицированных текстур, вместо которых наблюдаются обвальные, обвально-оползневые и оползневые текстуры и структуры; стратиграфические контакты олистостромовых тел с перекрывающими отложениями; отчетливые следы выпавания в подошве олистострома и, как следствие, захват отдельных блоков и включений вмещающих пород в состав олистостром; наличие более древних глыб, чуждых данному бассейну седиментации; различие характера нижнего и верхнего контактов у глыб-олистолитов, залегающих непосредственно среди вмещающих отложений (нижний — отчетливо оползневой, со следами пластических деформаций и развальцевания во вмещающих породах, верхний — нормально-осадочный); шлейфы глыб более мелкого размера вокруг крупных олистолитов; локальное спорадическое распространение глыбово-хаотических грубообломочных образований; отсутствие генетической связи с тектоническими нарушениями. В олистостромах второго типа первые два признака отсутствуют.

Гравитационные терригенные олистостромы силурийско-девонского возраста на континентальном склоне и в его подножии широко развиты на северном склоне Алайского хребта в междуречье Исфара—Акбура. В современной структуре они слагают мощную аллохтонную пластину, шарьированную на мелководные шельфовые карбонатные образования (рис. 2).

Осадки континентального склона представлены в основном отложениями подводных каньонов и долинно-верных систем подводных конусов выноса. Их формирование происходило под длительным воздействием высоко- и низкоплотностных турбидитных и связанных с ними потоков, которые переносили обломочный материал с шельфа на континентальный склон и в его подножие. Склон имел хорошо выраженные ловушки в виде депрессий, поднятий, уступообразных структур. Эти осадки фиксируют время существования пассивной континентальной окраины до момента начала тектонического скупивания.

По литологическому составу разрез расчленяется на две толщи. В нижней — венлокско-позднесилурийского возраста — преобладают аркозовые вакки и арениты, переслаивающиеся с алевrolитами (соотношение меняется от 1:1 до 5—10:1 с преобладанием того или иного компонента). Реже среди песчаников разностей отмечаются вакки и арениты, аркозы и субаркозы, лититовые и полевошпатовые граувакки. Содержание цемента во всех разностях песчаников обычно невелико (не пре-

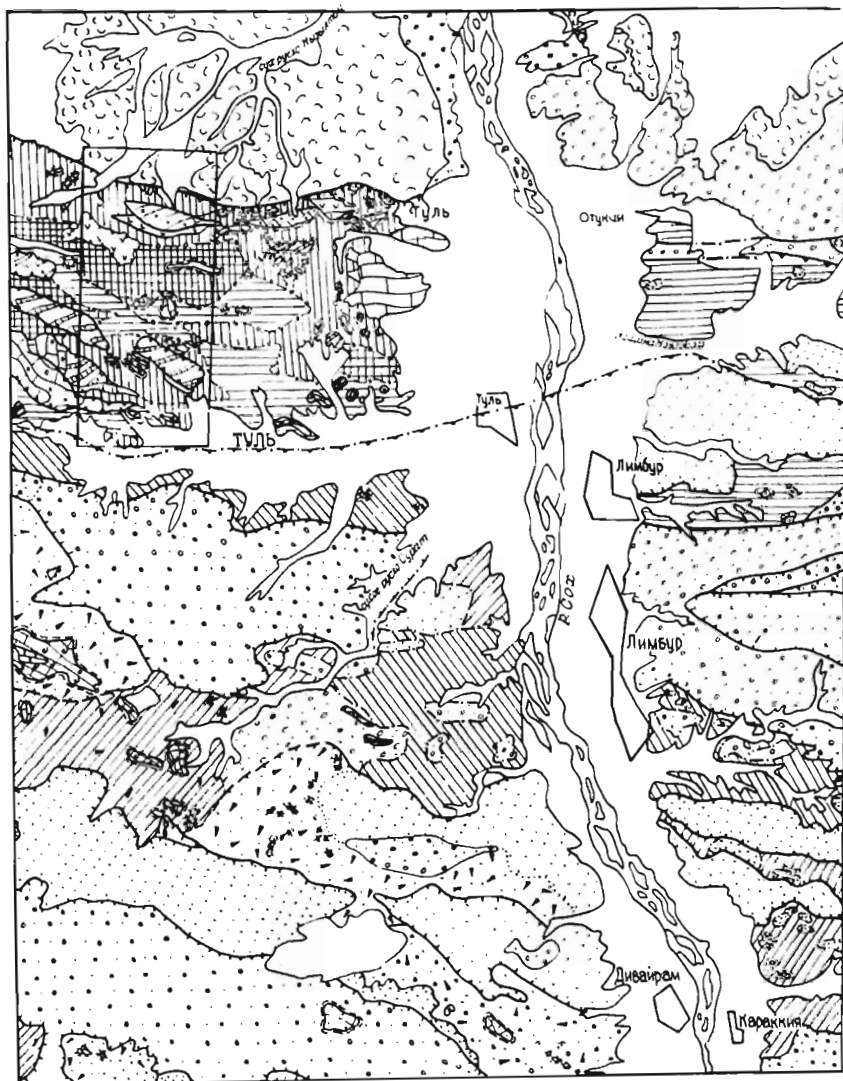
вышает 15—30 %), мощность прослоев от первых сантиметров до 3—5 м при преобладании слоев в 0,3—0,4 м.

Верхняя часть разреза представлена пестрым по составу комплексом отложений подводных каньонов и конусов выноса. Выделяется несколько основных фаций, каждая из которых преобладает на конкретном участке. Наиболее часто встречаются фоновые фации, представленные темными однородными алевролитами и алевропелитами. Они «врезаны» многочисленными каналами и веерами подводных конусов выноса, которые сложены тонкоритмичными турбидитами средних и дистальных частей конусов и грубообломочными фациями проксимальных частей. Реже встречаются тонкоритмичные турбидиты с хорошо выраженной градационной слоистостью, ритмы в которых состоят из последовательности гравелит—песчаник—алевролит, реже песчаник—алевролит или мелкогалечный конгломерат—гравелит—песчаник—алевролит. Грубообломочные разности — полимиктовые по составу, как правило, с цементом базального типа, обломки обычно хорошо окатанны. Представлены песчаниками, известняками, алевролитами, кремнями, редко отмечаются вулканиты среднего и основного состава. Песчаниковые разности представлены преимущественно лититовыми граувакками. Соотношение основных разностей пород в этих тонкоритмичных турбидитах варьирует в очень широких пределах, мощность ритмов от 0,1—0,15 до 3—4, обычно 0,2—0,8 м. Кроме того, встречаются проксимальные части конусов выноса и подводные каналы, каньоны, которые выполнены разно- и грубообломочными обычно несортированными полимиктовыми конгломератами с большим количеством глинистого цемента базального типа. Обломки, как правило, хорошо окатанны, представлены песчаниками (аркозовые и кварцевые ваки и арены), алевролитами, известняками, кремнями.

Ощутимая разность высот между верхней частью континентального склона и его основанием создавала гравитационную неустойчивость, которая проявлялась в оползании масс осадков и формировании глыбово-хаотических олистостромовых линз (рис. 3).

Первый тип олистостром представлен линзами мощностью от первых до десятков метров при протяженности в десятки и сотни метров. В целом внутренняя структура олистостром беспорядочно хаотическая, с неравномерным распределением включений среди матрикса, который представлен тонким однородным пелитовым осадком с примесью зерен алевролитовой и песчаной размерности. Появление ксеногенного материала в виде глыб и включений объясняется захватом оползнем этого материала из цоколя, сложенного более древними породами.

Включения представлены обломками различных пород (песчаники, алевролиты, иногда кремни, известняки), размеры которых варьируют от 2—3 см до 1—2 м. Часть включений, преимущественно известняки и кремни, несут явные следы окатанности,



0 500 1,000

- | | | | | | | | |
|---|--|----|--|----|--|----|--|
| 1 | | 6 | | 11 | | 16 | |
| 2 | | 7 | | 12 | | 17 | |
| 3 | | 8 | | 13 | | 18 | |
| 4 | | 9 | | 14 | | 19 | |
| 5 | | 10 | | 15 | | 20 | |

а терригенные разности представлены угловатыми обломками, часто с расщепляющимися окончаниями. Это объясняется тем, что обломки кремней и известняков, прежде чем попасть в бассейн седиментации, испытали обработку в условиях мелоководной пляжной обстановки, в то время как обломки терригенных пород — это обрывки пластов, вмещающих олистостромовые горизонты отложений, представленных в основном тонкоритмичными турбидитами (рис. 4).

Другая разновидность терригенных олистостром — крупные глыбы чужеродных пород, которые погружены непосредственно во вмещающие терригенные отложения батинального комплекса. Эти глыбы-олистолисты или их хаотические скопления распространены по всей полосе позднесилурийско-девонских отложений, распределяясь крайне неравномерно (рис. 5). Размеры глыб — от десятков сантиметров и первых метров до сотен метров и первых километров. Как правило, глыбы изометричны, реже они имеют сложные извилистые очертания. Нижние контакты олистолистов несут на себе отчетливые следы оползания и давления на нижележащие слои, выражающиеся в их интенсивном расслаивании, расщеплении, будинаже и смятии в мелкие складки. Верхние контакты — нормально-осадочные или со слабым притыканием пластов вмещающих пород. Крупные глыбы обычно сопровождаются шлейфами из более мелких глыб, которые прослеживаются на десятки и первые сотни метров по простиранию (рис. 6—8). Вещественный состав глыб достаточно однообразен. В между-речье Сох—Шахимардан — это темно-серые, массивно-грубо-слоистые органогенные известняки (энкриниты) верхнего силура — нижнего девона, черные, массивные фтаниты предположительно ордовикского возраста и черные, отбеленные с выветрелой поверх-

Рис. 2. Схематическая геологическая карта нижнего течения р. Сох масштаба 1 : 50 000.

1 - четвертичные отложения; 2 - мезозойские отложения; 3 - верхнепалеозойская моласса; 4 — островодужные вулканы среднего карбона (андезиты, дациты, их туфы и т. д.); 5 — ранне-среднекаменноугольные калькариниты, переслаивающиеся с кремнями; 6 — раннекаменноугольные известняки; 7 — девонско-раннекаменноугольные кремнистые отложения; 8 — девонские терригенные отложения подводных конусов; 9 — массивные известняки силура—девона; 10 — силурийские известняки с прослоями терригенных пород; 11 — силурийские сланцы и аркозовые песчаники; 12 — нижнесилурийские высокоуглеродистые сланцы; 13 — ордовикские кремнистые отложения (фтаниты); 14 — терригенный полимиктовый меланж, матрикс которого сформирован за счет раннесилурийских высокоуглеродистых сланцев (а), за счет силурийских глинистых сланцев и песчаников (б), за счет того и другого вместе (в); 15 — терригенный мономиктовый меланж, сформированный за счет силурийских сланцев и песчаников (а), за счет девонских, более грубых отложений (б); 16 — олистострома (а) и тектонизированная олистострома (б); 17 — ограничение глыб в олистостроме (а) и меланже (б); 18 — границы геологические стратиграфические (а), фациальные (б), между разными типами микститов (в), между микститом и ненарушенными блоками пород (г); 19 — тектонические границы ретрошарьяжей (а) и шарьяжей (б); 20 — участок детализации (см. рис. 26).

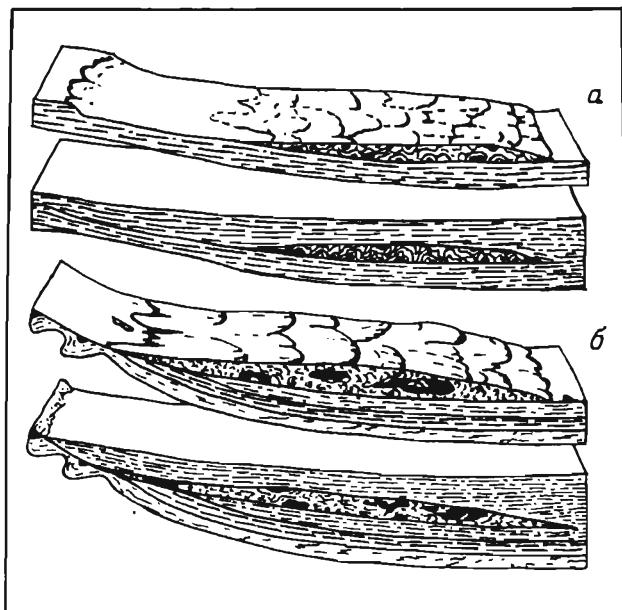


Рис. 3. Схема образования гравитационных олистостромовых комплексов, по Эльтеру и Тревизану, 1973 (Леонов, 1981).

а — простые оползни и отложения грязевых потоков, *б* — оползни с захватом пород цоколя.



Рис. 4. Гравитационная терригенная олистострома первого типа. 1—3 — включения (1 — известняки, 2 — фтаниты, 3 — гравелиты, песчаники, алевролиты); 4 — песчано-алевритистый матрикс.

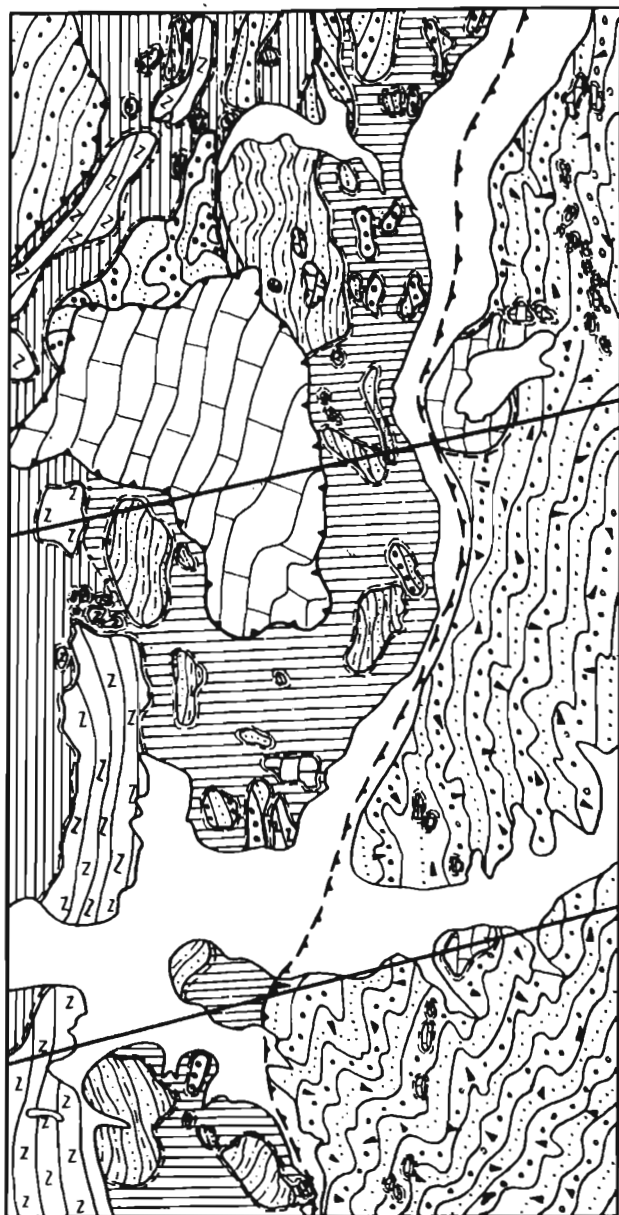
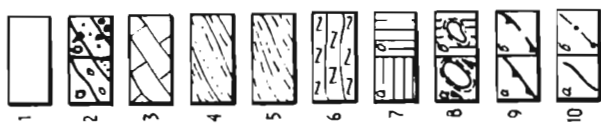
ности углеродисто-кремнистые сланцы лландоверийского возраста (рис. 6). Восточнее в составе глыб появляются темные битуминозные и доломитизированные известняки кембрия и ордовика, часто органогенные, с большим количеством створок беззамковых брахиопод, а также контрастные вулканиты кембрийского возраста.

Кремнистые олистостромы с обломочно-кремнистым выполнением матрикса выявляются во многих местах Туркестано-Алайской складчатой системы. Наиболее полная их характеристика получена на северном склоне Алайского хребта в междуречье Сох—Шахимардан. Олистостромы слагают узкие линейно вытянутые тектонические блоки или небольшие (100—150 м, редко больше) линзообразные тела хаотических брекчий, включающих и олистолиты. Вмещающими отложениями служат тонкопереслаивающиеся кремни-радиоляриты и кремнистые алевролиты. Вместе с вмещающими отложениями олистостромовые тела участвуют в строении покровов и чешуй, широко развитых в междуречье Сох—Шахимардан. Иногда они слагают самостоятельные чешуи, как, например, южнее пос. Охна на левом борту р. Шахимардан (рис. 9), где установлены наиболее широкие поля этих олистостром.

Отложения, вмещающие олистостромы, представлены глубоко-водными осадками конденсированного типа, формировавшимися на подножии континентального склона и на переходном к абиссальным равнинам пространстве. Эта область осадконакопления, так или иначе была отгорожена от синхронных областей лавинной седиментации, включающих в себя терригенные олистостромы (см. выше).

Конденсированные отложения, выделяющиеся в тамашинскую свиту, представлены в основном тонкопереслаивающимися зеленовато-серыми полупрозрачными кремнистыми алевролитами с редкими прослоями калькаренитов, имеют небольшую (100—150 м) мощность и слагают среднюю часть терригенно-карбонатно-кремнистого разреза. Возраст тамашинской свиты в пределах лохковского века раннего девона—турнейского века раннего карбона датирован многочисленными сборами конодонтов по всем местонахождениям пород свиты.

В отложениях подстилающей курсалинской свиты (венлок—лохков), представленной чередованием граптолитовых аргиллитов и калькаренитов, и в перекрывающей биданинской свите, сложенной калькаренитами, кальцилютитами, кремнями и кремнистыми алевролитами (визейский—башкирский ярусы карбона), также отмечены маломощные тела хаотических комплексов олистостромового типа. Однако для этих свит олистостромы менее характерны, чем для пород тамашинской свиты, и, поскольку они обладают схожими чертами внутреннего строения, в дальнейшем их описание опускается.



0 100m 200m

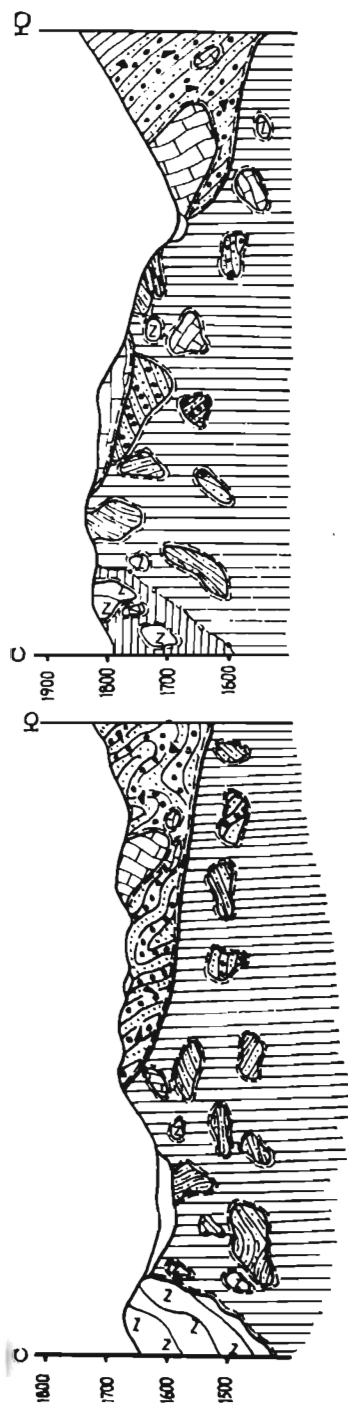


Рис. 5. Геологическая карта участка Каратонга масштаба 1 : 10 000.

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские терригенные отложения подводных конусов близолистостромовых (а) и олистостромовых (б) фаций; 3 — силурийско-девонские известняки; 4 — силурийские сланцы и песчаники; 5 — нижнесилурийские углеродистые сланцы; 6 — ордовикские фтаниты; 7 — полимиктовый терригенный меланж с матриком по раннесилурийским углеродистым сланцам (а) и силурийским сланцам и песчаникам (б); 8 — ограничения глыб в олистостроме (а) и меланже (б); 9 — взросо-надви-ги проследженные (а) и предполагаемые (б); 10 — границы геологических тел стратифицированных (а) и различных типов мелан-жей (б).

Олистостромы представлены двумя основными разновидностями. Наиболее распространенная разновидность сложена брекчиями хаотического сложения, включающими в себя наряду с чужеродными глыбами-олисторлитами сравнительно крупные монолитные блоки, сложенные материалом, аналогичным отложениям, вмещающим олистостромовые тела.

Вторая разновидность представлена слабонарушенными кремнями и кремнистыми алевролитами матрикса, в которые погружены отдельные олисторлиты иного состава и строения (см. рис. 10). В этом отношении намечается сходство с двумя разновидностями терригенных олистостром, рассмотренных выше.

В первой разновидности матрикс представлен достаточно однородной смесью зерен пелитовой и алевролитовой размерности, в которой отсутствуют элементы стратификации, слоистости и гранулометрической сортировки материа-

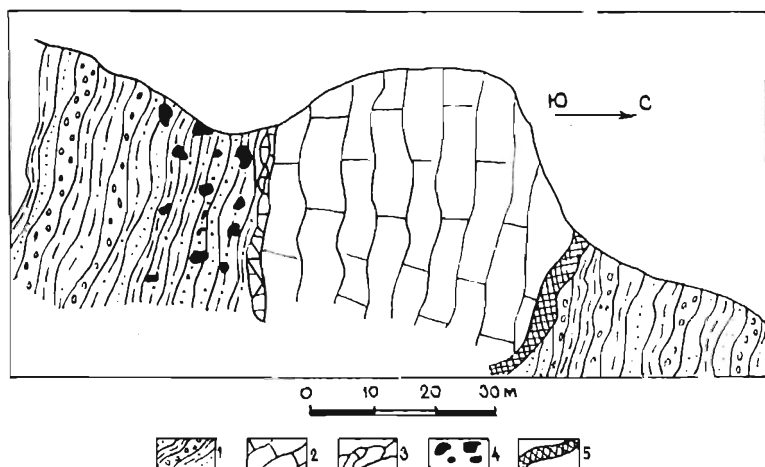


Рис. 6. Характер нижнего и верхнего контактов глыбы известняков S₂—D₁ в гравитационной терригенной олистостроме (обнажение по левому борту сая Каратанга).

1 — гравелиты, песчаники, алевролиты девонского возраста; 2 — известняки; 3 — брекчированные известняки (верхний контакт олистолита); 4 — шлейф известняковых обломков; 5 — расщепленные породы матрикса в подошве глыбы.

ла. Обломочный материал брекчий представлен небольшими (первые сантиметры, десятки сантиметров), как правило, неокатанными остроугольными обломками кремней, среди которых очень редко отмечаются обломки известняков и глинистых сланцев. Форма обломков угловатая, остроугольная и прямоугольная. Очень характерны таблитчатые, плоско вытянутые обломки длиной в несколько десятков сантиметров, которые представляют собой обрывки пластов кремней, разделенные между собой небольшим пространством, заполненным матричным материалом.

Чаще материал брекчий представлен более пестрым набором пород, среди которых преобладают кремни-радиоляриты, разнообразные известняки, в том числе органогенные, реже фтаниты и глинистые сланцы. Известняки и сланцы, как правило, имеют более сглаженную, слабоокатанную форму обломков, тогда как кремнистые разности имеют угловатую, остроугольную и прямоугольную форму, редко со следами слабой окатанности. Какой-либо закономерности в распределении мономиктовых кремнистых брекчий и полимиктовых карбонатно-кремнистых конглобрекчий внутри олистостром наблюдать не удалось. Переходы между этими разностями обычно постепенные, без резких границ. Обломки в брекчиях и конглобрекчиях полностью погружены в матричный заполнитель и практически не соприкасаются друг с другом, занимая от 10 до 40 % объема. Брекчии, как правило, имеют хаотическое строение и лишь на отдельных ограниченных

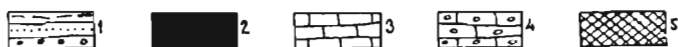
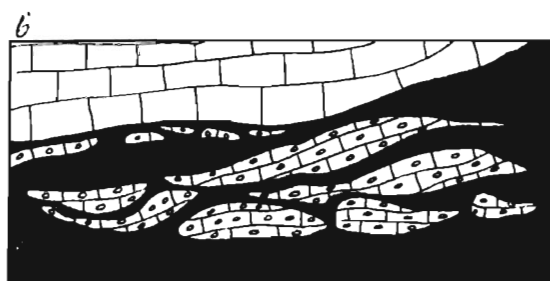
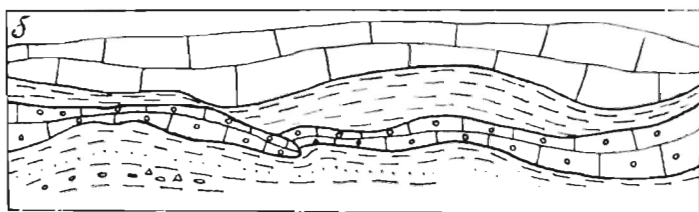
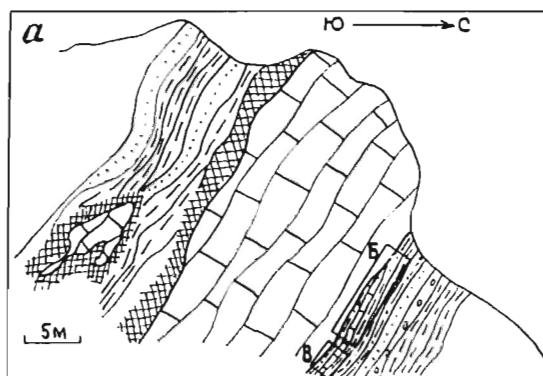


Рис. 7. Глыбы известняков в гравитационной терригенной олистостроме (а — общий вид обнажения, б, в — детали зарисовки верхнего контакта). 1 — тонкоритмичные турбидиты (гравелиты—песчаники—алевролиты), 2 — алевролиты, 3 — глыбы известняков, 4 — калькарениты шлейфа, 5 — расланцевание, брекчирование.

участках наблюдается упорядоченное строение, в которых пласти кремней разорваны на отдельные таблитчатые блоки, не развернутые друг относительно друга.

Брекчии мономиктового и полимиктового состава повсеместно содержат включения более крупного размера: от нескольких до десятков и даже сотен метров. Среди них выделяются чуже-

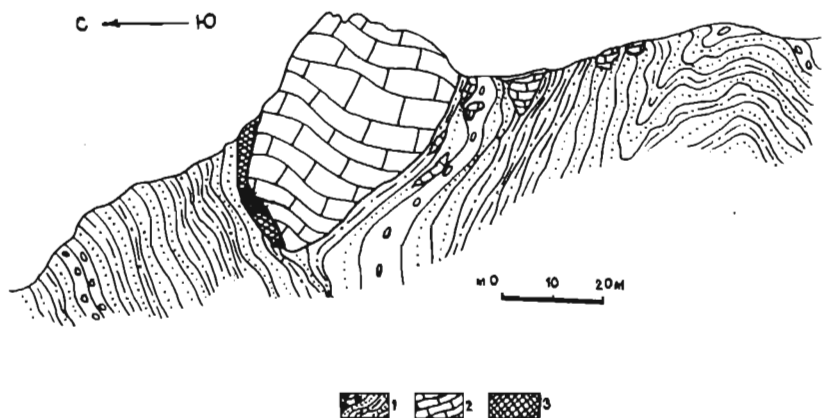
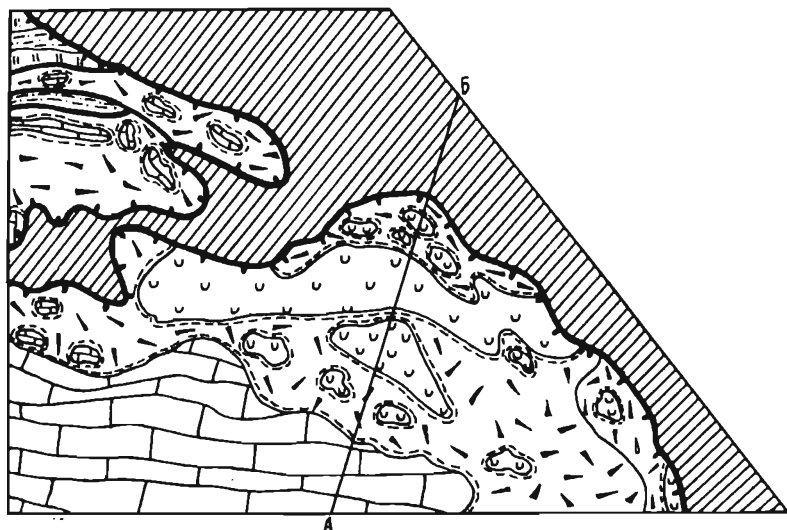


Рис. 8. Глыбы известняков S_2-D_1 со своим шлейфом среди тонкоритмичных турбидитов D_{1-3} (обнаженные по левому борту сая Шанкол).

1 — турбидиты (гравелиты, песчаники, алевролиты), 2 — известняки, 3 — расщепленные терригенные породы в подошве глыбы.

родные глыбы более древнего возраста, или синхронные, но не свойственные глубоководной седиментации, а также блоки пород, сохранившиеся от деструкции, аналогичные вмещающим отложениям. Последние, сложенные тонкопереслаивающимися кремнями-радиоляритами и кремнистыми алевролитами с мощностью прослоев соответственно 3—10 и 0,1—0,5 см, образуют неправильные линзы с расщепляющимися окончаниями, которые нередко не имеют четких ограничений и постепенно переходят в брекчии (рис. 10).

Чужеродные глыбы-олистолиты сложены породами нескольких литологических типов, среди которых выделяются светлоокрашенные, хорошо-слоистые и массивно-слоистые известняки нижнего—среднего девона, часто с бентосной фауной (табулятоморфные кораллы, мшанки, брахиоподы) и осадочными структурами, характерными для мелководных образований, темные, черные, битуминозные, часто доломитизированные известняки предположительно ордовикского возраста без признаков какой-либо слоистости или других осадочных текстур; реже отмечаются черные неслоистые фтаниты ранне- среднеордовикского возраста, пронизанные множеством кварцевых жил, иногда ассоциирующиеся с онколитовыми разностями известняков, нередко доломитизированных. Форма олистолитов разнообразна. Мелкие глыбы, как правило, имеют сложные извилистые контакты со сглаженными краями, в то время как крупные блоки тяготеют к изометричной форме (см. рис. 10). Слоистые известняки девона слагают глыбы сложных причудливых очертаний с расщепляющимися окончаниями (см. рис. 11). Нижние контакты олистолитов, особенно крупных, как правило, несут следы деформации, выражаю-



0 200 500 800 м

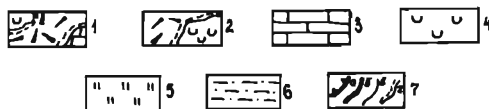
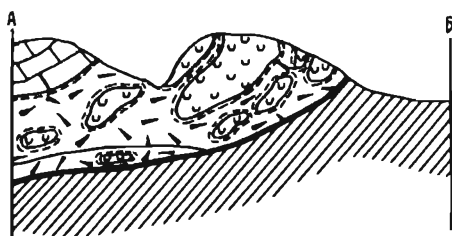


Рис. 9. Схематическая геологическая карта и разрез участка детальных работ Охнинские Горки.

1—2 — гравитационные олистостромы (1 — нижний—верхний девон: олистострома кремнистого состава, 2 — нижний—верхний силур: олистострома карбонатно-терригенного состава); 3—4 — масштабные глыбы-олистоциты (3 — нижний—средний девон: органогенные известняки, 4 — нижний—средний ордовик: битуминозные известняки); 5—6 — вмещающие отложения (5 — девон: кремни-радиоляриты и кремнистые алевриты, 6 — силур: калькарениты и аргиллиты); 7 — контакты а—б — тектонические (а — пологие, б — крутопадающие), в — стратиграфические, г — ограничения олистоцитов.

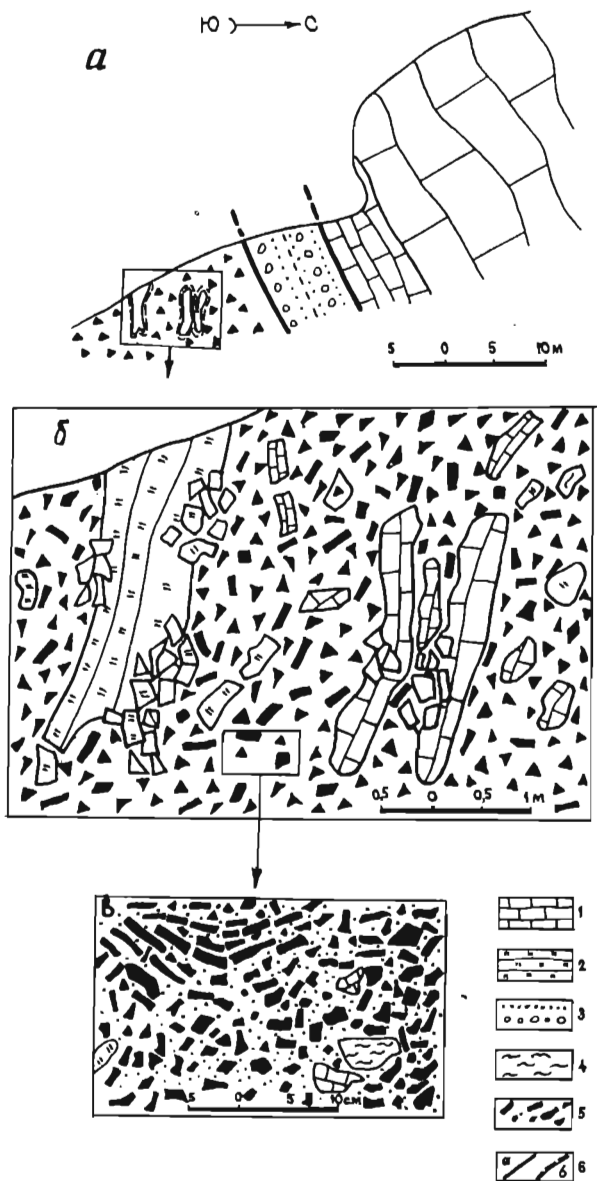


Рис. 10. Строение кремнистой олистостромы (обнажение в верхьях руч. Заркар).

a — общий вид обнажения; *б* — соотношение глыб-олистолитов с брекчией в олистостроме, *в* — строение брекчии (1 — нижний—средний девон: известняки слоистые, органогенные; 2 — нижний—верхний девон: кремни-радиоляриты и кремнистые алевролиты; 3 — средний карбон: гравелиты, песчаники; 4 — силур: глинистые сланцы, 5 — брекчия кремней с матричным заполнителем; 6 — контакты: *a* — тектонические, *б* — ограничения глыб в олистостроме).

щейся в рассланцевании пород матрикса и краевых частей глыбы на мощности 10—15 до 50 и 3—5 см соответственно. Перекрывающие породы запечатывают глыбы без деформации. К подошвам крупных пластообразных олистолитов приурочено значительно большее количество мелких глыб по сравнению с кровлей этого же блока. Контактные поверхности мелких глыб нередко покрыты тонкой (0,5—1,0 см) «рубашкой» глинистого вещества.

Олистолиты в олистостромах распределены неравномерно, образуя без какой-либо видимой закономерности хаотические скопления на отдельных участках. Единичные обособленные глыбы встречаются редко. Между собой олистолиты, как правило, не соприкасаются. Даже в случае их пространственной сближенности породы матрикса заполняют все неровности, вогнутости и трещины в олистолитах.

Вторая разновидность олистостром (олистолиты в слоистых кремнях) пространственно ассоциирует с телами олистостром первого типа. Примером являются одиночные глыбы-олистолиты черных, неслоистых, углеродистых известняков ордовика среди кремней юго-восточнее пос. Орозбеково (рис. 11). Здесь глыба известняков размером более 10 м, имеющая сложные извилистые очертания, срезает пласты тонкопереслаивающихся кремней-радиоляритов и кремнистых алевролитов, хотя в целом они образуют конформную глыбе структуру. Пласты кремней и алевролитов изогнуты, искривлены, смяты в мелкие дисгармоничные подводно-оползневые складки. Олистолит известняков сопровождается шлейом из более мелких обломков, которые также срезают пласты кремней и кремнистых алевролитов.

Механизм формирования обеих разновидностей олистостром контролировался обвально-оползновыми процессами, которые были бы невозможны без существования морфологически выраженного уступа или наклонной поверхности, обусловивших разность высот областей дезинтеграции и отложения оползшего материала. Наличие такого склона подтверждается соседством глубоководного бассейна с конденсированным типом осадконакопления и мелководной области с шельфовым типом седиментации и документируется находками мелководных бентоносных групп организмов в известняковых олистолитах среди глубоководных кремнистых осадков. Очевидно, поступление грубообломочного глыбового материала с таких приподнятых участков к основанию континентального склона, где отлагались кремнистые осадки, служило причиной возникновения мощных подводных оползней и обвалов, формировавших хаотически построенную глыбово-брекчиевую толщу, внутренняя структура которой несет на себе следы разрушения, транспортировки и захоронения. Разумеется, эти оползны могли возникнуть и без поступления извне глыбового материала в бассейн седиментации вследствие нестабильного положения осадков на склоне и изменения критической массы, но чужеродные блоки, несомненно, играли роль своеобразного толчка.

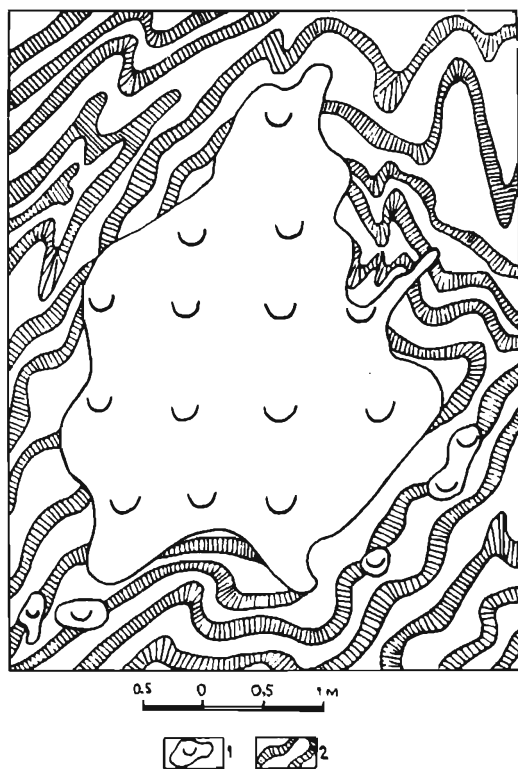


Рис. 11. Глыба известняков ордовика среди слоистых кремней-радиоляритов (обнажение участка Охнинские Горки).

1 — известняки, 2 — кремни-радиоляриты и кремнистые алевролиты.

Все это подтверждается относительно более частым распространением полимиктовых брекчий с обломками, несущими следы мелководной окатанности в телах олистостром тамашинской свиты по сравнению с мономиктовыми кремнистыми брекчиями.

Таким образом, особенности строения описанного олистостромового комплекса заключаются в его хаотическом бесструктурном внутреннем строении, отсутствии нормально-седиментационных текстур, структуре матрикса со следами выдавливания и пластического перемещения, выразившимися в обтекании компетентных блоков и заполнении пустот; в резких контактах с вмещающими породами, срезании и выпахивании их олистостромовыми телами или отдельными олистолитами, в наличии в основной массе блоков и фрагментов нормально-слоистых пород, аналогичных вмещающим отложениям и чужеродных данному бассейну осадкона-

копления глыб-олистолитов. Все это позволяет сделать вывод о большой энергии движения и, следовательно, значительного перемещения олистостром и захватывании в процессе оползания не только верхних, еще не полностью консолидированных слоев, но и более глубоких литофицированных горизонтов.

Тектоно-гравитационные олистостромы. К этому типу олистостром относят микститовые комплексы, формирующиеся при активном воздействии тектонических процессов на породы различного состава в процессе шарьирования и формирования аккреционных комплексов. Для них очень характерна четко выраженная связь с тектоническими покровами и надвигами, за счет разрушения которых они формируются. Среди микститов этого типа в Туркестано-Алае выделяются фронтальные олистостромы, образующиеся перед фронтом надвигающихся пластин, и тыловые олистостромы, образующиеся в тылу надвигов и шарьяжей.

Фронтальные олистостромы широко развиты в самых различных складчатых поясах и уже давно привлекают внимание исследователей. Формируясь перед фронтом надвигающихся масс, они характеризуют время активного перемещения тектонических пластин и чешуй.

Индикаторную роль фронтальных олистостром как показателя процессов тектонического скучивания и шарьирования трудно переоценить. Они помогают реставрировать не только время, но и направление перемещения горных масс, и последовательность формирования покровно-складчатых сооружений, отражая динамическую сущность этапов взаимодействия океанической и континентальной структур и коллизии.

Наиболее четкие и подробные представления о генезисе фронтальных олистостром в отечественной литературе содержатся в работах С. В. Руженцева и И. В. Хворовой [35, 36] и особенно М. Г. Леонова [24, 28]. М. Г. Леонов показал, что при формировании олистостром обычно действует седиментация двух типов: свойственная флишевым или молассовым бассейнам и обусловленная спорадическим поступлением в этот бассейн огромных масс грубообломочного материала, который отлагается в виде линз, прослоев, горизонтов глыбово-хаотических образований. Кластический материала поступает в бассейн не постепенно, в течение длительного времени, а в виде дискретных, быстрых, неоднократно повторяющихся процессов, что хорошо подтверждается четкими, резкими контактами олистостромовых тел с вмещающими отложениями, причем нередко можно наблюдать, как глыбы-олистолиты вмяты в подстилающий, еще нелитофицированный осадок. Одновременно в бассейн попадают глыбы и блоки весьма крупных размеров, нижние контакты которых имеют оползневой характер, а верхние — нормально-стратиграфический. На фоне этого эпизодически, вследствие гравитационной неустойчивости на склонах

бассейна, происходит оползание и внутренняя деформация вмещающих отложений подобно тому, как это происходит в чисто гравитационных олистостромах.

Таким образом, процесс формирования фронтальных олистостромом достаточно сложен, однако преобладающее значение имеет тектонический фактор, так как именно ему принадлежит главная роль в образовании и переотложении кластогенного материала. Эта роль выявляется по следующим признакам [26, 27]: олистостромы пространственно тяготеют к зонам крупных разломов, по которым либо установлены, либо предполагаются по косвенным признакам надвиговые перекрытия; материал включений в олистостромовых телах, как правило, состоит из пород аллохтона, у фронта которого они накапливаются или которым перекрываются; олистостромы приурочены к определенным временным интервалам, в течение которых установлены крупные покровные перемещения различных структурно-вещественных комплексов; олистостромы (в одном временном интервале) в определенных регионах распространены на многие сотни и тысячи километров; олистостромовые комплексы часто перекрыты тектоническими покровами и проработаны тектонически (в них часто присутствует динамически обработанный материал — обжатые, сглаженные, штрихованные, сплюснутые обломки); хаотические образования олистостромом имеют непосредственную связь с покровными пластинами и постепенные переходы между ними.

М. Г. Леонов [25—27] подробно рассмотрел механизм образования грубообломочного материала, слагающего олистостромовые тела за счет разрушения фронта надвигающегося покрова. При этом выделяются три основных способа формирования обломочного материала (рис. 12, 13): обрушение фронтального уступа покрова, которое происходит за счет тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания (блок А на рис. 12); тектоническое дробление, расчешуивание и брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов (блок Б на рис. 12); тектоническое расчешуивание, брекчирование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с последующим высыпанием или тектоническим выдавливанием брекчий и пластин на дневную поверхность или поверхность морского дна (блок В на рис. 12).

Обычно кластический материал фронтальных олистостромом формируется всеми тремя способами одновременно, и в теле уже сформировавшихся олистостромом отличить материал, образованный тем или иным способом, как правило, невозможно. В дальнейшем эти олистостромы структурно перекрываются продолжающими свое движение тектоническими покровами и подвергаются вторичной тектонической переработке, зачастую превращаясь в подшарьяжный меланж.

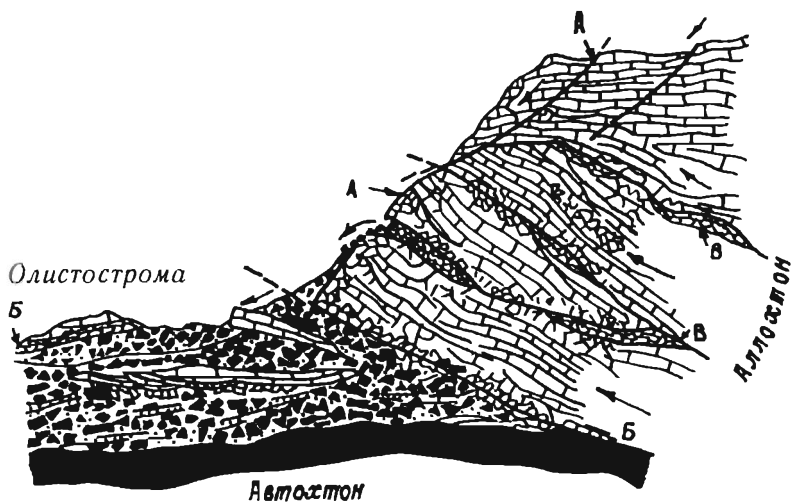


Рис. 12. Схема формирования фронтальной тектоно-гравитационной олистостромы (Леонов, 1978).

Пояснения в тексте.

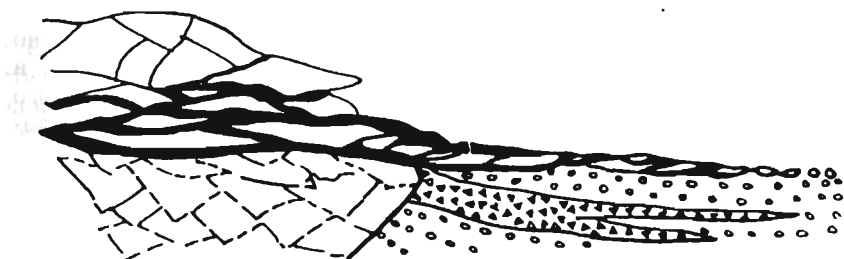


Рис. 13. Схема механизма образования олистоплаков во фронтальной тектоно-гравитационной олистостроме (Щерба, 1975).

Массив дезинтегрированных пород фундамента и выдавленная из него к подножию уступа тектоническая пластина, окруженная тектонической брекчией.

Таким образом, оползневые черты в олистостромах описанного типа отражают не генетическую их сущность, а только способ транспортировки материала. По способу же формирования грубообломочного материала олистостромы описываемого типа — образования тектонические.

Фронтальные олистостромы образуются за счет размыва уступа надвигающейся пластины, поэтому грубый материал более всего концентрируется вблизи основания этого выступа, а турбидные потоки разносят более тонкий материал дальше (дистальная часть комплекса). По мере надвигания пластины латерально перемещается уступ и граница проксимальных и дистальных фаций. Соответственно конкретные разрезы фронтальных комплексов начинаются более тонкими фациями, переходящими в крупноглыбовые брекчии вверх, непосредственно под перекрывающей пластиной. Такая закономерность носит, разумеется, самый общий характер и может сильно нарушаться (изменение скорости движения, интенсивности сейсмогенных факторов и т. д.). Однако общая направленность изменения разреза обычно сохраняется [25—27].

В пределах Туркестано-Алая верхнепалеозойские олистостромы, сочетающиеся с турбидитами и молассаами, распространены практически повсеместно, причем собственно олистостромовые образования протягиваются на многие десятки километров. Поскольку внутреннее строение этих комплексов в разных складчатых поясах и на Южном Тянь-Шане описаны достаточно подробно (8—12, 18, 22, 30, 38—40), ограничимся рассмотрением одного примера, детально изученного нами в осевой части Алайского хребта и на его южных склонах в верховьях руч. Дараут.

Здесь, среди вмещающих флишевых и флишево-молассовых отложений среднего—позднего карбона (тенгизбайская и джыптыкская свиты), залегают многочисленные тела беспорядочно хаотических полимиктовых брекчий, конглобрекчий, пластины и глыбы-олисториты известнякового и кремнисто-карбонатного состава (рис. 14). Пластины, являющиеся по существу конседиментационными гравитационными покровами, залегают непосредственно среди вмещающих известняков девона и нижнего—среднего карбона слоистых и грубослоистых, часто органогенных, иногда с диагенетическими линзами и желваками, черных кремней и пород конденсированного разреза, имеющего трехчленное строение: с черными углеродисто-кремнистыми и глинистыми сланцами верхнего силура—нижнего девона в основании, кремнями-радиоляритами с потоками базальтов, андезитобазальтов девонско-турнейского возраста в средней части и переслаивающимися кремнями и известняками (кальцилутитами) в кровле (рис. 15).

Размеры пластин достигают 5—7 км при мощности до 200—300 м. Как правило, они имеют субширотное удлиненное строение, реже изометричные формы. Слоистость внутри них обычно соответ-

стует вытянутости. По краям пластины становятся заметно тоньше, нижние их контакты, как правило, интенсивно брекчированы, осложнены срывами и другими тектоническими деформациями. Верхние же контакты стратиграфические, часто со следами размыва.

В основании пластин нередко содержатся конгломератовидные и брекчиевидные разности, вокруг наблюдаются шлейфы из глыб более мелкого размера, которые переходят в мономиктовые известняковые конгломераты и брекчии. Часто сплошность пластин подвергается тектоническим нарушениям, разделяющим их на блоки и чешуи, частота которых возрастает в нижних частях пластин, где заметно увеличивается брекчированность пород, а на периферии пластина постепенно переходит в тектоническую и далее в осадочную брекчию с матричным заполнителем из вмещающих осадков. Эти осадочные брекчии, обломки которых представлены как материалом пластин, так и материалом вмещающих флишевых отложений, образуют линзы, прослои и горизонты мощностью 5—10, редко более 15 м при протяженности в десятки и даже сотни метров (рис. 16). Обломки в брекчиях обычно неокатанные, имеют остроугольную форму. Цементирующей массой (матриком) служит неслоистый глинисто-алевролитовый материал с большой примесью зерен песчаника и гравия. Размеры обломков в брекчиях варьируют от 2—3 до 10—50 см и редко превышают 1,0—1,5 м. Часто в них наблюдаются тектонические борозды, штрихи, зеркала скольжения, что свидетельствует об их первично-тектоническом генезисе.

Кроме гравитационных пластин и горизонтов с беспорядочно хаотической внутренней структурой, в составе описываемого олистостромового комплекса отмечается большое количество отдельных глыб-олистолитов сравнительно небольшого размера (первые метры, реже десятки метров), погруженных непосредственно во флишевые отложения. Состав их соответствует составу описанных гравитационных пластин. На контактах олистолитов хорошо видны следы оползания и тектонической раздробленности, подстилающие отложения смяты в мелкие дисгармоничные складки, часто рассланцованы и будинированы.

Рассматриваемые олистостромы с севера перекрыты тектоническим покровом, который сложен карбонатными отложениями мощностью, составляющей более 1,5—2,0 км. Значительная часть включений, глыб и пластин в олистостромах представлена именно этими образованиями. В основании аллохтона отмечается интенсивная тектоническая передробленность отложений, причем степень тектонизации на отдельных участках достигает предельных значений, превращая карбонатные породы в тонкоперетертый милонит. Мощность тектонитов колеблется от 2—3 до 15—20 м. Так же интенсивно тектонизированы флишевые и олистостромовые образования непосредственно ниже подошвы покрова,



Рис. 14. Стрoение фронтальной олистостромы в верховьях р.ч. Дараут (осевая часть Алайского хребта).

1 — четвертичные отложения; 2 — девон—средний карбон; карбонатный комплекс; 3—4 — тектоно-гравитационные фронтальные олистостромы с масштабными олистолитами (3 — московского, 4 — позднекаменноугольного возраста); 5—9 — олистолиты (5 — калькарениты, аргиллиты силура, 6 — кремни девона, 7 — известняки, кремни нижнего—среднего карбона, 8 — базальты, андезитобазальты нижнего—среднего девона, 9 — известняки нижнего—среднего карбона); 10 — микстит сложного генезиса; терригенный меланж по фронтальной олистостроме; 11 — контакты (а — стратиграфические, б — ограничения олистолитов) и разрывы (в — крутопадающие, г — пологие); 12—15 — места сборов органических остатков (12 — фораминифер девона — а, нижнего карбона — башкирского яруса — б, московского яруса — в, верхнего карбона — г, 13 — конодонтов девона—среднего карбона — а и граптолитов силура — нижнего девона — б, 14 — дакриконоарид нижнего девона — а, брахиопод девона — б, археоциат нижнего кембрия — в, 15 — кораллов — а и строматолор — б девона).

где они по существу превращены в терригенный полимиктовый меланж. Его мощность достигает 70—100 м. Структурно ниже меланж постепенно переходит в олистостромовый комплекс. Как уже упоминалось, в составе описанного олистостромового комплекса, кроме глыб-олистолитов и пластин доломитово-известнякового состава, являющихся фрагментами разрушавшегося фронта покрова, наблюдаются олистолиты и олистоплаки кремнистого разреза, основное поле распространения которых находится южнее.

Анализ современного структурного положения и вещественного состава включений, глыб и пластин в дараутских олистостромах, возможно, свидетельствует о смене векторов перемещения масс горных пород в период формирования олистостромового комплекса. Вначале перемещение масс происходило в северном направлении, и в прогиб с флишево-молассовым типом седиментации попадали обломки глубоководного кремнистого разреза, надвигавшегося с юга на север на мелководные шельфовые осадки известнякового разреза. В заключительную фазу формирования олистостромового комплекса движение масс сменилось на южное, и кластогенный материал олистостромового комплекса стал поступать из фронта покрова, сложенного карбонатными отложениями. Этот вывод подтверждается распределением включений в составе олистостром, нижние горизонты которых обогащены кремнисто-вулканогенными обломками, а верхние — карбонатными. Однако для окончательного решения требуются дополнительные исследования, так как при такой интерпретации не совсем понятно смещение олистолитов северного и южного происхождения в разрезе.

Тыловые олистостромы. Этот тип мало известен в литературе и более того, сам факт его существования многими исследователями оспаривается. Действительно, для формирования олистостром

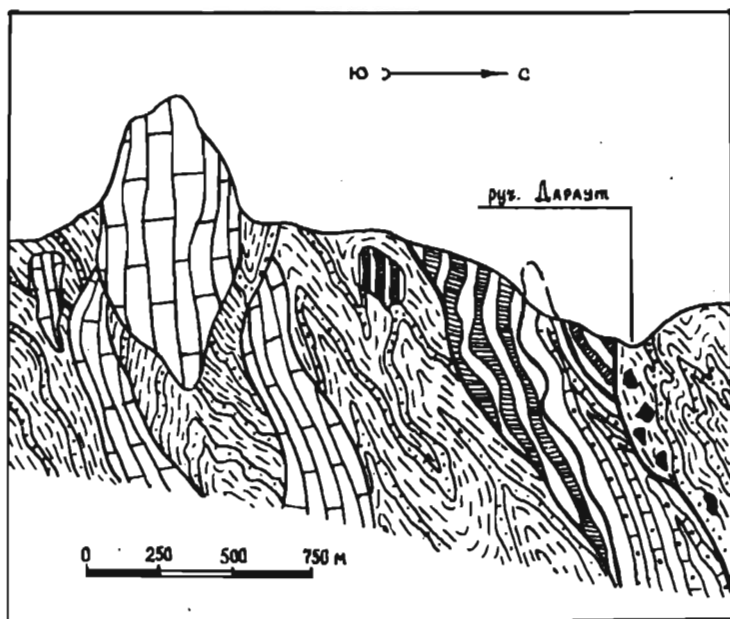


Рис. 15. Консидиментационные гравитационные пластины во фронтальной олистостроме (верховья руч. Дараут).

1 — верхнепалеозойский флиш, 2—5 — пластины и глыбы (2 — известняки девона—нижнего карбона, 3 — девонские кремни-радиолариты, 4 — калькарениты и аргиллиты верхнего силура—нижнего девона, 5 — внемасштабные глыбы).

необходим уступ, поставляющий материал, и склон с достаточным наклоном, чтобы в его основании этот материал мог накапливаться. Такие условия вряд ли могли осуществиться в тылу при движении тектонического покрова по субгоризонтальной поверхности шарьяжа. Однако эти условия реализуются, если допустить первично-наклоненную поверхность надвига, когда необходимые условия реализуются, и «на плечах» надвигающихся масс могут возникнуть глыбово-обвальные образования (рис. 17). По существу эти структуры должны быть сродни крупным чешуйчатым надвигам, характерным для аккреционных призм. Для формирования тыловых олистостром, как и фронтальных, необходимыми условиями были тектоническое дробление тела чешуи и сейсмогенные явления, сопровождавшие ее продвижение.

Примером тыловых олистостром могут служить разнообло-

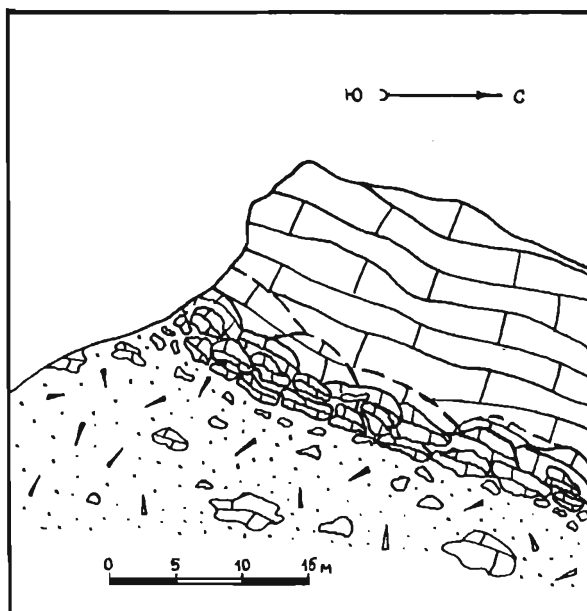


Рис. 16. Известняковый олистолит с брекчированной нижней поверхностью.

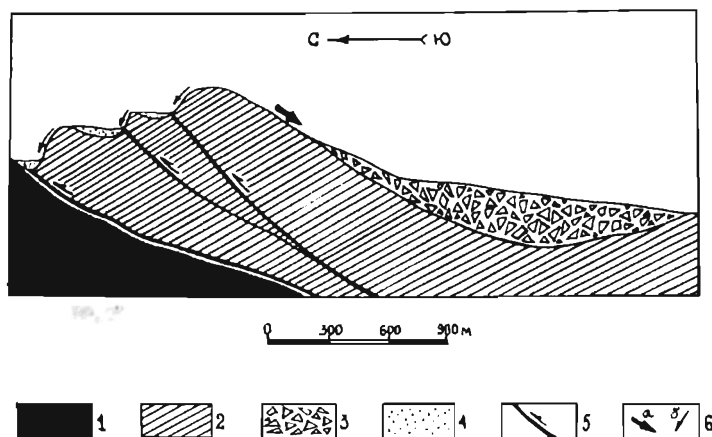


Рис. 17. Принципиальная схема формирования тыловой олистостромы.

1 — полимиктовый серпентинитовый меланж, 2 — метабазитовые динамосланцы, 3 — брекчии тыловой олистостромы, 4 — фронтальная олистострома, 5 — надвижки (стрелка указывает направление перемещения масс), 6 — направление сноса кластического материала в тыловой олистостроме — а, во фронтальной — б.

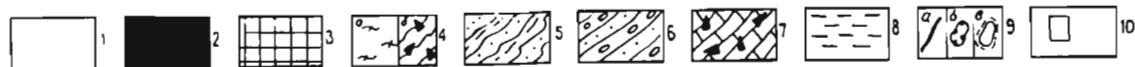
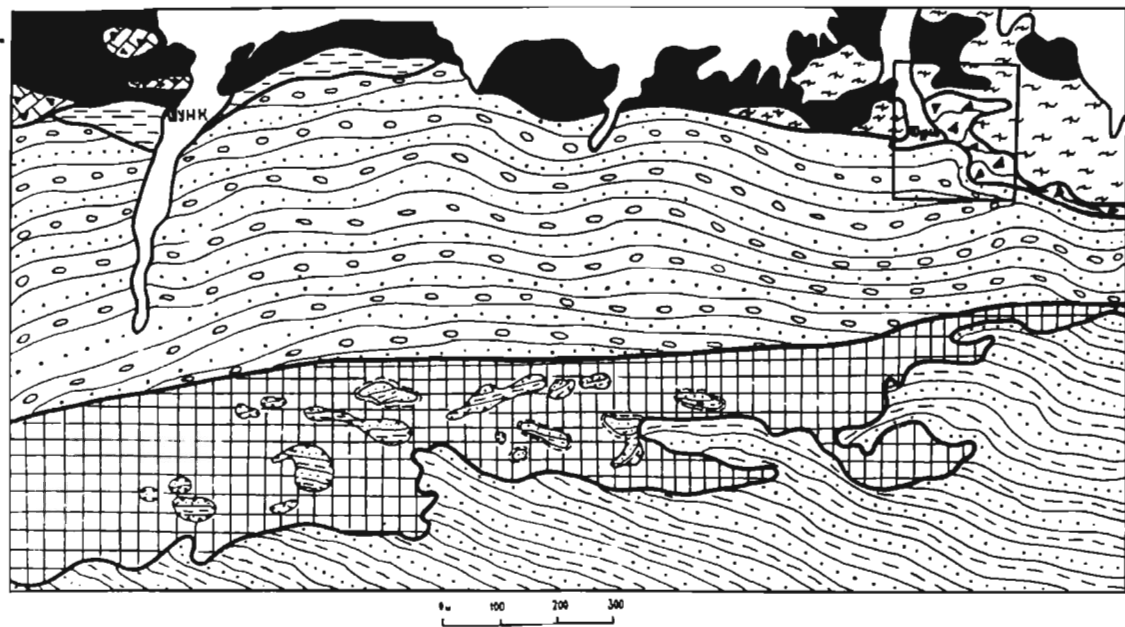


Рис. 18. Схематическая геологическая карта Канской полосы серпентинитового меланжа.

1 — кайнозойские отложения; 2 — серпентинитовый полимиктовый меланж; 3 — терригенный полимиктовый меланж; 4 — позднедевонский—раннекарбонный метаморфический комплекс динамосланцев (а), брекчии динамосланцев—тыловая олистострома (б); 5 — сланцы и песчаники силура—девона; 6 — сланцы, песчаники верхнего палеозоя; 7 — офикальцитовые брекчии; 8 — юрские пестроцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, глины; 9 — геологические границы крутые тектонические (а), пологие (б).
 блоков в терригенном меланже (а); 10 — участок детализации.

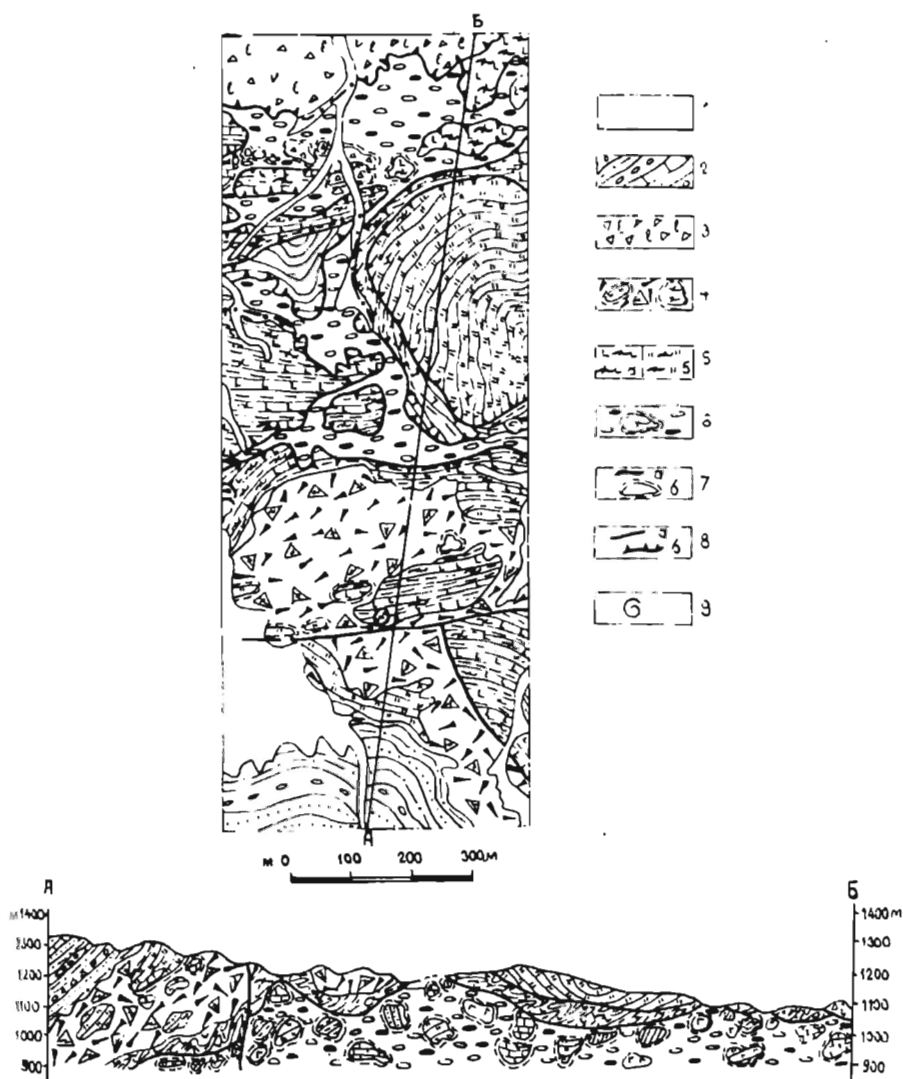


Рис. 19. Схематическая геологическая карта участка Шуран масштаба 1 : 20 000.

1 — четвертичные отложения; 2 — алевриты, песчаники, гравелиты, известняки визейского—башкирского ярусов; 3 — лиственитизированные офкальцитовые брекчи визейского—серпуховского ярусов; 4 — тыловой олистостромовый комплекс турнейского—визейского ярусов, осадочные мономиктовые брекчи динамосланцев с глыбами кремней турнейского возраста; 5 — девонская система, верхний отдел—каменноугольная система, нижний отдел, турнейский ярус, канский метаморфический комплекс: апобазитовые (а), апокремниевые (б) глаукофансодержащие динамосланцы; б — полимиктовые серпентинитовые меланжи: серпентиниты с глыбами динамосланцев, кремней и известняков девонского возраста, родингитов, габбро-пегматитов; 7 — геологические границы (а), ограничения глыб в меланже и олистостроме (б); 8 — разрывные нарушения крутые (а), пологие (б); 9 — места сборов конодонтов в апокремниевых динамосланцах.

мочные брекчии, обнажающиеся в восточной части Канской зоны (рис. 18, 19) серпентинитового меланжа (аккапчигайский комплекс). Представительный разрез этого комплекса пород изучен в бас. руч. Шуран.

На полимиктовом серпентинитовом меланже с юга залегает чешуя (пластина) динамосланцев, погружающаяся на юг под углом 30—40°. Среди динамосланцев преобладают измененные толеитовые базальты, реже габброиды, превращенные в кварц-серицит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы с реликтами глаукофана. Подчиненную роль играют микрокварциты, развивающиеся по кремням, и кварц-серицитовые метапелитовые сланцы. Микрокварциты слагают самостоятельную чешую мощностью до 150 м. В других разрезах динамосланцев метакремни играют меньшую роль. Общая мощность пластины (чешуи) динамосланцев составляет 400—600 м. Непосредственно на динамосланцах стратиграфически залегает падающая на юг толща брекчий тыловых олистостром, которая выше постепенно переходит в мощную серию гравелитов, песчаников и известняков визейско-среднекаменноугольного возраста (рис. 20).

Тыловые олистостромы представлены разнообломочными мномиктовыми брекчиями с хаотически беспорядочной внутренней структурой мощностью около 500 м. В брекчиях практически отсутствуют какие-либо элементы слоистости, упорядоченности и сортированности обломков. Обломки представлены преимущественно апобазальтовыми, апокремнистыми и апопелитовыми динамосланцами кварц-хлорит-эпидот-актинолитового состава, реже отмечаются обломки светло-серых и красновато-бордовых яшмовидных кремней. Форма обломков остроугольная, неокатанная, размеры варьируют в очень широких пределах — от первых миллиметров до десятков сантиметров. Распределение их в цементе контактового типа, который представлен тонкообломочным материалом алевритовой размерности тех же динамосланцев, крайне неравномерное. На отдельных участках обломки резко преобладают над цементом, объем которого не превышает 5—10 %; в то же время отмечаются участки с преобладанием цементирующей массы, которая в этих местах обогащена карбонатным материалом.

Брекчии содержат глыбы-олистолиты, которые представлены блоками динамосланцев, темно-серых кремней и кремнистых алевролитов размером от 5—10 до 100—120 м, а также мелких олистолитами красновато-бордовых кремней (2—5 м). Контакты олистолитов с брекчией явные, резкие, с отчетливым срезанием на контакте слоистости в олистолитах. Вокруг олистолитов наблюдаются шлейфы из обломков того же состава (рис. 21, 22). Из олистолитов темно-серых кремней выделены конодонты верхнего турне. Олистостромы перекрыты полимиктовыми гравелитами, песчаниками, алевролитами с прослоями калькаренигов. Переход между ними постепенный, через переслаивание, и осу-

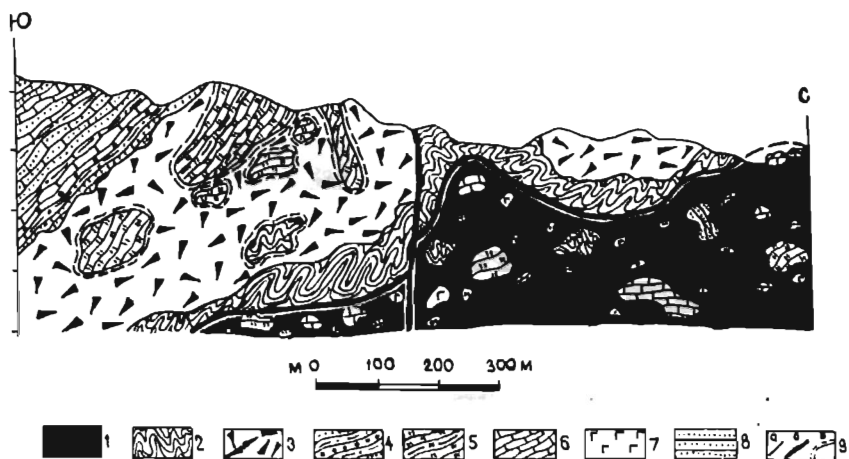


Рис. 20. Структурное положение тыловой олистохромы. Геологический разрез участка детальных работ Шуран.

1 — серпентинитовый меланж; 2 — апобазальтовые динамосланцы; 3 — тыловая олистохрома; 4 — гравелиты, песчаники, калькарениты, алевролиты; 5—7 — глыбы в олистохроме и меланже (5 — кремни, 6 — известняки, 7 — габброиды); 8 — песчаники; 9 — контакты *а* — стратиграфические, *б* — тектонические, *в* — ограничения глыб в олистохроме.

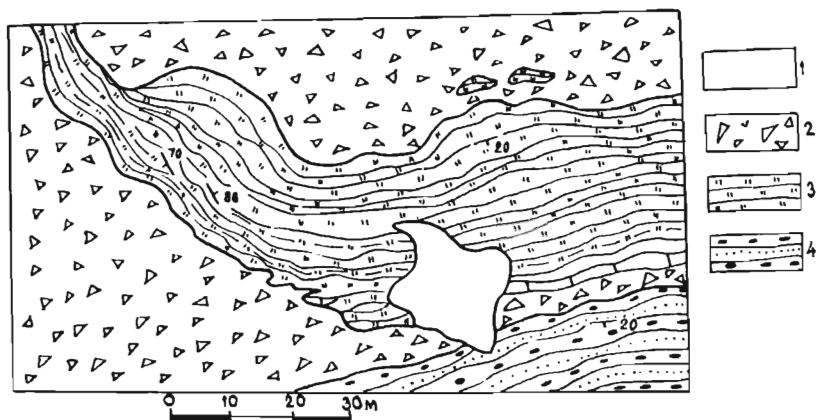


Рис. 21. Схематическая зарисовка положения глыб-олистолитов в тыловой олистохроме на правобережье руч. Шуран (план).

1 — четвертичные отложения, 2 — брекчии динамосланцев; 3 — нижний карбон, турне: олистолиты кремней; 4 — нижний карбон, висте: конгломераты, гравелиты, песчаники.

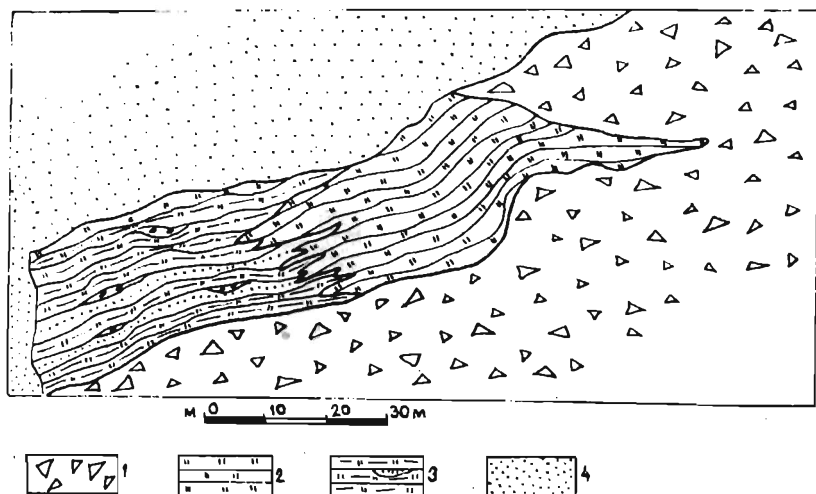


Рис. 22. Соотношение глыб-олистолитов с брекчиями динамосланцев в тыловой олистостроме (план). Обнажение на правом борту руч. Шуран.

1 — брекчии динамосланцев; 2—3 — олистолит кремнисто-терригенного состава (2 — кремни, 3 — кремнистые алевролиты с линзами песчаников); 4 — четвертичные отложения.

существляется на протяжении 2—5 м, где в гравелитах и песчанках наблюдаются обломки динамосланцев. Калькарениты шуранской свиты содержат фораминиферы среднего—позднего визе.

Сходное строение имеет комплекс в 10—12 км к западу, в районе горы Сахарная Голова (рис. 23), где С. А. Куренковым [18] описана брекчия с беспорядочно хаотической внутренней структурой, слагающая пологопадающую к югу тектоническую пластину мощностью около 300 м, но здесь она залегает непосредственно на полимиктовом серпентинитовом маланже. Обломки в ней представлены преимущественно зеленоцветными метаморфическими кварц-хлорит-эпидот-актинолит-серицитовыми апобазальтовыми сланцами. В подчиненном количестве отмечаются обломки кремней, кремнистых сланцев и на отдельных участках — карбонатных пород. Размеры обломков колеблются в очень широких пределах — от первых миллиметров до десятков сантиметров. Распределение их в цементе алевролитово-пелитового состава, с примесью карбонатного материала, крайне неравномерное.

Олистолиты в брекчиях представлены теми же динамосланцами и кварцитами размером до 3—5 м и известняками, часто органогенными, размеры которых варьируют от десятков сантиметров и первых метров, достигая максимальных размеров до 100 м в олистолитах под названием Сахарная Голова. Из глыбы этих известняков Г. С. Поршняков и А. Д. Миклухо-Маклай

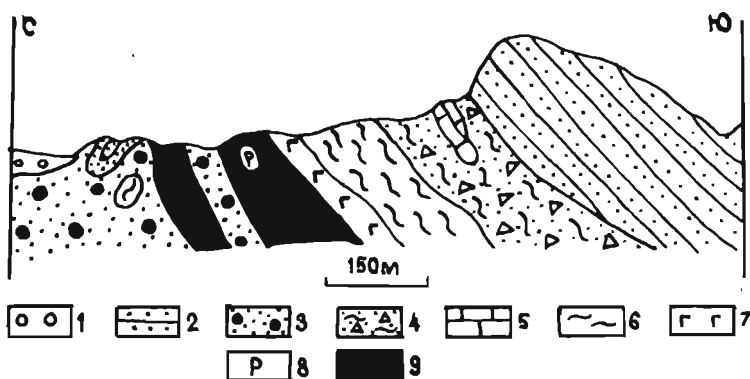


Рис. 23. Строение тыловой олистостромы участка Сахарная Голова (Куренков, 1983).

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний карбон: переслаивание известняков, песчаников, кремней; 3—4 — олистостромы (3 — офиолито-кlastового и 4 — зеленосланцевого состава); 5 — средний—верхний девон: массивные известняки; 6 — зеленые метаморфические сланцы; 7—9 — офиолитовый комплекс (7 — амфиболизированное габбро, 8 — рордингиты, 9 — тектонизированные серпентиниты).

собрали обширный комплекс среднедевонской фауны. Общая мощность олистостромовой толщи по разрезу достигает 300 м.

Приведенные данные свидетельствуют о хорошей латеральной выдержанности состава олистостромового комплекса, который принципиально не изменяется по простиранию, меняется только состав глыб-олистолитов. Среди них, кроме отмеченных выше, С. А. Куренков [18] описал олистолиты, сложенные офикальцитовыми брекчиями, мелкозернистыми гранитоидами и биотит-роговообманковыми габброидами. Иногда встречаются линзовидные прослои серпентинитовых гравелитов и конгломератов. Общая мощность тыловых олистостром колеблется от 300 до 500 м при протяженности не менее 10—12 км.

Возраст олистостром обосновывается находками позднеурнейской фауны в темных кремнях олистолитов и тем, что осадочные толщи, перекрывающие олистостромы, содержат фораминиферы среднего—позднего визе.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕЛАНЖИ*

Меланжи представляют собой класс микститов, разновидности которых характеризуются крайне неравномерной изученностью. Если проблеме серпентинитовых меланжей посвящена достаточно обширная отечественная литература [14, 16, 18, 19].

* Далее под термином «меланж» понимается именно тектонический меланж.

29, 31], то сообщения о терригенных встречаются намного реже [5, 13, 17], а публикации по гипсово-карбонатным практически отсутствуют. Вне зависимости от петрографического состава матрикса все меланжи объединяются одним важнейшим признаком, а именно тем, что матрикс в них всегда значительно тектонизирован, чем они отличаются от олистостромовых комплексов.

Меланж — это микстит, в котором чужеродные глыбы и блоки погружены в матрикс тектонического происхождения. Матрикс представляет собой в этом случае тектонит, образованный за счет тектонической переработки одного или нескольких типов пород осадочного метаморфического или магматического происхождения. Состав матрикса меланжей, как правило, не определяет их генетической сущности. В одних и тех же условиях, например, в основании покровов, могут формироваться и терригенные, и серпентинитовые меланжи. В то же время по нему можно судить о структурно-вещественном комплексе, участвовавшем в строении того или иного меланжа.

Общепринятым стало разделение меланжей по составу тектонического матрикса (серпентинитовый, терригенный, гипсово-карбонатный и т. д.) и по составу глыб — мономиктовый и полимиктовый. При этом следует учитывать, что выделенный по этим признакам тип меланжа может образовываться в разных тектонических условиях. Например, полимиктовый серпентинитовый меланж может формироваться в подошве крупных офиолитовых тектонических покровов, в структурных зонах при коллизии, в палеозонах Беньюфа и т. д. Тектонические условия объясняют определенные различия в строении меланжей одного и того же типа. К сожалению, эти различия далеко не всегда четко определены, так как работа в этом направлении только начинается. Поэтому на данном этапе там, где это представляется несомненным, целесообразно вводить в конкретное описание меланжа тот тип структуры, к которому данный меланж принадлежит. Ниже будет сделана попытка более полной и соответственно более гипотетической интерпретации.

Терригенные меланжи начали выделять недавно. До сих пор многими геологами они трактуются как олистостромы, в той или иной степени тектонизированные. В последние годы появилось много данных о том, что такие тектонические образования широко распространены и далеко не всегда связаны с олистостромами, скорее с высокой пластичностью тонких терригенных осадков при низких температурах и больших стрессовых напряжениях. Терригенные меланжи успешно выделяются в аккреционных комплексах запада и востока США, в Альпах, на востоке Азии [45—51, 53—55, 57—59].

В Туркестано-Алае указание на существование терригенных меланжей появилось в работах Г. С. Бискэ [5], а также в ряде

производственных отчетов (В. М. Ненахов, С. И. Белов), а своеобразный тип полимиктового терригенного меланжа описан в недавно опубликованной статье [17]. Терригенные меланжи могут возникать в различных тектонических обстановках. На конкретных примерах рассмотрим две из них: меланжи, связанные с шарьяжеобразованием, и полимиктовые меланжи, геодинамическая обстановка формирования которых достаточно гипотетична. Несмотря на это, полимиктовые меланжи второго типа имеют ряд характерных черт, позволяющих уверенно выделять их при геологическом картировании.

Терригенные мономиктовые меланжи, связанные с чешуйчато-надвиговыми деформациями, широко распространены в северных предгорьях Алайского хребта в полосе развития терригенных отложений силурийско-девонского возраста, которые формировались у подножия континентального склона пассивной окраины. Более подробно строение этого комплекса рассмотрено ниже.

В современной структуре эти отложения шарьированы на карбонатные отложения шельфа Алайского микроконтинента и образуют серию хорошо выраженных покровов, внутренняя структура которых осложнена многочисленными чешуйчато-надвиговыми деформациями. В подошвах этих чешуйчатых надвигов часто развивается автокластический мономиктовый терригенный меланж (см. рис. 3).

Образования мономиктового автокластического меланжа слабают пластообразные, обычно линзовидные тела мощностью до 200—300 м при протяженности от десятков и первых сот метров до 5—10 км. В пространстве они ограничены пологими чешуйчатыми надвигами, плоскости которых нередко смяты в простые складки.

Автокластический меланж сложен матричным тектонитом по высокопластичным, преимущественно глинистым, породам, составляющим значительную часть разреза батинального комплекса. Более компетентные грубообломочные разности (песчаники, гравелиты, конгломераты) обычно наблюдаются в виде включений в этом матриксе. Размеры включений и их состав очень разнообразны. Мелкие включения, размеры которых колеблются в пределах от первых до десятков сантиметров, представляют собой тектонические обдавыши округлой, шаровидной, караваяобразной или лепешкообразной формы. Как правило, они сложены моногенными материалами компетентных пород — песчаников, гравелитов, конгломератов. Крупные включения, которые достигают десятков и даже сотен метров, по существу являются нетектонизированными или сравнительно слаботектонизированными реликтовыми блоками, не испытавшими интенсивных тектонических деформаций в процессе меланжирования. Однако и в них наблюдаются будинирование компетентных пластов и расланцевание глинистых разностей. Насыщенность меланжа включениями

различна. На отдельных участках наблюдается значительное скопление глыб и включений, которые разделены между собой мало мощными зонами матричного тектонита, в других случаях наблюдается резкое преобладание матрикса, в котором глыбы и включения распределены достаточно редко.

Степень тектонизации матрикса варьирует в очень широких пределах. Обычно она не отличается значительной интенсивностью, хотя на отдельных участках наблюдается развитие интенсивно тектонизированных разностей (милонитов), часто превращенных в тектоническую глину, т. е. полностью деструктурированную породу. Как правило, породы матричного тектонита окрашены в различные оттенки красновато-бурого, желтого, фиолетового и других цветов. Причем распределение этой цветной гаммы обычно хаотическое, пятнообразное, что наряду с включениями, окрашенными в зеленовато-серые, серо-бурые тона, придает полю развития мономиктового меланжа очень характерную пестроцветную окраску, по которой автокластический меланж хорошо отличается от стратифицированных образований.

Иногда автокластический меланж развивается по гравитационным олистостромам, широко распространенным среди терригенных отложений пассивной континентальной окраины. В этом случае он теряет свою мономиктовость за счет появления чужеродных олистостромовых включений (рис. 24).

Таким образом, особенности строения автокластических мономиктовых меланжей заключаются в том, что они развиваются, как правило, в подошвах или внутри мощных терригенных комплексов, имеющих в своем составе достаточно большое количество высокопластичных глинистых пород и испытывающих расчешуивание в процессе формирования покровно-складчатого сооружения. Характерной чертой этих меланжей является существенная мономиктовость и значительное количество нетектонизированных реликтовых участков.

Терригенные полимиктовые меланжи, имеющие важнейшее индикаторное значение, широко распространены в Туркестано-Алайской складчатой области. От мономиктовых меланжей их отличает пестрый петрофонд глыб и включений, неоднородный состав матричного тектонита и его интенсивная переработка, выражающаяся в широком развитии предельных тектонитов.

По способу образования выделяются два основных класса этих микститов. Первый формируется в основании покровов и развивается по тектоно-гравитационным фронтальным олистостромовым комплексам, обнаруживая с ними тесную генетическую связь. Второй формируется по зонам мощных срывов внутри покровно-складчатого чехла на стадии коллизии. В современной структуре полимиктовый меланж второй разновидности обнажается во внутриконтинентальных сутурных швах и в полого залегающих козырьковых частях срывов.

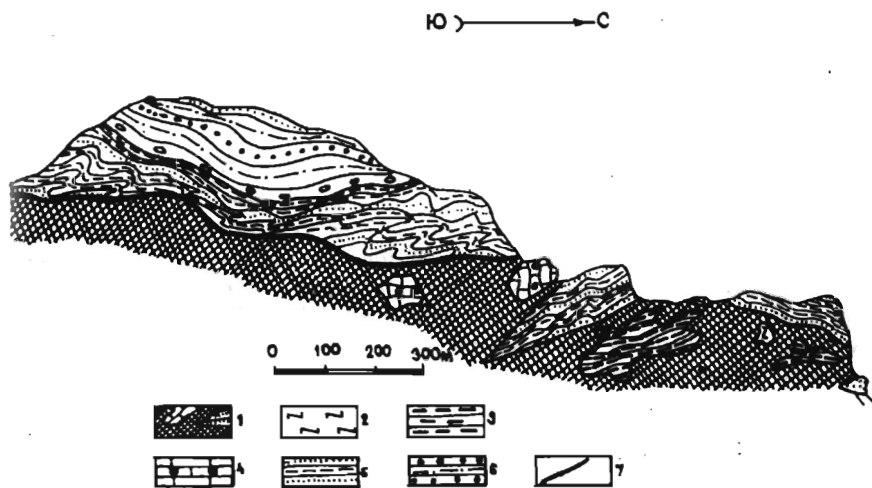


Рис. 24. Структурное положение терригенного автокластического меланжа на левом борту р. Сох.

1 — средний—верхний карбон: автокластический меланж по гравитационной олистостроме силурийско-девонского возраста; 2—4 — глыбы в меланже (2 — фтанитов ордовика?, 3 — углеродистых сланцев лландовери, 4 — энкринитовых известняков); 5 — нижний—верхний силур: песчаники, сланцы; 6 — нижний—верхний девон: конгломераты, гравелиты, алевролиты; 7 — надвиги.

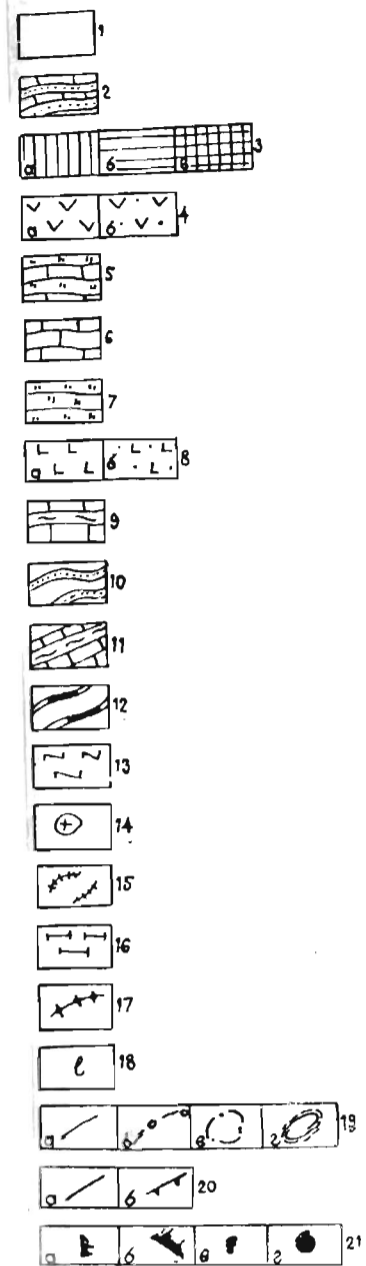
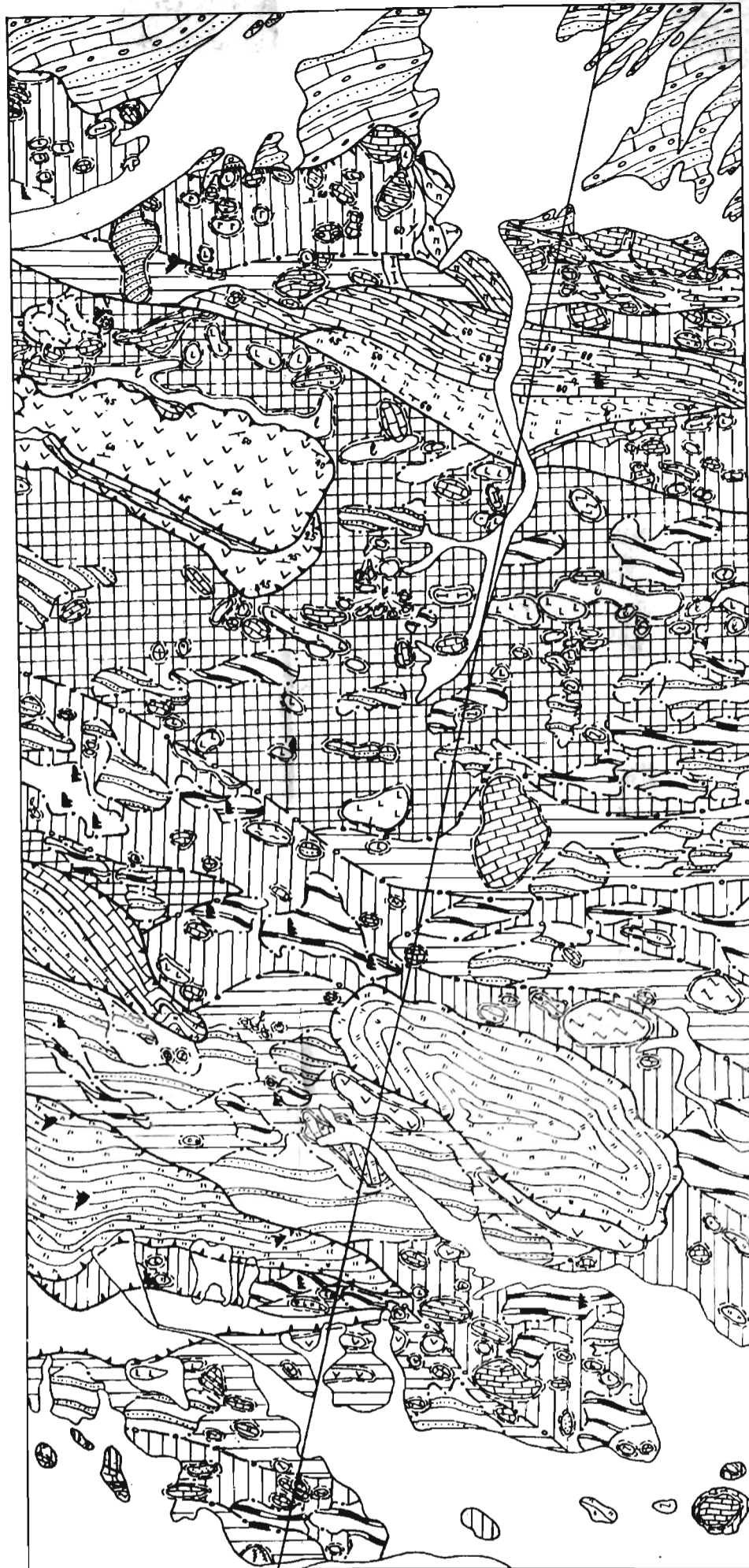
Полимиктовый терригенный меланж прекрасно обнажен в нижнем течении р. Сох. Полоса меланжа прослеживается с широким простиранием от пос. Баткен на западе до руч. Шуран на востоке, наиболее хорошо он выражен в междуречье Сох—Сарыкамыш. Ширина полосы достигает 4 км в западной части и постепенно уменьшается восточнее р. Сох, выклиниваясь в этом направлении. Общая ее протяженность достигает 60 км (см. рис. 3).

Глыбовый характер Тульского меланжа был впервые отмечен А. В. Жданом [13]. Однако он, как и предшественники, считал эти образования силурийскими на основании сборов граптолитов из тектонизированного матрикса.

Представления о тектоногенном происхождении Тульского меланжа были высказаны в производственном отчете (В. М. Ненахов и др., 1986), где доказывается глыбовый характер нижнекаменноугольных известняков с кремнями в матричном тектоните по силурийским сланцам.

В течение двух последних лет была проведена геологическая съемка масштаба 1 : 10 000 через всю полосу меланжа (рис. 25), в особенности в окрестностях пос. Туль.

Северная граница полосы тульского комплекса проходит по альпийскому разлому, по которому меланж взброшен на мезозойско-кайнозойские отложения, а восточнее р. Сох — на верхнепалеозойские толщи. С юга на меланж надвинуты терригенные от-



0 100 200 300
м

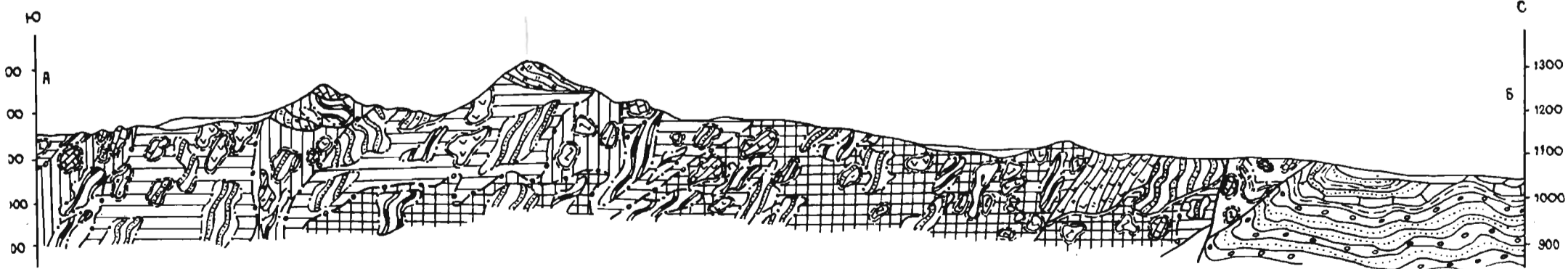


Рис. 25. Геологическая карта участка Туль.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнемеловые известняки, гравелиты, песчаники, глины; 3 — терригенный полимиктовый меланж с разным составом матричного тектонита (а — по углеродистым сланцам лландовери, б — по глинистым сланцам венлока—пржидоли, в — смешанного состава); 4—17 — пластины и глыбы в меланже, их состав и возраст (4 — каменноугольные лавы — а и туфы — б андезитов, 5 — ниже-среднекаменноугольные известняки с кремнями, 6 — визейские известняки, 7 — кремни-радиоляриты нижнего девона—нижнего карбона, 8 — девонские лавы — а и туфы — б базальтов, 9 — известняки верхнего силура—нижнего девона, 10 — аркозовые песчаники, аргиллиты венлока—пржидоли, 11 — аргиллиты, калькарениты, песчаники венлока—пржидоли, 12 — лландоверийские углеродисто-кремнистые сланцы, 13 — ниже-среднеордовикские франиты, 14 — среднекаменноугольные гранит-порфиры, 15 — дайки девонских микродиабазов, 16 — расслоенные базит-гипербазитовые тела позднесилурийско-раннедевонского возраста, 17 — конга-диабазы позднего силура—раннего девона); 18 — листвениты; 19 — геологические границы а — стратиграфические, б — блоков с различным составом матричного тектонита в меланже, в — не-тектонизированных блоков среди матричного тектонита в меланже, г — глыб в меланже; 20 — разрывные нарушения а — крутые, б — пологие; 21 — места сборов фауны а — граптолитов девона—карбона, б — конодонтов девона—карбона, в — гониатитов раннего карбона, г — фораминифер раннего—среднего карбона.

ложения среднего палеозоя. Меланж структурно подстилает пластины среднепалеозойских образований; нижняя его граница неизвестна.

Матриком меланжа является тектонит по сланцам и песчаникам силура, среди которых выделяются две основные литологические разности — черные углеродисто-кремнистые сланцы с линзовидными прослоями кремней лландоверийского возраста и серые, зеленовато-серые глинистые сланцы с прослоями субаркозовых и кварцевых песчаников, отвечающие интервалу позднего венлока—пржидоли (пульгонская свита). Последние широко развиты среди пластин, структурно перекрывающих терригенный меланж, в то время как черные углисто-кремнистые сланцы лландовери встречаются только в виде тектонического матрикса меланжа или тектонических глыб в нем. Различия в составе и окраске позволяют легко распознавать оба типа матрикса в поле, даже в случае их тектонизации, вплоть до предельного милонита.

Хорошим показателем степени тектонизации силурийских сланцев, наряду с другими признаками (рассланцевание, будинаж, кливажирование, перетертость), является увеличение размеров рабдосом граптолитов в 3—4 раза по сравнению с их нормальными размерами.

Соотношение между тектонизированными и неизменными разностями варьирует в широких пределах. Матричный тектонит может слагать от десяти до восьмидесяти процентов объема терригенного меланжа. Размеры неструктурированных участков, фактически глыб, меняются в широких пределах — от первых сантиметров до сотен метров. Их сложная форма, степень насыщенности ими матрикса, а также нечеткие различия в окраске и физических свойствах часто не позволяют отобразить в масштабе 1 : 50 000 и даже 1 : 10 000 породы матричного тектонита по силурийским образованиям так, чтобы было видно их отличие от неизменных граптолитовых сланцев силура.

Слаботектонизированные силурийские породы представляют собой либо относительно крупные глыбы неправильной формы, либо обдавыши округлой и изометричной рулетообразной, линзовидной формы небольшого (обычно десятки сантиметров) размера, внешне напоминающие будины. Хаотическое, разобщенное, иногда кулисообразное относительно друг друга распределение обдавышей в матричном тектоните, их округлая форма, часто почти идеально шаровидная, и другие структуры тектонического вращения свидетельствуют о дифференциальном пластическом течении материала, что не укладывается в простой механизм тектонического раздавливания.

Чаще всего в виде обдавышей в меланже присутствуют более крепкие породы — кварцитовидные и аркозовые песчаники, кремни, известняки, редко тонкопереслаивающиеся углеродисто-кремнистые сланцы и кремни, а также песчаники и глинистые

сланцы, которые выжимаются из тектонизированного пластичного апосланцевого матрикса.

Матричный тектонит представлен двумя основными разновидностями: одна — тонкообломочная брекчия, состоящая из обломков различных пород (преимущественно сланцев, реже кремней, песчаников), погруженных в тонкоперетертый глинисто-алевролитовый материал, и другая — предельный тектонит, представленный глиной трения (рис. 26).

В тектоните наблюдается несколько систем кливажа. В южной части меланжа кливаж в матриксе полого ($30-40^\circ$) наклонен к северу, в центральной части отмечаются две системы кливажа — северного падения (крутое, $70-80^\circ$, пологое, $15-20^\circ$) и южного падения, $50-60^\circ$. Во многих случаях он смят в сложные изоклинальные и крутые малоамплитудные складки с пологими шарнирами. Кливаж распространен не только в сильно тектонизированных разностях, но и в относительно ненарушенных участках.

В меланже наблюдается несколько вариантов взаимоотношений двух основных литологических типов пород, слагающих тектонический матрикс: глинистые сланцы и песчаники пульгонской свиты вместе с другими образованиями нижнего—среднего палеозоя в виде обдавышей и глыб разного размера заключены в различной степени тектонизированные черные углеродисто-кремнистые сланцы лландовери; черные сланцы лландовери погружены в матрикс по тектониту из зеленовато-серых, темно-серых глинистых сланцев и песчаников пульгонской свиты; объемы той и другой разности примерно равные с очень сложными, причудливыми взаимопроникающими контактами, что не позволяет картографически разделить эти типы пород.

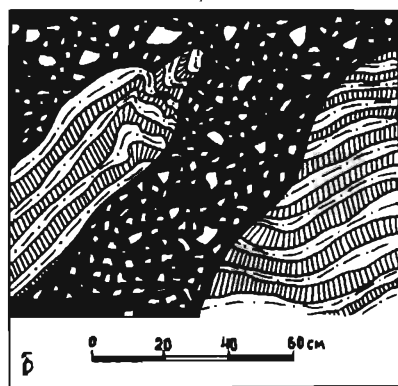
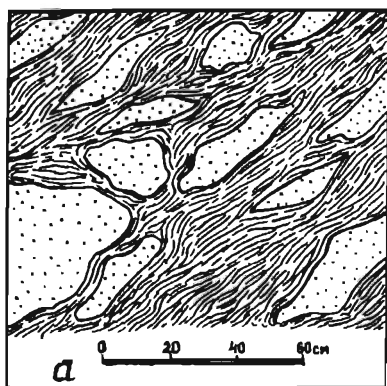


Рис. 26. Два типа матрикса терригенного полимиктового меланжа участка Туль.

а — матричный тектонит по глинистым сланцам венлока—верхнего силура с обдавышами песчаников; *б* — тонкообломочная брекчия с глыбами кремней-радиоларитов.

Эти разновидности, слагающие матрикс, образуют закономерно расположенные линзовидно или кулисообразно сменяющие друг друга субширотные полосы шириной от первых десятков до сотен метров. Такие сочетания, наряду с большими количествами чужеродных глыб и обдавышей, обуславливают весьма пестрый общий облик матрикса меланжа.

Среди тектонических глыб в меланже присутствуют осадочные, вулканогенные, интрузивные, метаморфические образования, а также фрагменты серпентинитового меланжа.

Наиболее древние породы представлены черными массивно-слоистыми фтанитами и онколитовыми доломитами, относимыми к раннему—среднему ордовику (аккудукская свита). Широкое развитие имеют терригенные комплексы силура—девона. Кремнисто-углеродистые черные граптолитовые сланцы лландовери встречаются лишь в виде разрозненных фрагментов. В ненарушенных тектонических пластинах нижняя часть этого разреза представлена граптолитовыми глинистыми сланцами и аркозовыми песчаниками позднего венлока—пржидоли. В верхней части распространены запесоченные алевролиты, грубозернистые полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты широкого возрастного диапазона — от лохкова до франка. В виде тектонических глыб в меланже присутствуют все элементы терригенного комплекса.

Не менее широко среди глыб представлены образования карбонатно-терригенно-кремнистого комплекса. В его разрезе выделяются три стратиграфические единицы. Низы слагают битуминозные аргиллиты и калькарениты раннего венлока—пржидоли, содержащие богатые комплексы граптолитов, конодонтов, остракод, мшанок. Средняя, лохковско-визейская часть состоит преимущественно из кремней-радиоляритов с многочисленными конодонтами. Венчают разрез известняки визейского и башкирского ярусов, охарактеризованные конодонтами, гониатитами, криноидеями. В глыбах присутствуют отдельные части триады, реже наблюдаются глыбы, состоящие из двух смежных частей разреза.

Глыбы карбонатного состава представлены грубослоистыми известняками с криноидеями и брахиоподами позднего силура—раннего девона, а также оолитовыми известняками с фораминиферами визе.

Глыбы изверженных пород в меланже представляют собой три структурно-вещественных комплекса. Это фрагменты офиолитового комплекса силурийско-девонского возраста, образующие глыбы толеитовых базальтов и их туфов, микродиабазов, гарцбургит-пироксенит-габброноритовых расслоенных тел, тектонизированных серпентинитов (рис. 27).

Фрагменты известково-щелочного вулканогенного комплекса островодужного типа раннего—среднего карбона представлены глыбами агломератовых туфов и лав андезитов, трахиандезитов, андезито-дацитов с прослоями и линзами кремней, кремнистых сланцев и известняков, частями вулканических построек с жерла-

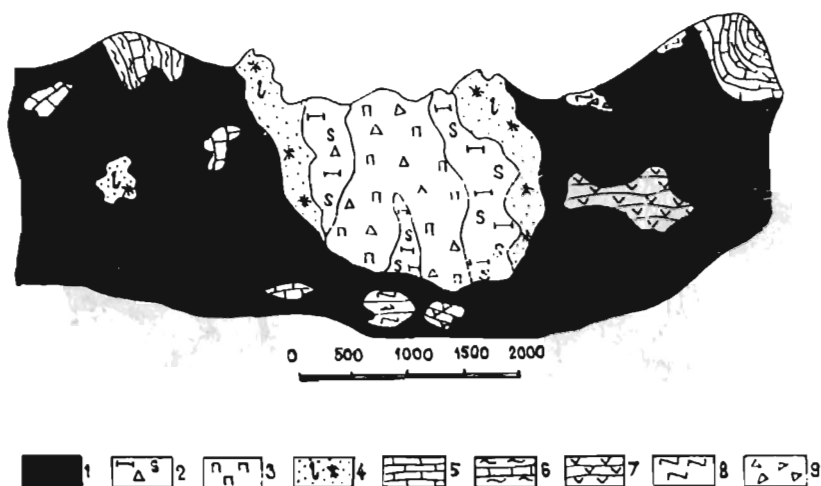


Рис. 27. Глыба пород расслоенного комплекса в полимиктовом терригенном меланже участка Туль.

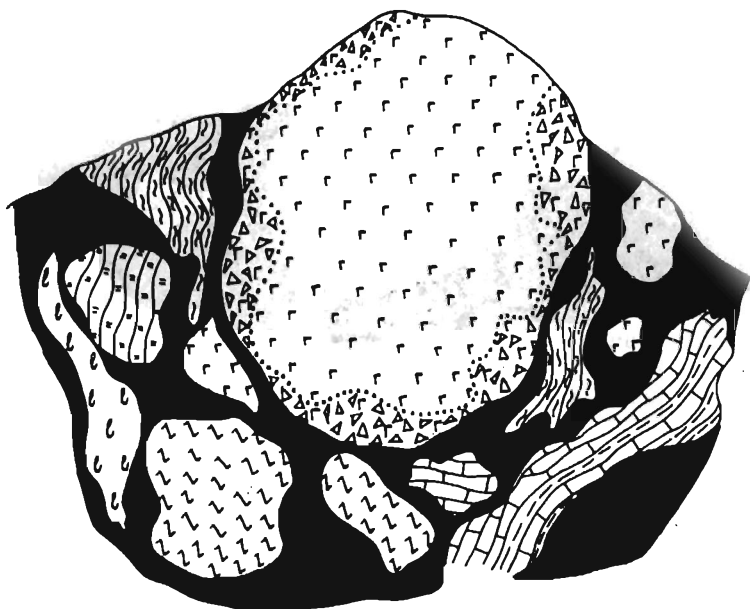
1 — матричный тектонит терригенного меланжа, 2 — серпентиниты, 3 — пироксениты, 4 — листвениты, 5 — известняки, 6 — чередование известняков и аргиллитов, 7 — базальты, 8 — фтаниты, 9 — брекчирование пород.

ми, лапиллиевыми горизонтами, лахаровыми брекчиями. Встречены глыбы высокотитанистых гранофировых конга-диабазов.

В северной части полосы меланжа широко развиты глыбы лиственитов, содержащих рассеянную вкрапленность киновари и самородной ртути. Скопления лиственитовых глыб образуют бескорневые рудопроявления.

Метаморфогенные образования для терригенного меланжа в целом нехарактерны. Весьма редко встречаются глыбы апобазитовых динамосланцев, возраст которых конодонтами датируется как позднедевонский—раннекаменноугольный.

Размеры глыб варьируют в широких пределах — от 0,5—1,0 м до десятков, реже сотен метров, форма их в плане зависит от физико-механических свойств. Компетентные глыбы обычно имеют форму, приближающуюся к изометричной (рис. 28), наиболее крупные из них — пластинообразные, ориентированные длинной осью в широтном направлении. Контакты четкие, резкие, в крупных телах круто погружающиеся в матрикс. В мелких глыбах контакты как крутые, так и субгоризонтальные. В последнем случае морфологические различия глыб и фрагментов пластин, перекрывающих меланж, стираются. Вокруг глыб часто наблюдается тектоническая рубашка мощностью 0,3—1,0 м из своих же обломков дресвяной размерности. Когда такая рубашка отсутствует, вблизи глыб матрикс меланжа перетерт до пудры и обогащен лимонитом или гематитом. Более мелкие (до 0,05—0,8 м) обломки компетентных пород превращаются в идеальные шары или рулето-



0 3 6 9 12 м

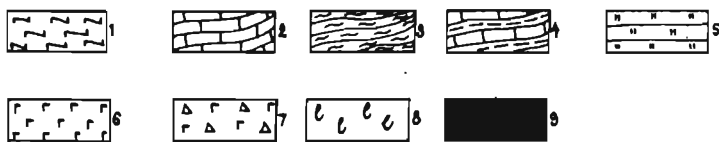


Рис. 28. Компетентные глыбы в терригенном меланже.

1 — фтаниты, 2 — известняки, 3 — углеродисто-кремнистые сланцы, 4 — калькарениты, аргиллиты, 5 — кремни-радиоляриты, 6 — конга-диабазы, 8 — листвениты, 9 — матричный тектонит.

образные будины (обдавыши). Отдельные такие шары сложены уплотненным терригенным меланжем, образованным мелкими обломками различных по составу пород, сцементированными милонитами по сланцам лландовери.

Некомпетентные глыбы силурийских сланцев в плане имеют сложную конфигурацию с многочисленными заливами и выступами. Размеры глыб, как правило, более крупные, чем у компетентных пород. Тектонические рубашки вокруг некомпетентных глыб отсутствуют. В случае совпадения литологических особенностей глыбы и матрикса их различия часто стираются (рис. 29). Внутренняя структура некомпетентных глыб часто характеризуется напряженной складчатостью и несколькими системами кливажа. Глинистые сланцы в различной степени филли-

Рис. 29. Некомпетентные глыбы углеродистых сланцев ландоверийского возраста в матричном тектонике терригенного меланжа.

1 — интенсивно тектонизированный и 2 — слаботектонизированный матрикс меланжа; 3 — ландоверийские сланцы.



тизированы. В глыбах терригенно-карбонатного состава наблюдается интенсивный будинаж прослоев известняков и филлитизация сланцев (рис. 30).

Размещение глыб в матриксе по латерали и вертикали в целом хаотическое, однако наблюдается тяготение обломков офиолитовых пород к северной части полосы меланжа и к участкам с апочерносланцевым матриксом (см. рис. 25).

Фрагменты тектонических пластин, «плавающие» на терригенном меланже, представлены образованиями терригенно-кремнистого, карбонатного и вулканогенного (островодужного) структурно-вещественных комплексов. Разрез этих комплексов и их возраст приведены выше.

Фрагменты пластин, сложенные породами разных комплексов, предельно изолированы друг от друга. Форма пластин в плане изометричная, эллипсовидная или неправильная. Максимальные размеры не превышают 2–3 км. Мощность тектонических останцов от первых десятков до 100–150 м. Подошвы пластин субгоризонтальны или полого (10–20°) наклонены на север, что принципиально отличает их от крупных глыб в меланже. Внутренняя структура пластин по отношению к подошве резко дискордантна, хотя имеются случаи субогласных взаимоотношений (см. рис. 25).

В пластинах отмечаются следующие морфологические типы внутренней структуры: крутые и пологие моноклинали, осложненные простыми флексурами; простые синклинали; сложно построенные изоклинали с развитым будинажем и гофрировкой в нижней части пластин, переходящие выше в более

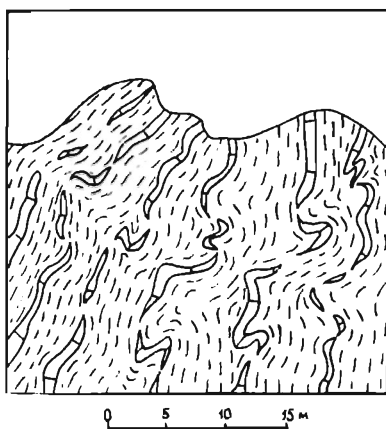


Рис. 30. Будинированные слои калькаренитов среди аргиллитов.

Глыба в обнажении терригенного полимиктового меланжа.

простой структурный рисунок. Последнее отчетливо выражено в мощной (500—600 м) двучленной пластине терригенного комплекса позднего силура—раннего девона, которая структурно перекрывает тектонический меланж с юга.

В нижней части пластины терригенные породы приобретают плейчатость; глинистые сланцы и алевролиты интенсивно раскливажированы; песчаники и гравелиты будинированы и рассланцованы, а галька конгломератов раздавлена. Повсеместно наблюдается сильнейшая филлитизация глинистых пород. Вверх от подошвы пластины на протяжении 150—200 м степень преобразования толщи постепенно ослабевает. Матрикс меланжа непосредственно под пластинами существенных изменений не претерпевает. В ряде мест пластическое вещество меланжа по крутым трещинам внедряется в тело пластин, выполняя рассечки мощностью в несколько метров.

Меланж подстилает фрагменты пологих тектонических пластин разнофациального состава с автономной и нередко резко дискордантной структурой по отношению к подошве пластин. Состав пород, входящих в эти пластины, всегда имеет свои аналоги в составе тектонических глыб меланжа. В конкретном участке развития пород тульского меланжа (район пос. Туль, см. рис. 25) не все глыбы имеют вещественные аналоги в перекрывающих пластинах. На этом участке отсутствуют пластины офиолитов среднего палеозоя и кембрийско-ордовикских фтанитов и доломитов, глыбы которых есть в меланже. Однако несколько восточнее, на правом берегу р. Сох, откартированы фрагменты кембрийско-ордовикской пластины, а южнее (левобережье р. Сох в районе пос. Каратой и в Сарталинской полосе) меланж подстилает пластины офиолитового комплекса. Исключением являются динамосланцы канского комплекса, аналоги которых в виде пластин на меланже не встречены.

Характерная особенность тульского меланжа — отсутствие

признаков динамометаморфизма пород матрикса. В этом отношении ему может быть противопоставлен другой — полимиктовый гипсово-карбонатный тип меланжа, слагающий прерывистую полосу в южной части зоны развития меланжей тульского типа.

Серпентинитовые меланжи. Этот класс микститов хорошо известен широкому кругу геологов, его описанию посвящена обширная литература и в большинстве случаев при геологосъемочных работах серпентинитовые меланжи успешно картируются. Для Туркестано-Алая они детально описаны в работах Г. И. Макарычева [29] и С. А. Куренкова [18, 19] и др. Однако это весьма широкая гамма меланжей, формирование которых связано с самыми разными геодинамическими условиями. Наиболее распространен и известен серпентинитовый меланж основания офиолитовых покровов, отдельные примеры строения которого будут охарактеризованы ниже. Значительно хуже изучены полимиктовые серпентинитовые меланжи офиолитовых структур. Канская сутура Туркестано-Алая — один из типичных примеров структур такого рода. Далее изложены данные упомянутых исследователей в совокупности с результатами, полученными в процессе специального разномасштабного картирования.

Серпентинитовые меланжи основания офиолитовых покровов в Южном Тянь-Шане закартированы в основании Киргизатинского аллохтона, сложенного преимущественно основными вулканитами офиолитовой ассоциации. В современной структуре меланж слагает серию небольших тектонических линз, приуроченных к плоскости шарьяжа (рис. 31).

Протяженность полосы меланжа, который обнажается по бортам р. Киргизата в районе кишл. Шамшалы, по данным С. А. Куренкова [19], достигает 3 км, мощность не превышает 250—300 м. Матриksom меланжа являются сильно тектонизированные серпентиниты, которые на отдельных участках превращены в рыхлый милонит. Глыбы в составе меланжа представлены плотными баститовыми серпентинитами, габбро-диабазами, спилитами, диабазами, кремнями и яшмами. Размеры их обычно не превышают 5—10 м (рис. 32).

Сходное строение, по данным того же автора [19], имеет серпентинитовый меланж в районе перевала Джейранбель (междуречье Абшир—Чиле), где он обнажается в основании офиолитового покрова (рис. 33). Здесь также описаны интенсивно тектонизированные рыхлые серпентиниты, слагающие матриксу меланжа. Только на небольших локальных участках сохраняются черные плотные хризотил-антигоритовые серпентиниты с баститом. Глыбы в меланже представлены амфиболовыми габбро с такситовой макроструктурой, габбро-диабазами, родингитами, которые тяготеют к северной границе меланжа, листовитами, реже отмечаются спилиты, диабазы, тонкослоистые кремни и яшмы. В еди-

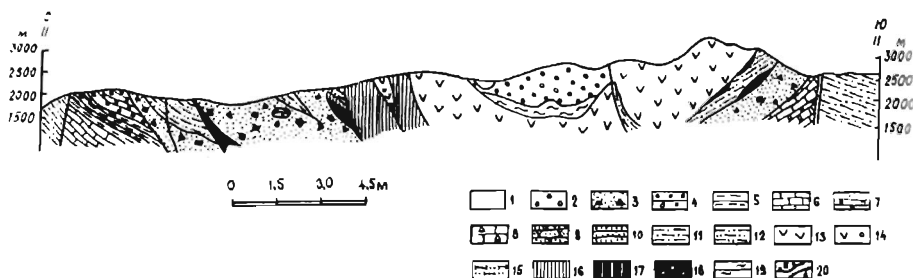


Рис. 31. Геологический разрез через центральную часть Киргизатинской синформы (Куренков, 1983).

1 — четвертичные отложения; 2 — молассы среднего—верхнего карбона; 3 — олистостромовые толщи нижнего—среднего карбона; 4—9 — карбонатные отложения (4 — нижнего—среднего карбона, 5 — верхнего девона—нижнего карбона, 6 — среднего—верхнего девона, 7 — нижнего—среднего девона, 8 — верхнего силура—нижнего девона, 9 — кембрия); 10—12 — терригенные отложения (10 — нижнего—среднего девона, 11 — нижнего—верхнего силура, 12 — нижнего силура); 13—14 — вулканогенные отложения основного состава (13 — нижнего—среднего девона, 14 — ордовика?—силура); 15 — кремнистые отложения ордовика?—силура; 16 — комплекс параллельных даек; 17—18 — серпентинитовые меланжи (17 — мономиктовые, 18 — полимиктовые); 19 — метаморфические сланцы; 20 — тектонические нарушения а — надвиговые, б — крутопадающие.



Рис. 32. Схема строения подшарьяжного мономиктового меланжа в Шамшалинской тектонической линзе в бас. р. Киргизата (Куренков, 1983).

1 — терригенная олистострома; 2 — олистолит массивных известняков; 3 — глинистые сланцы; 4 — эффузивы основного состава; 5 — родингиты; 6—7 — тектонизированные серпентиниты (6 — разлинзованные и развальцованные, 7 — милонитизированные); 8 — граница четвертичных накоплений.

нических случаях наблюдаются черные глинистые сланцы. Размеры глыб варьируют от нескольких до десятков, иногда достигая 80—100 м. Преобладают блоки удлиненной формы, причем их длинные оси вытянуты по простиранию всей зоны меланжа. Глыбы в меланже занимают не более 30 % объема.

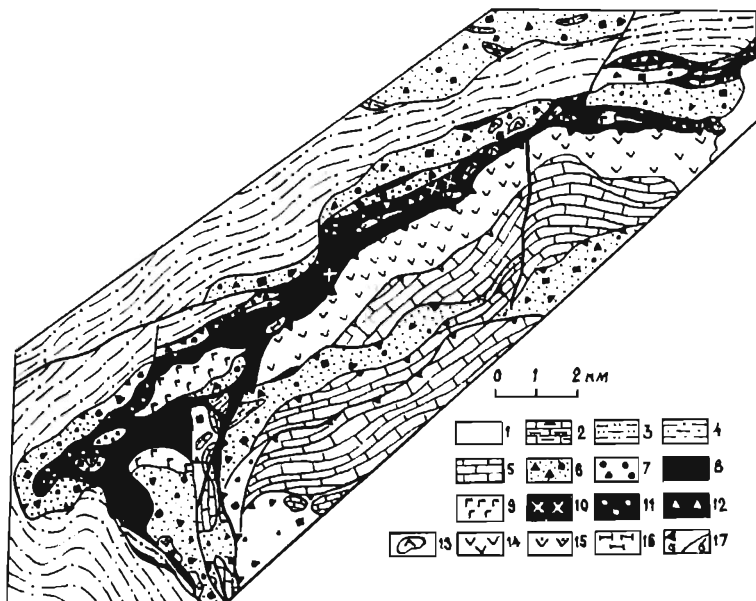


Рис. 33. Схема строения Джейранбельского офиолитового аллохтона (Куренков, 1983).

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний кембрий: известняки; 3—5 — силурийские отложения (3 — лландоверийский ярус: сланцы, 4 — венлокский—лудловский ярусы: песчаники, сланцы, 5 — верхний отдел: известняки); 6—7 — ниже-среднекаменноугольные олистохромы (6 — полимиктового, 7 — офиолитового состава); 8—16 — породы офиолитовой ассоциации (8 — тектонизированные серпентиниты, 9 — амфиболовые и полосчатые габбро, 10—12 — внемасштабные компоненты меланжа: 10 — габбро, 11 — родингиты, 12 — габбро-диабазы, 13 — листвениты, 14—16 — вулканогенно-кремнистые толщи силура: 14 — спилиты, диабазы, яшмоиды, кремни, 15 — пикритовые порфириды, 16 — кремни); 17 — разрывные нарушения а — надвиговые, б — крутопадающие.

Перекрывается меланж вулканогенно-кремнистой толщей мощностью около 300 м.

Изучение серпентинитовых меланжей, подстилающих офиолитовые покровы Туркестано-Алая, показало, что их характеризует мономиктовость состава, интенсивная тектонизация матрикса при преобладании матрикса над включениями, сравнительно малая мощность и прерывистость распространения.

Серпентинитовые полимиктовые меланжи коллизионных швов (сутур) слагают широтно вытянутую полосу, протяженность которой в обнаженной части составляет 25 км при ширине 0,2—4 км (см. рис. 19). Это один из фрагментов сутуры, прослеживающейся на многие сотни километров. С севера сутура пере-

крыта мезойско-кайнозойскими отложениями, а с юга — верхнепалеозойскими флишево-молассовыми толщами карачатырского прогиба. Полное описание меланжа и связанных с ним пластин и чешуй приведены в монографиях Г. И. Макарычева, С. А. Куренкова [18, 19, 29]. Отметим только главные черты этой структуры.

Матрикс меланжа представлен тектонизированными серпентинитами, местами превращенными в тонкий перетертый агрегат. Шире всего распространены бастит-хризолитовые разности. Судя по отдельным реликтам, исходными для серпентинитового матрикса были породы дунит-гарцбургитового комплекса. В восточной части полосы появляются антигоритовые серпентиниты, возникшие, по-видимому, в результате метаморфизма хризолитовых разностей.

Тектонические включения в серпентинитах представлены обильными глыбами пород офиолитовой ассоциации (амфиболитизированное габбро, пироксениты, лерцолиты, базальтоиды, кремни и яшмы). Довольно часты глыбы лиственитов, родингитов. Форма обломков обычно неправильная, иногда округлая или овальная. Размеры колеблются от десяти сантиметров до первых сот метров (рис. 34).

Серпентинитовый меланж перекрывается или включает в себя фрагменты тектонических пластин (чешуй) разного состава. Наиболее распространены чешуи и пластины динамосланцев, сформированные за счет гипербазитов, габброидов, диабазов, базальтоидов, кремней и тонких осадков. В основном это метаморфизованные породы офиолитового ряда, хотя в некоторых случаях встречаются метакремни и метапелиты.

Большой интерес представляют крупные тела, сложенные офикальцитами, офикальцитовыми конглобрекциями и серпентинитовыми песчаниками и алевролитами (орусбулакский комплекс). Этот комплекс был изучен в междуречье Шунк—Шаматал и в районе родника Орусбулак, где офикальциты залегают непосредственно на серпентинитовом меланже.

Вблизи родника Орусбулак граница между меланжем и брекчией стратиграфическая, постепенная, переход осуществляется на протяжении 2—3 м. Серпентиниты рассечены системой полигональных кальцитовых жил, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Выше видны нечетко выраженные обломки серпентинитов среди карбонатных жил и цементирующей карбонатной массы, которые сменяются серпентинитовой брекчией, погруженной в карбонатный матрикс. Брекчия состоит из остроугольных, реже слабоокатанных обломков серпентинитов, размеры которых колеблются от долей до 10—15 см, процентный состав обломков варьирует от 5—10 до 30—40 %. Сортированность отсутствует. Заполнителем служит карбонатный материал, в котором на отдельных участках наблюдаются обломочные и полосчатые текстуры, нечетко выраженная слоистость (рис. 35). Кроме мелкообломочных брекчий в составе описываемой толщи принимают

участие крупные блоки и глыбы (0,5—4 м) серпентинитов, рассеянных многочисленными жилами карбонатного состава, а также глыбы перетолженных офикальцитовых брекчий (рис. 36).

Несколько иной состав офикальцитовые брекчии имеют восточнее, в междуречье Шаматал—Абидсай, где они сложены массивными конгломератобрекчиями преимущественно серпентинитового состава с беспорядочно хаотической внутренней структурой. Обломки представлены серпентинитами размером от первых сантиметров до 0,3—0,4 м. Как правило, сортированность отсутствует, и лишь на отдельных, весьма небольших локальных участках отмечается грубая сортированность материала, обусловленная чередованием (0,1—0,2 м) мелко-среднеобломочных разностей. Еще реже отмечается сортированность в тонкообломочных разностях, где наблюдается градационная слоистость от гравелита к мелкозернистому песчанику (рис. 37). Обломки в них состоят из угловатых зерен серпентинита, погруженных в серпентинитово-карбонатный матрикс базального типа. Кроме обломков серпентинитов, резко преобладающих, в брекчиях встречаются обломки самого разного состава: светло-серые и розовато-бурые пелитоморфные известняки, мелкообломочные известняково-серпентинитовые брекчии, средне-крупнозернистые пироксениты, амфиболитизированные и рассланцованные клинопироксениты, мелкозернистые меланократовые базальтоиды, гигантозернистые габбропегматиты, серпентинизированные пироксениты, родингиты, тальклюдисто-серпентинитовые породы, листвениты. Интересно, что эти обломки встречаются не повсеместно, а локализуются на отдельных участках.

Кроме того, в брекчиях отмечены хорошо окатанные округлые гальки и валуны (0,1—1,5 м) органогенных гастроподово-брахиоподово-гониятитовых известняков. Те же известняки слагают глыбы-олистоциты размером около 2—2,5 м. Среди этих известняков отмечаются мелкие остроугольные «обломки» (иногда их очертания очень расплывчаты), сложенные карбонат-серпентинитовой породой. Более того, раковины гониятитов и гастропод в большом количестве также серпентинизированы. Возрастной диапазон широк — от верхнего девона (брахиоподы) до верхнего визе (гониятиты) и серпуховского яруса (конодонты). С. А. Куренков эти интереснейшие образования выделил в качестве офиолитокластовых олистостром. Анализ литературного материала и данных исследований не исключает правомерности этого предположения. Однако для более точной генетической интерпретации комплекса данных недостаточно.

Соотношение осадочного серпентинитового разреза с серпентинитовым меланжем не оставляет сомнений в том, что к моменту начала образования офикальцитов серпентиниты были выведены на поверхность дна, где они подвергались гальмиролизу и механическому разрушению. Таким образом, нижний возрастной предел выведения серпентинитового меланжа на поверхность опре-

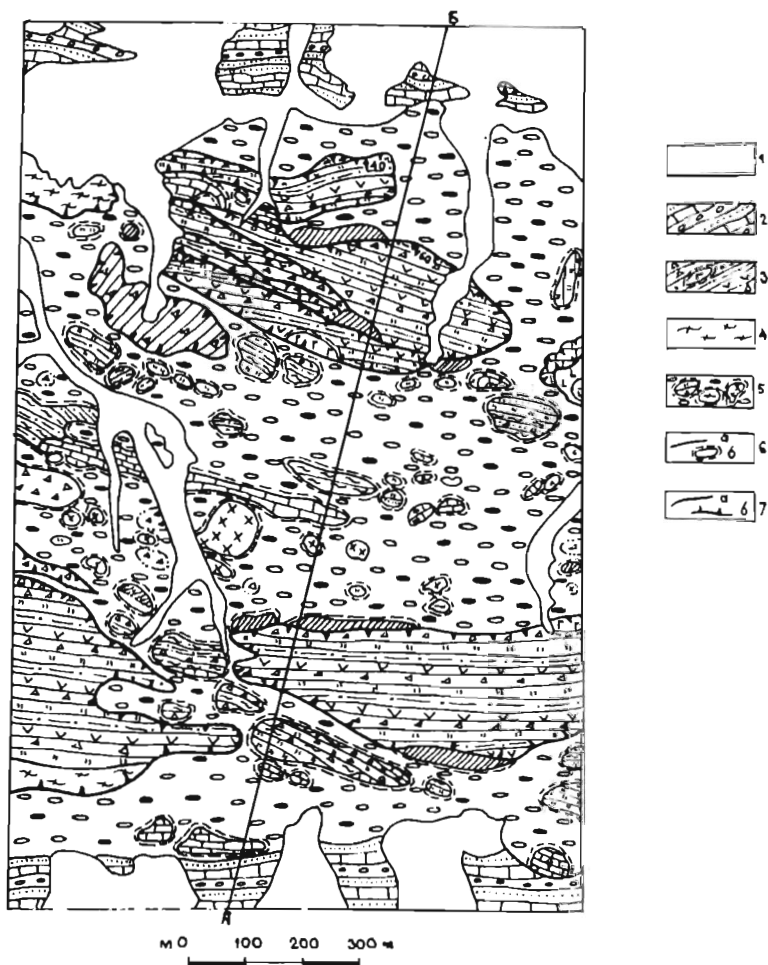


Рис. 34. Схематическая геологическая карта участка Шунк масштаба 1 : 10 000.

1 — четвертичные отложения; 2 — мезозойские известняки, мергели, конгломераты, песчаники; 3 — девонская система, средний верхний отделы, рассланцованные

деляется как верхний девон. В современной структуре осадочные серпентиниты, кроме обширных полей на теле меланжа, слагают отдельные блоки и глыбы внутри меланжа (рис. 38), что не оставляет сомнений в продолжающейся тектонической жизни этих образований.

Менее распространены блоки и чешуи переслаивающихся полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов и известняков, содержащих брахиоподы и кораллы среднего девона.

Все породы, слагающие пластины и чешуи, содержатся также внутри меланжа в виде небольших глыб и включений. Помимо отмеченных пород, меланж насыщен крупными (несколько десятков метров) и мелкими глыбами массивных известняков средне-верхнедевонского и раннекаменноугольного возраста, не имеющими своих аналогов в виде самостоятельных пластин или чешуй, и глыбами лиственитов и спессартитов.

Все перечисленные выше глыбы хаотически перемещены в теле меланжа. В восточной части Канской полосы преобладают глыбы, чешуи и пластины динамосланцев, в западной главным компонентом становятся тела осадочных серпентинитов и офикальцитов. Блоки других пород не подчиняются этой закономерности.

Несомненно, что в состав Канской сутурной зоны, преобразованной в полимиктовый меланж, вошли комплексы, формировавшиеся в разных, зачастую контрастных палеогеографических, физико-химических и тектонических условиях. Такое сочетание разных комплексов следует из самого определения офиолитовых сутурных швов — фрагментов некогда существовавших структур с океанической корой.

Полимиктовые гипсово-карбонатные меланжи обнажаются в среднем течении р. Сох в районе пос. Аугул. Образуют серию узких (150—300 м) сближенных, широко вытянутых тектонических клиньев, ограниченных крутыми разломами южного падения. Породы, слагающие акмуйнакский меланж, подвержены динамопреобразованиям низких ступеней зеленосланцевой фации.

Матрикс сложен гипсово-карбонатным (с примесью терригенного) материалом, который интенсивно передроблен и милонитизирован. Роль пластической связующей массы выполняют гипс

брекчии и алевролиты с линзами кремней, андезитов, глыбами габбро; 4 — метаморфогенные образования высокобарической ветви. Девонская система, нижний отдел, турнейский ярус, верхний отдел — каменноугольная система. Канский комплекс. Глаукофансодержащие динамосланцы (метапелиты, metabазиты, метакремни); 5 — полимиктовый серпентинитовый меланж — серпентиниты с глыбами девонских базальтов, кремней, массивных известняков, рассланцованных брекчий, динамосланцев канского комплекса, раннекаменноугольных офикальцитовых брекчий, габбро-пегматитов, габбро, пироксенитов, спессартитов; 6 — границы а — стратиграфические, б — ограничения глыб; 7 — разрывные нарушения а — крутые, б — пологие.

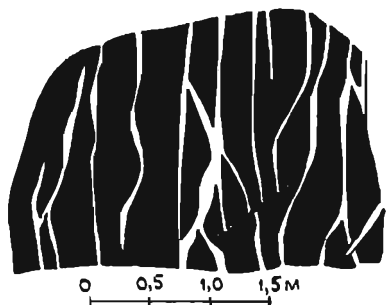


Рис. 35. Кальцитовые жилы (светлые) в серпентинитах (черные).

Обнажение в основании офикальцитовых брекчий (Канская полоса серпентинитового меланжа).

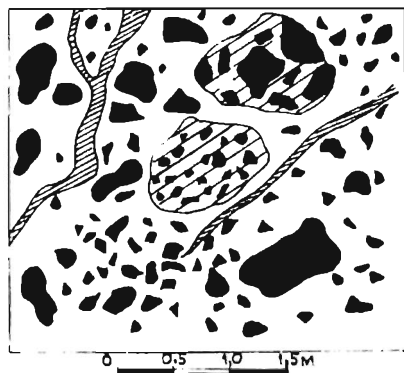


Рис. 36. Строение офикальцитовой брекчии (обнажение в районе родника Орусбулак).

1 — обломки серпентинитов, 2 — обломки офикальцитовых брекчий (штриховка — карбонатный заполнитель), 3 — карбонатный материал, 4 — кальцитовые жилы.

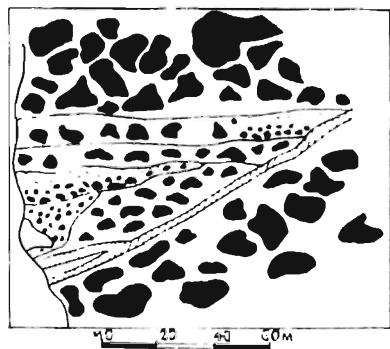


Рис. 37. Сортированность материала по гранулометрическому составу в офикальциновых брекчиях (обнажение в междуречье Шунк—Шаматал).

Черное — обломки серпентинитов, светлое — карбонатный заполнитель, штриховка — кальцитовые жилы.

и гипсоангидрит, которые цементируют более хрупкие обломки известняков размером до 2—3 см.

Глыбы, погруженные в гипсово-карбонатный матрикс, представлены хлорит-карбонат-кварцевыми, графит-серицит-кварц-альбитовыми, кварц-альбит-эпидот-актинолитовыми альбит-эпидот-актинолитовыми динамосланцами с blastsомилонитовой структурой. Породы в них интенсивно тектонизированы, широко развиты тонкое рассланцевание, метаморфическая полосчатость, плей-

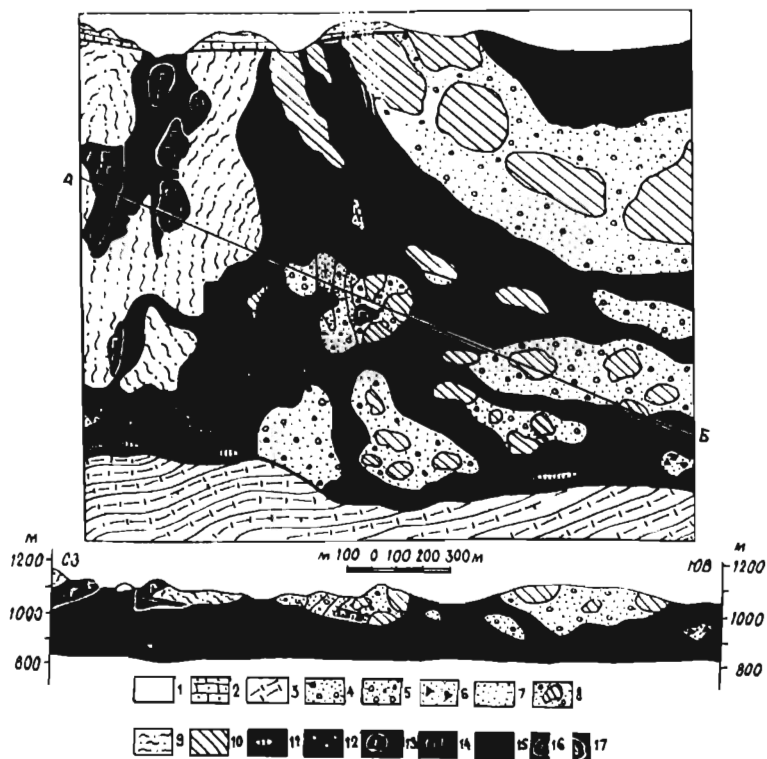


Рис. 38. Строение полимиктового серпентинитового меланжа в районе родника Орусбулак (Куренков, 1983).

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний мел: красные известняки, аргиллиты; 3 — средний карбон: песчаники, алевролиты, кремни, известняки; 4—8 — олистостромы (4 — офикальцитовые, 5 — офикальцито-серпентинитовые, 6 — зелено-сланцево-кремнистые, 7 — серпентинитовые, 8 — крупные олистолисты); 9 — зеленые метаморфические сланцы; 10 — офикальциты; 11 — листвениты; 12 — родиниты; 13 — габбро; 14 — перидотиты, серпентинизированные в различной степени; 15 — тектонизированные серпентиниты; 16 — реликтовые участки постепенного перехода от гипербазитов к габбро; 17 — зона уралитизации габбро.

чатость и зеркала скольжения. Твердые прослои будинированы и передроблены. Указанные разновидности слагают участки неправильной формы, за счет чего меланж имеет характерную пеструю (зелено-черно-фиолетово-желтую) окраску. Сильные динамопреобразования затрудняют восстановление первичного состава пород. Сохраняются реликтовые участки и микроструктуры, указывающие на присутствие в матрике меланжа терригенных и эвапоритовых отложений силурийско-девонского возраста, а также живецких эксплозивных образований, входящих в алайский разрез. Не исключено, что такие динамосланцы развиваются по тектониту типа матрикса меланжей тульского типа.

В составе глыб акмуйнакского меланжа распространены, кроме того, динамосланцы по известнякам, доломитам, эвапоритам, сланцам, песчаникам, кислым вулканитам и кварцевым монцонитам. Форма глыб в плане изометричная, неправильная лапчатая или линзообразно удлинённая. Размеры их варьируют от первых до 15×300 м. Определения конодонтов из глыб карбонатного состава укладываются в интервале от позднего силура до среднего карбона включительно. Кроме того, в меланже присутствуют кварц-талък-карбонат-полевошпатовые динамосланцы, образовавшиеся по коллизионным раннепермским кварцевым монцонитам.

Динамометаморфизм накладывается как на матрикс, так и на глыбы. Характер метаморфизма неравномерный, пятнистый. Среди бластомилонитов сохраняются реликтовые участки сравнительно слабоизменённых пород (филлиты, мраморизованные известняки с ангидритами и гипсами).

В составе глыб метамеланжа отсутствуют характерные для тульского меланжа породы офиолитового ряда, которые легко распознаются и в метаморфизованном виде. Судя по этому, акмуйнакский меланж отличается от тульского и вряд ли может сопоставляться с ним напрямую.

Остается не вполне ясным такой важный вопрос, как временное соотношение тектонизации и динамометаморфизма. Тектонизация могла происходить одновременно с метаморфизмом, но могла и начаться раньше, вне зоны динамометаморфизма. В дальнейшем этот меланж мог попасть в условия динамометаморфизма. Форма блоков и четкая наложенность динамометаморфизма как на матрикс, так и на глыбы, скорее говорит в пользу последнего предположения. Разумеется, тектонизация меланжа продолжалась и в процессе динамометаморфизма, а затем при его выведении на поверхность при диапиризме.

МИКСТИТЫ СЛОЖНОГО ГЕНЕЗИСА

К микститам сложного генезиса мы относим геологические тела, микститовая природа которых определялась двумя или более этапами микститообразования. При этом возможны различные комбинации описанных выше микститов. Например, олистостромы с глыбами олистостром другого типа; олистостромы с глыбами меланжа; меланж с глыбами олистостром другого типа; олистостромы с глыбами меланжа; меланж с глыбами меланжа другого типа; меланжированные олистостромы и т. д.

Микститы сложного генезиса в литературе почти не описаны. Исключение составляет лишь францисканский комплекс (меланж по олистостроме), детально изученный и описанный как комплекс зоны аккреции [45—50, 53, 57, 59]. В то же время опыт работы на геодинамическом полигоне показывает, что микститы сложного

генезиса играют значительную роль в геологическом строении Туркестано-Алая и недооценка их может привести к искажению интерпретации геологического развития региона. Подобное заключение, по-видимому, справедливо и по отношению к другим покровно-складчатым сооружениям.

Поскольку микстит сложного генезиса по отдельным своим параметрам аналогичны рассмотренным выше простым типам, необходимо иметь в виду, что характеристика конкретного геологического тела этого типа будет складываться из особенностей, характерных для микститов, интегрированных в данном теле. Учет возможности выявления таких микститов может помочь при изучении и дискриминации конкретных тел.

Наиболее полно в Туркестано-Алае изучен микстит сложного генезиса, представленный *тектонизированными фронтальными олистостромами*. Формирование этого класса микститов тесно связано с тектоно-гравитационными фронтальными олистостромовыми комплексами, развитие которых контролируется тектоническими покровами и надвигами.

Терригенные полимиктовые меланжи данного типа развиваются в подошвах покровов за счет тектонизации олистостромового комплекса, который формируется перед фронтом надвигающегося покрова. Меланж имеет нечетко выраженный постепенный нижний контакт, которым отделяется от подстилающих олистостром, и хорошо выраженный тектонический верхний контакт, по которому его перекрывают образования покрова. Мощности таких меланжей обычно невелики и не превышают 100—250 м. Они образуют пластинообразные и линзовидные тела, внутренняя структура которых конкордантна подошве покрова.

Микстит описываемого типа распространен в верховьях руч. Дараут, где структурно перекрывает фронтальный тектоно-гравитационный олистостромовый комплекс (см. выше). Его в свою очередь перекрывает покров, сложенный карбонатными образованиями значительной мощности — более 1000—1500 м. Ширина выходов микститов достигает 300—400 м, видимая протяженность более 5 км (см. рис. 1, 39).

Матрикс меланжа представлен тектонизированными флишевыми образованиями. В нем наблюдаются незакономерно расположенные участки интенсивного расщепления, будинирования и милонитизации. Более компетентные породы, как правило, образуют четко выраженные округло уплощенные обдавыши, размер которых колеблется от 1—2 см до 0,5—1,5 м. Глинистые разности обычно полностью тектонизированы и превращены в милонит.

Включения в описываемом меланже представлены теми же разновидностями пород, что и в олистостромовом комплексе. Исключением являются глыбы гранит-порфиров и кварцевых порфиров, которые не отмечены в составе олистостромового комп-

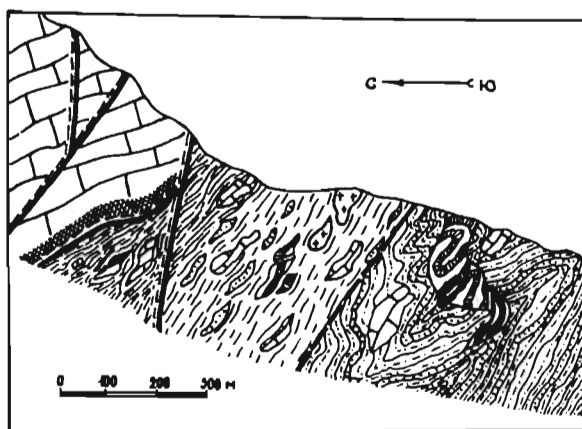


Рис. 39. Строение тектонизированной фронтальной олистостромы в верховьях руч. Дараут.

1 — аллохтонный комплекс известняки девона; 2 — тектонизированная фронтальная олистострома; 3 — олистостромовый комплекс: средне-позднекаменноугольный флиш с олистолитами; 4—6 — глыбы в меланже и олистостроме (4 — гранитоиды, 5 — известняки девона—нижнего карбона, 6 — девонские кремни-радиоляриты); 7 — разрывные нарушения; 8 — брекчированные известняки.

лекса. Размеры глыб и включений в меланже колеблются от первых сантиметров до первых, редко первых десятков метров, но не превышают 50 м.

Они представлены образованиями кремнистого конденсированного разреза — кремнями-радиоляритами девона, известняками и кремнями нижнего—среднего карбона. Не менее часто среди описываемых образований отмечаются глыбы известняков, которые являются фрагментами карбонатного разреза. Кроме того, в составе меланжа, как было отмечено выше, присутствуют глыбы кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

Все глыбы несут на себе следы активной тектонической проработки, выражающейся в их будинированности, разлинзовании, наличии многочисленных зеркал и борозд скольжения, интенсивной милонитизации отдельных участков. Нередко они

приобретают характерную факоидальную форму. Расположение гнейз давления в таких факоидах фиксирует вектор перемещения вещества в меланже в направлении с севера на юг, что хорошо согласуется с вергентностью складок в карбонатном покрове и падением его плоскости сместителя.

Кроме инородных глыб и включений, в меланже зафиксированы нетектонизированные или сравнительно слаботектонизированные участки первичных пород, по которым развился матричный тектонит меланжа. Они представлены тонкоритмичным чередованием разнозернистых песчаников (лититовых граувакк, реже калькаренитов) и алевролитов. Мощности ритмитов не превышают 0,5—1,0 м, в них наблюдается градационная слоистость обломочного материала. В песчаниках найдены фораминиферы московского яруса среднего карбона, что служит дополнительным признаком для их идентификации с флишевыми отложениями, вмещающими олистостромовые образования. Размеры этих нетектонизированных блоков невелики и обычно не превышают первых метров. Границы их расплывчаты и постепенны.

Известняки в подошве покрова также интенсивно тектонизированы, передроблены. Они разбиты на многочисленные блоки размером от первых сантиметров до первых метров. По границам таких блоков наблюдаются разноориентированные зеркала и борозды скольжения. Мощность этих тектонических брекчий варьирует от 1—5 до 20—30 м.

МИКСТИТЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Выявление микститов при геологическом картировании имеет большое значение, так как повышает его качество и информативность. Микститы являются геологическими образованиями, несущими в себе уникальную геодинамическую информацию, позволяющую реставрировать условия и историю развития региона, необходимые для правильного прогнозирования полезных ископаемых. Конкретный тип микстита образуется в достаточно жестко определенных условиях, отражающихся на его особенностях. Следовательно, по этим особенностям можно восстановить и сами условия его формирования.

Геодинамическая интерпретация микститов на примере Туркестано-Алая. Всякая интерпретация носит вероятностный характер, что в полной мере относится и к микститам. Предлагаемая интерпретация всего лишь вариант, не исключающий других возможных моделей формирования олистостром и меланжей. Оговоримся, что если для олистостром модели образования достаточно известны и хорошо отработаны, то для меланжей, и прежде

всего для меланжей сутурных швов и зон внутриконтинентальной субдукции, они еще только разрабатываются.

Все изученные микститы Туркестано-Алая в генетическом плане можно объединить (схема 2) в три обширных группы. Это — микститы пассивных окраин, микститы, образование которых связано с покровообразованием, и микститы субдукционные.

Микститы пассивных окраин представлены группой гравитационных олистостром, наиболее обычны из которых терригенные, а менее распространены кремнистые и карбонатные. Механизм образования всех этих типов сходен и контролируется силами гравитации в условиях водонасыщенных осадков на континентальном склоне. Попадание ксеногенного материала можно объяснить двумя способами. Первый — это захват пород цоколя телом оползня при достижении критической массы осадка при определенном угле наклона, и второй — захват ксеногенных пород в результате действия лавинной седиментации главным образом за счет существовавших уступов коренных пород.

Для кремнистых гравитационных олистостром один из вероятных механизмов образования, связанный с обвальными оползневыми процессами, был рассмотрен выше. Кроме обвально-оползневого механизма возможным вариантом представляется их образование в наиболее дистальной части подводных конусов в так называемом межфеновом пространстве. Подтверждением этому может служить автокластический характер брекчий в кремнях, сопровождающих крупные глыбы. Наличие же последних можно объяснить большой кинетической энергией крупных глыб, при-

Схема 2



обретенной ими при транспортировке, что позволяло этим глыбам удаляться в межфеновое пространство и стимулировать оползание кремнистого геля даже при незначительных углах наклона дна (3—4°).

Если кремнистые гравитационные олистостромы характеризуют дистальные фации осадков склона пассивной окраины, терригенные—средние, то карбонатные, скорее проксимальные, типичны для перегиба от шельфа к континентальному склону.

Подчеркнем, что образование гравитационных олистостром обнаруживает связи с сейсмогенными факторами, чем они в принципе отличаются от листрических тектоно-гравитационных олистостром рифтогенных структур.

Микститы, связанные с покровообразованием. К ним нами отнесены фронтальные и тыловые тектоно-гравитационные олистостромы, а также терригенные и серпентинитовые меланжи оснований покровов.

Происхождение фронтальных олистостром определяется дискретно проявляющимися тектоническими подвижками покровов в сторону прогиба перед фронтом надвига, обрушением его лобовых частей и гравитационной транспортировкой обращенных частей в бассейне седиментации.

Тыловые олистостромы свидетельствуют о крутом наклоне пластины, а значит, о принадлежности ее к корневой системе аккреционной призмы и, следовательно, близости к зоне субдукции.

Терригенные меланжи оснований покровов могут формироваться как за счет тектонизации фронтальных олистостром (полимиктовый тип), так и за счет расчешуивания терригенного покрова и тектонизации его основания (мономиктовый тип).

Формирование микситов данного класса происходит под влиянием процессов тектонических деформаций, обусловленных воздействием тектонических покровов, надвигов и чешуй на нижележащие образования, которые, как правило, характеризуются высокой пластичностью. При этом в образованиях, структурно подстилающих покровы, надвиги и чешуи, возникают тектонически переработанные участки, зоны, в которые заключены нетектонизированные блоки пород. Кроме того, в виде тектонических глыб в тектонизированном матриксе подшарьяжных меланжей часто содержатся отторженцы перекрывающих их покровов. Обычно они сложены более компетентными образованиями, несут на себе отчетливые следы тектонического воздействия — штрихи, борозды, зеркала скольжения, часто они обжаты, развальцованы, в них наблюдаются участки тектонических брекчий.

Необходимо отметить, что подшарьяжные меланжи фиксируются в подошвах далеко не всех покровов. В Туркестано-Алайской складчатой области, например, в основании мощного

Тегермачского покрова, видимая амплитуда перемещения которого даже в современном срезе достигает 15—20 км, не отмечается сколько-нибудь заметных тектонических деформаций, за исключением малоомощной зоны расланцевания и кливажа, не превышающей 3—5 м. В то же время внутри покровов, сложенных, как и Тегермачский покров, терригенными образованиями склона пассивной континентальной окраины, нередко наблюдается автокластический мономиктовый меланж в подошвах сравнительно малоамплитудных надвигов и чешуй (рис. 40). На наш взгляд, подобные несоответствия вызваны различием в возрасте покровно-надвиговых деформаций. В первом случае — покров доскладчатый, во втором — надвиги и чешуи формируются в условиях коллизионно-складчатой структуры.

Серпентинитовый меланж основания офиолитовых покровов формируется, по-видимому, за счет серпентинизации блоков перидотитов офиолитового разреза, в дальнейшем выжимающихся вдоль поверхности надвига в виде протрузий. Представляется, что расстояния этих перемещений были относительно малы, из-за чего комплекс ксеногенного материала характеризуется однообразием, или мономиктовостью.

Микститы коллизионных швов. Наиболее характерны для них меланжи в сочетании с некоторыми другими типами микститов. Коллизионные швы имеют различную природу и в зависимости от механизма их формирования делятся на сутуры первого порядка (закрывшиеся океаны в результате субдукции Беньюфа) и сутуры второго порядка (закрывшиеся рифтогенные структуры с последующим наложением процессов субдукции Амштутца).

Характерная отличительная черта меланжей, формирующихся в зонах субдукции, — отсутствие видимой связи и приуроченности к определенным конкретным структурам, что более типично для терригенного и менее — для серпентинитового меланжа. Меланжи этого типа образуют геологические тела значительной мощности, обнаруживают в различной степени секущее положение по отношению практически ко всем более ранним структурно-вещественным комплексам. Эти геологические тела формировались в свое время в условиях высокой сейсмичности и служили как бы наполнителем древних сейсмофокальных зон, в которых происходила частичная деструкция более ранних СВК по механизму, близкому к тектонической эрозии, происходящему в пределах современных границ конвергентных плит.

С глубиной вещество меланжевых тел этого типа попадает в зону пластических течений и под воздействием факторов высокобарического метаморфизма может преобразовываться в динамосланцы, которые впоследствии могут выводиться на поверхность. Механизмы выведения на поверхность таких метаморфитов не вполне ясны, однако ассоциация их с высокопластичными породами, способными создать эффект диапиризма, наталкивает на мысль

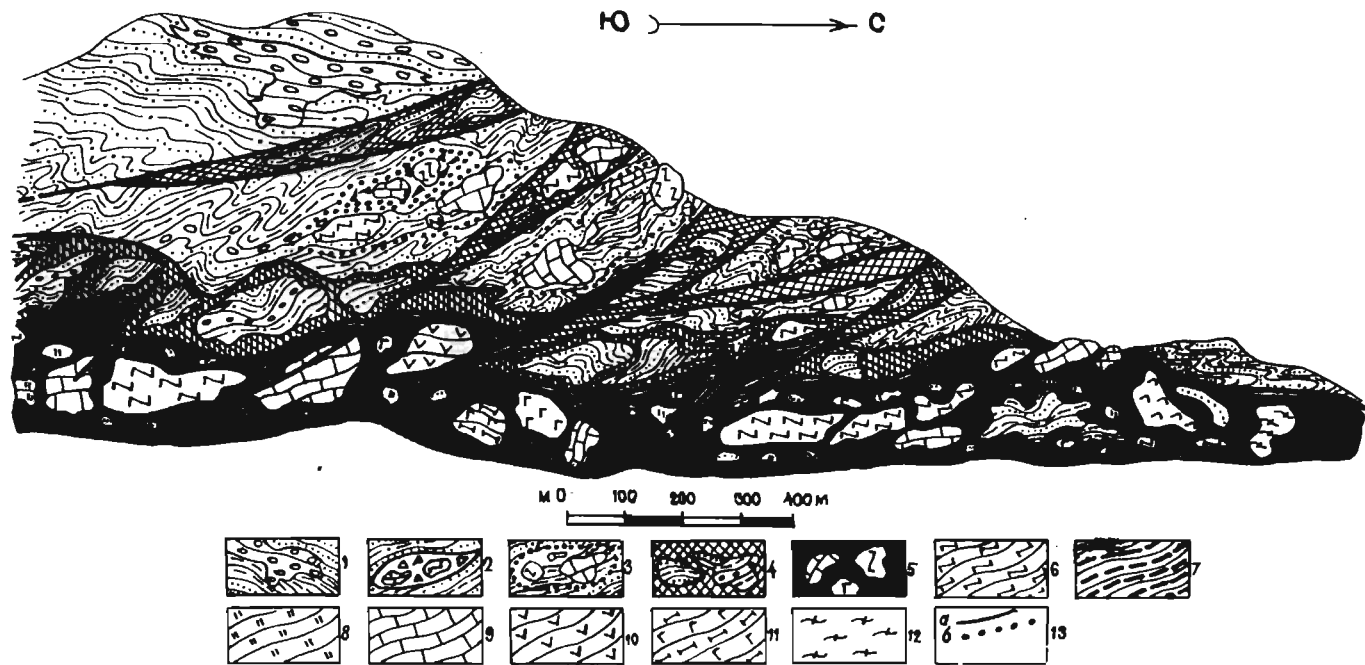


Рис. 40. Принципиальная схема структурного положения и соотношений терригенной гравитационной олистостромы, терригенных полимиктовых и мономиктовых меланжей в бас. р. Сох.

1—3 — силур—девон: терригенный комплекс с телами гравитационных олистостром (1 — тонкоритмичные турбидиты: гравелиты—песчаники—алевролиты с линзами конгломератов, 2 — турбидиты с олистостромовыми телами первого и 3 — второго тила); 4—5 — средний—верхний карбон: тектоногенные образования — терригенные меланжи (4 — мономиктовый автокластический, иногда по олистостромам, 5 — полимиктовый); 6—12 — глыбы, их состав (6 — фтаниты ордовика?, 7 — углеродистые сланцы, 8 — кремни-радиоляриты, 9 — известняки, 10 — базальтоиды, 11 — фрагменты расслоенного комплекса, 12 — динамосланцы); 13 — контакты а — тектонические, б — ограничения олистостромовых тел.

именно о диапировой природе выведения метаморфитов на поверхность. В одном случае эффект диапиризма создается за счет серпентинитов (субдукция Б), в другом — за счет эвапоритов (субдукция А). Следует отметить, что последний случай распространен в природе значительно реже, так как требует совмещения различных случайных элементов (заложение внутриконтинентальной субдукции по древней рифтогенной структуре), в то время как ассоциация серпентинитового полимиктового меланжа с динамосланцами отмечается практически во всех известных сутурах.

Микститы зоны субдукции Беньюфа. Для палеосубдукционных швов характерна следующая ассоциация разнотипных микститов: серпентинитовый меланж с блоками динамосланцев, тыловые олистостромы и офикальцитовые брекчии.

Меланжи, связанные с зонами субдукции океанической плиты под континентальную, чаще всего имеют полимиктовый, существенно офиолитокластовый состав и серпентинитовый матрикс, за счет чего они и получили название «серпентинитовый меланж». Их формирование значительно растянуто во времени, происходит в три этапа и охватывает интервал от раскрытия спрединговой структуры, когда начинается процесс серпентинизации мантийного перидотита (гарцбургита), частичной его деструкции в зонах субдукции, и до протрузивного его развития в уже сформировавшейся коллизионной структуре. Наиболее важен второй этап, в результате которого меланж этого типа приобретает определяющие черты: полимиктовый, главным образом офиолитокластовый состав обломков; тектонизированный апогарцбургитовый серпентинитовый состав матрикса; ассоциации с пластинами и блоками апобазитовых и апокремнистых динамосланцев. Наличие последних среди меланжа, с одной стороны, и участие их в строении фрагментов аккреционных комплексов, с другой, позволяет считать их принадлежностью единой геодинамической обстановки — зоны Беньюфа. При попадании в зону субдукции фрагменты океанической коры, в том числе породы расслоенного комплекса, а также сам серпентинитовый матрикс при достижении определенных глубин теряют значительное количество воды, претерпевают значительные минеральные и текстурно-структурные изменения. Этот процесс, по-видимому, происходит неравномерно, за счет чего образуется сочетание более хрупких динамосланцев и более пластичных серпентинитовых, при этом процесс диапиризма вполне еще осуществим.

Наиболее представителен и достаточно хорошо изучен серпентинитовый меланж, связанный с зоной субдукции Беньюфа на Южном Тянь-Шане, — южноферганский комплекс, развитый в пределах Канского офиолитового шва в низких предгорьях северного склона Алайского хребта.

Как и в большинстве офиолитовых швов мира, здесь распространены своеобразные обломочные и обломочно-хаотические отложения офиолитового состава, называемые офиолитовыми

брекчиями или просто офикальцитами [14, 15]. Они залегают с размывом на серпентинитовом меланже или слагают тектонические блоки и глыбы внутри меланжа. Генезис этих образований однозначной трактовки в настоящее время не имеет, но офикальциты однозначно указывают на время выведения серпентинитового меланжа на поверхность морского дна, о чем свидетельствует содержащийся в них комплекс мелководной фауны.

Другая особенность палеозоны субдукции Беньюфа — наличие фрагментов ассоциирующих с серпентинитовым меланжем тыловых олистостром, указывающих на направление погружающейся пластины.

Микститы зоны субдукции Амштутца почти исключительно представлены полимиктовыми терригенными меланжами.

Роль внутриконтинентальной субдукции при формировании коллизионных структур до недавнего времени в значительной степени недооценивалась. Однако в работах некоторых зарубежных исследователей последних лет [56] достаточно аргументированно и убедительно показано, что этот процесс при определенных условиях может проявляться в весьма значительных масштабах. Возникающие при такой субдукции сейсмофокальные зоны обладают профилем, который характеризуется пологим у поверхности и более крутым на глубине залеганием. Именно по закону такой кривой располагаются очаги современных землетрясений под Памиром, Гиндукушем, Гималаями и в других местах.

К сожалению, палеоаналоги подобных сейсмофокальных зон в литературе еще практически не описаны, а современные СВК, формирующиеся в этих условиях, непосредственному изучению в значительной степени недоступны. Все это определяет относительно слабую изученность описываемых СВК, а поэтому они явились предметом особого внимания при геодинамических исследованиях на Киргизском полигоне. Тектонотип полимиктового терригенного меланжа расположен в нижнем течении р. Сох. Кроме того, в районе пос. Аугул (правый борт руч. Акмуйнак), примерно в 40 км к югу от тектонотипа, на том же меридиане описан его динамометаморфизованный аналог, выведенный на поверхность предположительно по механизму гипсово-карбонатного диапиризма, в зоне распространения которого формируется свой тип меланжа.

Таким образом, с субдукцией Амштутца нами связываются два типа меланжа — полимиктовый терригенный (тульский комплекс) и полимиктовый гипсово-карбонатный (акмуйнакский комплекс). Если первый формируется собственно в сейсмофокальной зоне, то второй непосредственно с ней не связан, а образуется за счет диапирового механизма, имеющего важное значение как фактор выведения субдуктивных динамосланцев на поверхность.

Терригенный меланж всегда подстилает деформированные доскладчатые покровы, имея с ними пологую дискордантную

границу. Такое строение и положение меланжей, как нам кажется, однозначно указывает на то, что меланж образовался после основного этапа шарьяжеобразования и деформации доскладчатых покровов.

Вероятнее всего, становление и дальнейшее преобразование меланжей тульского типа происходило в основном в позднем карбоне—ранней перми, что совпадает со временем герцинской коллизии. К сожалению, до сих пор в меланжах не удалось обнаружить глыб пород более молодых, чем раннемосковские, что несколько противоречит этой гипотезе. Впрочем, это может быть связано с более глубинным уровнем образования меланжа по сравнению с уровнем формирования коллизионных прогибов.

Весь меланж тульского типа, распространенный на северных склонах Алайского хребта, можно считать однотипным образованием, поскольку на всем протяжении и во всех полосах он сохраняет главные свои черты, в том числе структурное положение, строение матрикса и состав обломков. Если допустить, что тульский меланж не только однотипное, но и единое образование, фиксирующее зону крупного пологонаклонного поддвига, то окажется, что комплексы, слагающие пластины на меланже, и комплексы, разделяющие разные полосы меланжей, имеют одинаковое структурное положение и как бы «плавают» на терригенном меланже (см. рис. 1,42). Пологая, почти горизонтальная граница между крупными блоками известняковых и терригенно-кремнистых пластин с подстилающим меланжем доказывает геологически во многих случаях.

Особенно показательно в этом отношении левобережье р. Сох между поселками Туль и Кара-Токой. Тульский меланж в виде непрерывного пластообразного тела с полой верхней границей подстилает на севере крутозалегающие карбонатно-терригенные породы нижнего аллохтона, а южнее — толеитовые лавы офиолитового комплекса, относящиеся к верхнему аллохтону.

Модель формирования терригенного меланжа в общей системе процессов коллизии выглядит следующим образом.

После образования доскладчатых покровов и их деформации (процессы обдукционного типа) заложились крупная позднепалеозойская коллизионная сейсмофокальная зона, которая была в целом дискордантна по отношению к уже сформированной покровно-складчатой структуре (зона субдукции типа А). Эта зона в своей глубинной части скорее всего имела крутое южное падение. Как и современная зона, она имела пологий козырек, погружающийся на юг. В полой части зоны поддвига, там, где она проходила внутри деформированных терригенных комплексов силура, образовался тектонический матрикс, в который, по мере пододвигания северного блока под южный, вовлекались обломки пород вышележащих смятых тектонических пластин, вплоть до офиолитов океанической коры. Таким образом, был сформирован меланж тульского типа.

В южной, более глубокой части козырька, те же движения могли привести к образованию терригенного меланжа по пластичным породам параавтохтона. По мере пододвигания этот меланж попадал в зону формирования динамосланцев (акмуйнакский тип меланжа). Возможна также и тектоническая эрозия части меланжа тульского типа.

Аугульский шов скорее всего трассирует на поверхности место палеосейсмофокальной зоны от козырька к крутой части. Это подтверждается тем, что Аугульский шов ограничивает северный фланг «гранитной оси» Алайского хребта. Образование самой «гранитной оси» хорошо увязывается с верхнепалеозойским гранитообразованием в висячем крыле крутой сейсмофокальной зоны коллизионного типа.

Особенности картирования микститов. Как уже отмечалось, микститы слагают геологические тела, изучение которых проводится с использованием всего арсенала традиционных методов, применяемых при геологическом картировании. В то же время особенности внутреннего строения микститов предполагают применение специфических исследований и приемов.

Прежде всего специфика картирования большинства типов микститов заключается в одновременном применении телескопированных масштабов изучения (метод матрешки). Это связано с крайней сложностью внутреннего строения микститовых тел, а значит, и с необходимостью их более детального изучения. Практика работ на Киргизском полигоне показывает, что при проведении крупномасштабного (1 : 50 000) картирования основной масштаб позволяет лишь проследить геологическое тело, сложенное микститом, а для понимания его внутреннего строения нужна постановка детальных работ масштаба 1 : 10 000. Площадные объемы этих детальных работ определяются из условий необходимой достаточности и в каждом конкретном случае могут значительно варьировать в зависимости от ширины выходов микститов, а также от степени их изменчивости по простиранию, другими словами, в зависимости от анизотропии внутреннего строения микститового тела. Количество реперных участков для изучения микстита одного типа может колебаться от одного до нескольких на один лист или серию листов. С этой точки зрения рациональнее охватывать съемочными работами большие площади, так как удельный вес более трудоемких детальных работ в этом случае уменьшается без ущерба для информативности заснятых листов.

Другая особенность полевого изучения микститов — повышенный объем палеонтологических исследований, необходимый для расшифровки их внутреннего строения. В этом плане тщательно изучаются и матрикс, и глыбы (олистомиты), что делает палеонтологические методы важнейшим инструментом распознавания типов микститов. Наиболее эффективно сочетание палеонтологич-

ческих характеристик по разрезам с точечными сборами на достаточном удалении от них. Использование только одного из указанных методов сбора фауны может приводить к неоднозначности дискриминации микститов, а то и к совершенно неправильному их толкованию.

Яркий пример последнего — описанный выше терригенный полимиктовый меланж (тульский комплекс). Вся полоса развития указанного комплекса еще 5—10 лет назад при производстве геологических съемок масштаба 1 : 25 000 картировалась как сюгетская свита лландоверийского возраста, возраст которой обосновывался по точечным сборам граптолитов из недеструктурированных блоков глинистых сланцев в тектонизированном матриксе, сходном по облику с ненарушенными сланцами. Автоматически возраст переносился на все геологическое тело. Посторонние ксеногенные глыбы и блоки, в которых отсутствовала макрофауна, считались более древними. Все это приводило к полному искажению существующей картины.

Подобное искажение может быть и при использовании только разрезов, когда они проходят по крупному блоку и в случае сходного литологического состава блока и матрикса особенности блока будут экстраполироваться на матрикс.

Роль палеонтологического метода изучения микститов особенно повысилась благодаря широкому внедрению в практику съемочных работ микрофаунистических исследований, прежде всего конодонтов и фораминифер. С использованием этих групп фауны стало возможным датирование ксеногенных глыб в меланжах и сама интерпретация последних.

Третьей особенностью картирования микститов является резкое повышение роли седиментологических исследований. Особенно они важны при изучении олистостром гравитационного происхождения, при распознавании которых седиментологические методы становятся основным инструментом. Например, положение мелководных шельфовых известняков с бентосной фауной внутри глубоководных кремнистых отложений, что наблюдается в гравитационной кремнистой олистостроме, может быть объяснено только их гравитационным оползанием в глубоководные части бассейна седиментации. Глубоководность кремнистых осадков доказывается их конденсированной мощностью, присутствием только планктонных форм органических остатков (радиолярий и конодонтов). Еще недавно глыбы в таком матриксе, при отсутствии фауны в тех и других, расценивались как принадлежность кремнистых осадков, хотя с точки зрения седиментологии эти образования могли сформироваться только в совершенно различных условиях. Использование седиментологического подхода, даже при полном отсутствии фауны, позволяет распознавать микстит хотя бы в первом приближении.

Наконец, четвертая особенность картирования микститов — широкое применение микроструктурного анализа при изучении

матрикса. Прежде всего это касается микститов тектоногенного происхождения. В этом случае применение микроструктурного анализа становится просто необходимым, так как только с его помощью можно восстановить кинематику движения масс и напряжений, под действием которых происходит тектонизация материнских пород и формируется собственно матрикс меланжа. Микроструктурный анализ позволяет определять удельный вес при формировании меланжа вязкой и хрупкой деформаций, а также сдвиговой, а том числе чистой и простой компоненты, как правило, пропускаемой при геологической съемке.

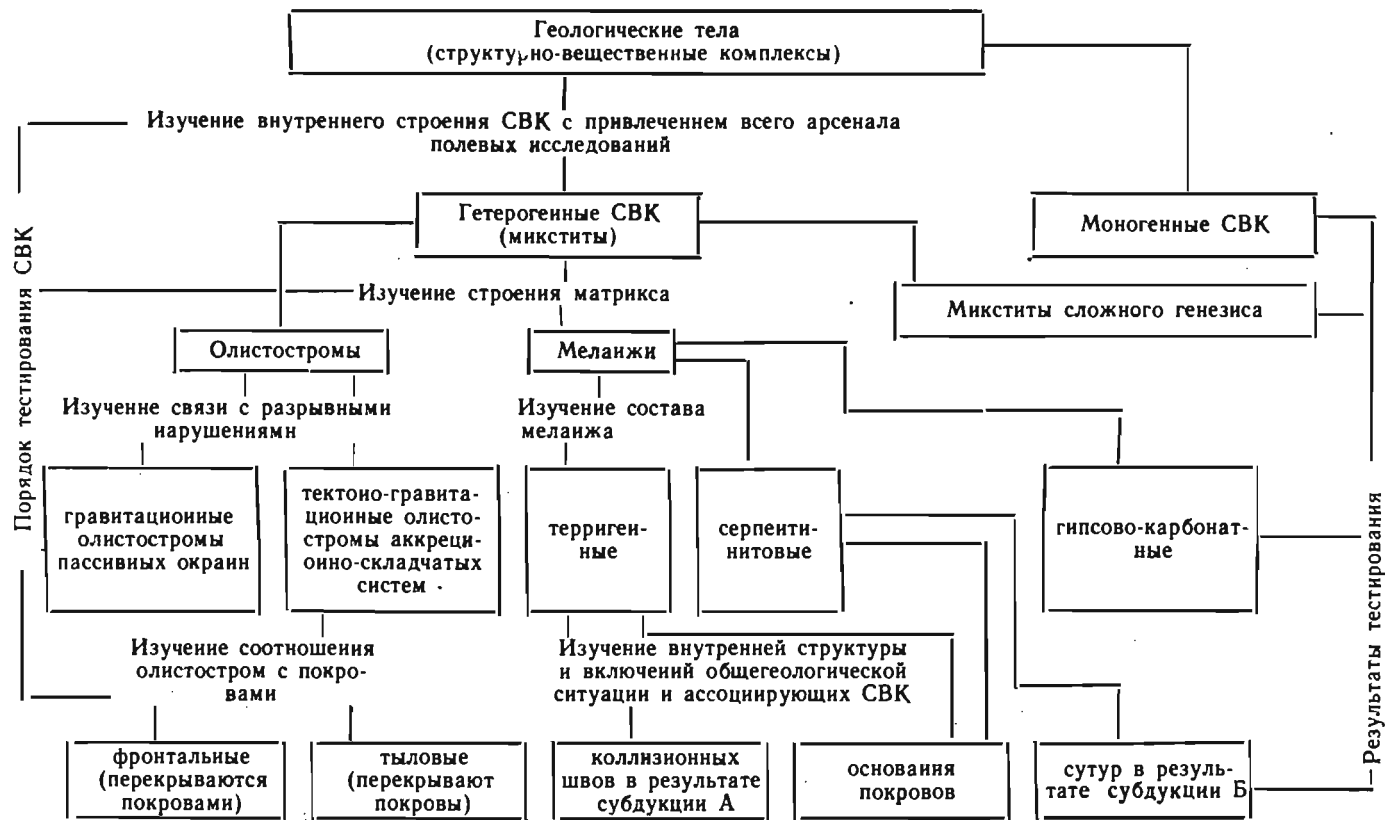
Методы распознавания микститов. Изучение любого геологического объекта распадается на два этапа — полевых исследований и камеральных работ. Не составляют исключения и микститы. Оба эти этапа дополняют друг друга и имеют равное значение. Поэтому ни одному из них нельзя отдавать предпочтение, использовать их нужно только в комплексе. Следует, однако, оговориться, что при изучении различных типов микститов относительные трудозатраты полевых и камеральных работ различны.

Для дискриминации микститов следует произвести ряд последовательных операций, в результате которых устанавливается тип микстита (схема 3).

Первой и, пожалуй, самой важной операцией является установление самого факта наличия микстита. Для этого геологическое тело изучается с использованием всего арсенала полевых исследований с целью установления особенностей его строения. Как правило, уже при полевом изучении геологических тел становится очевидным их моногенное или гетерогенное строение и, следовательно, вычленяется группа микститов. Однако в ряде случаев гетерогенность обнаруживается только после проведения комплекса камеральных исследований, в первую очередь палеонтологических, с помощью которых устанавливаются факты смешения комплексов фауны или незакономерное поведение биостратиграфических зон в разрезе.

Гетерогенность в полевых условиях устанавливается по присутствию резко отличающихся от фоновых пород включений, глыб, блоков чужеродного происхождения. Глыбы, сложенные, как правило, более компетентными породами, достаточно легко отличаются визуально. Для микститов Туркестано-Алая с алевролитовым составом матрикса олистостром или матричным тектонитом меланжей по глинисто-алевролитовым разностям характерны включения, представленные фрагментами кремнистого конденсированного, карбонатного, офиолитового и т. д. разрезов.

После того как установлена микститовая природа геологического тела, определяется класс микстита с целью ответа на вопрос, является ли данный микстит олистостромой, меланжем или микситом сложного генезиса. Для этого необходимо знать строение матрикса. Если матрикс имеет осадочное происхождение, то мы



имеем дело с олистостромой, если тектоногенное, то с меланжем, если матрикс несет в себе признаки того или другого, то это скорее всего микстит сложного генезиса.

Определение природы матрикса нередко оказывается сложной задачей, поскольку признаки осадочного, а в ряде случаев и тектонического происхождения матриксов не всегда четко выражены. Поэтому для дискриминации микститов используется серия тестов, с помощью которых это достигается.

Прежде всего выявляется природа матрикса микстита. В меланжах матрикс всегда тектонизирован в той или иной степени, что при условии хорошей обнаженности позволяет уже в полевых условиях определить генетическую принадлежность микстита. Необходимо отметить, что рыхлый матричный тектонит меланжей в силу своих физико-механических свойств в первую очередь разрушается при выветривании и его тектоническая природа в силу этого «маскируется», в то время как компетентные глыбы и нетектонизированные реликтовые блоки хорошо сохраняются. Недоучет этого обстоятельства может привести к ошибочным выводам об олистостромовой природе типично меланжевых образований.

Здесь на помощь приходит палеонтологический метод, который позволяет датировать возраст седиментации пород, подвергшихся тектонизации и представляющих собой матричный тектонит, а также глыб и включений. Так, в Туркестано-Алайской складчатой области матрикс полимиктовых меланжей обычно развивается по высокопластичным глинистым сланцам силура. Их возраст определяется находками граптолитов в реликтовых участках, не затронутых процессами тектонизации при меланжировании. Возраст же глыб, также определяемый палеонтологическими методами, очень часто оказывается гораздо более молодым, чем возраст тех пород, по которым развивался матрикс меланжа. Это позволяет однозначно относить данные образования, даже при условии очень слабой обнаженности, при которой не удается наблюдать непосредственно в поле матрикс меланжа, к вполне определенному типу микститов, а именно к меланжам, так как в олистостромах глыбы всегла имеют более древний возраст, чем вмещающие их отложения.

К мономиктовым меланжам метод палеонтологического тестирования неприменим, так как тектонизированный матрикс и включения в нем составляли некогда единое целое, и в этом случае помочь могут лишь хорошо обнаженные участки развития таких меланжей.

Дискриминация олистостром. Дальнейшее тестирование олистостром производится в следующем порядке. Для установления генетического типа олистостром необходимо знать их соотношение с разрывными нарушениями. Для гравитационных олистостромовых комплексов связь с разрывными нарушениями не обна-

руживается, если не считать тектонизации матрикса в основании олистолитов и олистоплаков. Объем ксеногенных глыб незначителен. Как правило, глыбы в этом случае рассеяны среди матричных пород по всему разрезу, а размеры их не превышают нескольких десятков, в редких случаях первых сот метров. Этими признаками, вне зависимости от строения и состава матрикса, гравитационные пассивные олистостромы отличаются от тектоно-гравитационных связанных с покровообразованием. Для последних, кроме ассоциирования с покровами, характерны наличие протяженных горизонтов, обогащенных включениями; частое присутствие гравитационно-оползневых крупных пластин со следами тектонического воздействия на краях или брекчированием всего тела таких пластин; тектонизация кровли олистостромового комплекса; отсутствие парагенетической связи с комплексами, образование которых контролируется лавинной седиментацией.

Для гравитационных олистостром характерны: отсутствие причинно-следственной связи с покровообразованием; глыбы менее брекчированные (как правило, это блоки-монолиты); закономерного обогащения глыбами определенных горизонтов они не образуют; глыбы обычно неправильной формы, дискордантны по отношению к матричной структуре; отсутствие закономерной тектонизации кровли комплекса; главная черта ксеногенного материала — наличие глыб, одновозрастных с матриксом, но формировавшихся в иной, чем матрикс, седиментологической обстановке (соответственно вовсе не обязателен более древний возраст олистолитов, хотя этот признак для большинства олистолитов сохраняется); основной фактор олистостромообразования — лавинный перенос и седиментация, отраженные в соответствующем комплексе матричных пород.

Можно думать, что олистостромы пассивных окраин будут отличаться от олистостром, которые могли возникнуть на предыстории этих окраин — при формировании континентальных рифтов и связанных с ними листрических разломов. Вероятно, в этих случаях количество ксеногенного материала по сравнению с фоновым осадком несравненно увеличится за счет оползания блоков по листрическим разломам и за счет гравитационно-глыбового его поступления.

Среди тектоно-гравитационных олистостром, связанных с покровами, следует выделять олистостромы, формирующиеся во фронтальных и тыловых частях покровов. Для олистостромовых комплексов фронтальных частей характерно увеличение количества олистолитов и олистоплаков, а также заглубление всего комплекса вверх по разрезу, для тыловых же частей наблюдается обратная последовательность смены грубого и тонкого материала. В тыловых олистостромах отсутствует тектонизация кровли, связанная с покровообразованием. Кроме того, если между собственно-олистостромовым телом (брекчией) и покровом во фронталь-

ных частях обычно существует тектонизированная зона, то для тыловых брекчий, всегда лежащих на «спине» покровов, соотношение с пластиной первично тектонически не нарушено. Еще одним ярким отличительным признаком служит состав обломков в олистостромах. Для тыловых частей характерны существенно мономиктовый состав брекчий и практически полная литологическая идентичность обломков и подстилающей пластины. Во фронтальных же олистостромах состав олистолитов, как правило, более пестрый и иногда частично или полностью не соответствует составу перекрывающей пластины. Различия имеются и в размерах глыб. Если в тыловых олистостромах наиболее крупные олистоплаки редко достигают первых сот метров, то во фронтальных комплексах не редкость олистоплаки в несколько километров.

Дискриминация меланжей. После того как установлена тектоническая природа микстита, так же, как и в случае с олистостромами, необходимо их дальнейшее тестирование. Прежде всего анализируется геологическая позиция меланжа. Здесь возможны два варианта. Первый, наиболее простой и однозначно трактуемый, это меланж основания покрова (подшарьяжный меланж), который формируется либо за счет тектонизации нижележащего олистострома, либо при серпентинизации перидотита основания офиолитовой пластины и последующего выжимания серпентинита вдоль поверхности надвига. Среди группы подшарьяжных меланжей особо следует заострить внимание на мономиктовых автокластических терригенных меланжах, когда состав глыб и матрикса внешне идентичны, но различия все же существуют и заключаются в интенсивной деструктированности матрикса. Распознавание таких образований усложняется, когда матричный тектонит слагает узкие хаотично расположенные зоны между крупными блоками одного литологического состава, т. е. количество матрикса составляет 10—30 % объема микстита. В таких случаях не помогает и палеонтологическое тестирование, а выявление подобных микситовых образований возможно лишь при тщательном картировании, где на первый план выдвигаются структурные признаки.

Как уже было отмечено, подшарьяжные меланжи, как правило, сложены мономиктовыми разностями, чем они отличаются от меланжей структурных коллизионных швов, где распространены исключительно полимиктовые разности (меланж тульского типа, Канский полимиктовый меланж). Для полимиктовых меланжей однозначность тектонической интерпретации несколько теряется, поскольку механизмы их формирования многовариантны.

Терригенный полимиктовый меланж, тектонотип которого описан в районе поселка Туль, обладает особенностями, к числу которых следует отнести крупные размеры сложенных им тел, дискордантное взаимоотношение с вышележащими пластинами,

широкое распространение в меланже глыб пород того же состава, что и в перекрывающих пластинах, структурная позиция меланжа в качестве подстилки для многих сближенных и спакетированных СВК, характерная форма, напоминающая своим профилем современные внутриконтинентальные сейсмофокальные зоны с переходом на глубине в метаморфические разности. Все это в сочетании с внутренними особенностями позволяет расценивать меланжи тульского типа как образования зон внутриконтинентальной субдукции.

Несмотря на бросающиеся в глаза различия между терригенным и серпентинитовым полимиктовыми меланжами, в них имеются определенные черты сходства, заставляющие искать общность в механизме их образования. Эти меланжи слагают четкие, линейно вытянутые зоны, имеющие большую протяженность при выдержанном широтном простирании. Оба типа меланжа характеризуются крайне полимиктовым составом глыб. Помимо глыб пород, родственных матриксу, существует масса глыб пород разного генезиса и возраста. С обоими меланжами ассоциируют динамометаморфизованные породы. Если в серпентинитовом меланже эта связь не вызывает сомнений, то в терригенном меланже динамометаморфизм предполагается только для крутой части зоны меланжа.

Имеется и ряд различий: широкое распространение в глыбах серпентинитового меланжа пород офиолитовой ассоциации, наличие тыловых олистостром, блоки и пластины (чешуи) офикальцитовых брекчий и серпентинитовых терригенных пород, широкое распространение глыб известняков, не имеющих аналогов в виде самостоятельных пластин и чешуй.

Черты сходства обоих типов меланжей скорее всего определяются формированием и тех и других в связи с сейсмофокальными зонами. Черты различия определяются тем, что серпентинитовый меланж связан с зоной Беньофа на границе океанической и континентальной плит, с выходом этой зоны на поверхность дна, а терригенный меланж связан с коллизионной сейсмофокальной зоной, проходившей внутри предварительно сжатой коры, состоящей их фрагментов пластин разной геодинамической принадлежности.

Полимиктовые меланжи, сформировавшись, продолжают свое развитие и дальше, активизируясь при повторном тектогенезе (включая альпийские движения). С этим связано появление блоков мезозойских и даже кайнозойских пород в Канском серпентинитовом меланже. Эти блоки имеют несравнимо меньшую тектоническую переработку и не образуют мелких включений в составе меланжа.

Серпентинитовый полимиктовый меланж канской сутуры резко отличается от серпентинитового меланжа подошвы офиолитовых покровов. Прежде всего мономиктовый по составу меланж покровов состоит в подавляющей массе из обломков пород офиоли-

того ряда, по преимуществу гипербазитов и габброидов. Среди этих пород отсутствуют динамосланцы, осадочные серпентиниты, офикальциты и ряд других образований, свойственных Канскому полимиктовому меланжу. Степень тектонизации и повторных переработок глыб несравненно ниже. Мощность меланжей также значительно меньше.

Однако следует иметь в виду, что такие различия могут быть чисто региональными. В подошве крупных краевых офиолитовых аллохтонов Урала, Омана, Ньюфаундленда и др. появляются полимиктовые меланжи, несущие в себе сложный комплекс пород, включая и метаморфические образования. Сравнительный анализ и тектоническая интерпретация полимиктовых меланжей сутур и подошвы краевых офиолитовых аллохтонов еще ждут своих исследователей.

Заключение

Микститы представляют собой широко распространенные геологические образования, к выделению которых (и в особенности их дискриминации) не проявляется достаточно внимания в практике геологосъемочных работ.

Как было показано выше, даже на сравнительно небольшом участке покровно-складчатого сооружения развиты микститы разных генезисов и геодинамической принадлежности. Во многих случаях микститы играют роль прекрасных комплексов-индикаторов геодинамических обстановок. Так, разделение гравитационных и подшарьяжных тектоно-гравитационных олистостром позволяет сделать важные выводы о различии геодинамических условий их формирования. Однако даже в этом, наиболее ясном случае, геодинамическая обстановка должна подкрепляться седиментологическими данными. Во многих случаях, даже определив класс микстита (например, полимиктовый, серпентинитовый или терригенный меланж), нельзя дать их однозначной интерпретации. Для этого необходимо анализировать сочетание микститов (например, тыловые олистостромы и полимиктовые серпентинитовые меланжи, фронтальные олистостромы и полимиктовый автокластический меланж и т. д.) с другими геологическими признаками. Разумеется, сами микститы (и даже их сочетание) в сложных случаях могут трактоваться по-разному. Но рассматривая их в совокупности со структурными и геологическими данными (появление динамосланцев, положение в структуре, связь с магматическими комплексами и т. д.), можно подойти к выделению таких главных типов обстановок, как дивергентные и конвергентные границы плит.

Авторы не привлекали многих специальных сведений для обоснования тех или иных геодинамических обстановок, а пыта-

лись использовать данные крупномасштабного картирования (разумеется, с привлечением новых научных и технологических подходов). В противном случае рекомендации неизбежно должны были перерасти в региональную монографию.

Все приведенные разновидности микститов могут распознаваться при геологосъемочных работах, что и показано на прилагаемых картах. Способы картировочной дискриминации разнотипных микститов будут развиваться и дополняться. Более того, далеко не все микститы Туркестано-Алая здесь охарактеризованы. Работы продолжатся, и в процессе экспериментального картирования в разных масштабах будут изучены новые генетические типы этих образований. Но уже и сейчас ясно, что существуют своеобразные микститы, связанные с листрическими разломами, своеобразные эдафогенные микститы и т. д.

По мере накопления данных потребуется расширять и уточнять предлагаемые методические рекомендации по картированию микститов, в такой форме они будут полезны для специалистов, занимающихся региональной геологической съемкой. Работы на геодинамическом полигоне отнюдь не ограничиваются изучением и картированием микститов. Они проводятся одновременно и по другим классам геологических объектов.

Предлагаемые рекомендации основаны на труде многих специалистов научных и производственных организаций, привлекавшихся к работе на разных этапах. Большое значение имело широкое общение непосредственно в поле с геологами, принимавшими участие в ежегодных школах-семинарах по геологическому картированию и во Всесоюзном тектоническом совещании в 1989 г.

Фактический материал собирали все сотрудники Геодинамической опытно-методической партии, в обсуждении которого, часто непосредственно в полевых условиях, принимали участие работники разных организаций: В. А. Аристов, С. И. Белов, И. И. Белостоцкий, Г. С. Бискэ, М. Г. Гесь, А. В. Дженчураева, В. В. Иванов, Т. Н. Корень, С. А. Куренков, М. Г. Леонов, М. Г. Ломизе, А. В. Лукьянов, Б. А. Натальин, С. Г. Самыгин, В. Г. Сафонов, Н. Н. Сигачева, В. М. Пай, Г. С. Поршняков, В. Н. Пучков, Д. П. Резвой, Р. Е. Риненберг, Е. А. Рогожин, В. Е. Хаин, Н. Н. Херасков, Е. В. Христов, В. П. Чернышук, Н. Ф. Шинкарев. Большую научно-методическую и организационную помощь оказали Н. В. Межеловский, Д. И. Мусатов, Н. И. Дорошенко, А. Г. Конюхов, И. И. Солошенко, Н. А. Пихота, Б. Д. Болгарь, В. С. Сафин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В. А., Чернышук В. П. Переотложенные комплексы конодонтов как индикаторы геологических событий. Известия АН СССР, сер. геол. 1985, № 7, с. 53—61.
2. Аристов В. А., Чернышук В. П. Переотложение конодонтов и его значение для решения некоторых вопросов геологии — Бюлл. МОИП, отд. геол. 1988, т. 63, вып. 6.
3. Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., Недра, 1970, с. 114—156.
4. Белов С. И., Кузнецов Л. А., Куренков С. А., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Латеральная тектоническая неоднородность варисцид Южного Тянь-Шаня. — В кн. Тектоника и геодинамика Урала и Тянь-Шаня. Свердловск, 1989, с. 169—171.
5. Бискэ Г. С. Глинистый меланж Алайского хребта. — В кн.: Тектоника и геодинамика Урала и Тянь-Шаня., Свердловск, 1989.
6. Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М., Недра, 1973. 103 с.
7. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., Наука, 1976. 104 с.
8. Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. Олистостромы гранитоидного состава в складчатых областях Таджикистана. — Сов. геология, 1989, № 8, с. 78—82.
9. Вишневецкий Л. И., Алексеев А. С., Соловьева М. Н. Верхнепалеозойские олистостромовые толщи северного склона Алайского хребта (Южная Фергана). — ДАН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 936—940.
10. Вишневецкий Л. В., Савочкина Е. Н., Соловьева М. Н. Дикий флиш северного склона Алайского хребта. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1978, № 1, с. 146—147.
11. Вихтер Б. Я., Шер С. Д. К истории геологического развития Южно-Тянь-Шанской складчатой системы — Геотектоника, 1980, № 3, с. 72—84.
12. Волочкович К. Л., Рогожин Е. А., Чернышук В. П. Формации и структуры Алайского хребта (к проблеме шарьяжей). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1979, т. 54, вып. 6, с. 32—44.
13. Ждан А. В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта. — Геотектоника, 1985, № 2, с. 57—66.
14. Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 87—100.
15. Книппер А. Л. Офицальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доороженное становление офиолитового комплекса. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 67—89.
16. Кравченко Г. Г. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. М., 1961. 113 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 57).
17. Кузнецов Л. В., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта. — Геотектоника, 1990, № 5, с. 69—80.
18. Куренков С. А. Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). — Геотектоника, 1978, № 5, с. 84—93.
19. Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М., Наука, 1983. 96 с.
20. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П., Черенков И. П. Олистостромы складчатых областей Памира и Гиссаро-Алая. — В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., Наука, 1983, с. 78—86.
21. Кухтиков М. М., Черенков И. Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана). Госгеолтехиздат, 1963, с. 162—170.
22. Кухтиков М. М., Черенков И. Н. Экзотические глыбы и бескорневые утесы в верхнепалеозойских толщах Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., Изд-во ЛГУ, 1969.
23. Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., Наука, 1988. 309 с.

24. *Леонов М. Г.* Дикий флиш Альпийской области. М., Наука, 1975. 139 с.
25. *Леонов М. Г.* Тектонический режим эпох образования олистостромов. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 26–39.
26. *Леонов М. Г.* Олистостромы и их генезис. — Геотектоника, 1978, № 5.
27. *Леонов М. Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. — Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 344. 175 с.
28. *Лукьянов А. В., Леонов М. Г., Шерба И. Г.* Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах. — Литология и полезные ископаемые, 1975, № 4, с. 40–49.
29. *Макарычев Г. И., Куренков С. А.* Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань). — Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, № 4, с. 22–34.
30. *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.
31. *Морозов И. П.* Геологические условия размещения полиметаллических руд месторождений Кан в Южной Фергане. М., Госгеолтехиздат, 1962, сб. 2, с. 76–85.
32. *Поршняков Г. С.* О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алая. — В кн.: Вопросы региональной геологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 44 с.
33. *Поршняков Г. С.* Герциниды Алая и смежных регионов Южного Тянь-Шаня. Л., Изд-во ЛГУ, 1973. 214 с.
34. *Рейнек Г. Э., Сингх И. Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М., Недра, 1981. 438 с.
35. *Руженцев С. В.* Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф. док. дис. М., 1974.
36. *Руженцев С. В., Хворова И. В.* Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. — Литол. и полезн. ископаемые, 1973, № 7, с. 21–32.
37. *Соколов С. Д.* Олистостромовые комплексы и офиолитовые покровы Малою Кавказа. М., Наука, 1977. 131 с.
38. *Черенков И. Н.* Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин. — Литол. и полезн. ископаемые, 1964, № 6, с. 112–115.
39. *Черенков И. Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, Дониш, 1973.
40. *Чернышук В. П.* Олистостромы Туркестано-Алая. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1986, № 1, с. 57–63.
41. *Шерба И. Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 97–108.
42. *Элтер П., Тревизан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., Мир, 1976.
43. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Olistostromes and olistolithes. — Sediment. Geol., 1970, vol. 4, N 314, p. 521–557.
44. *Veneo E.* Accumuli tetriari da residementazione (olistostroma) nell'Appennino Centrale e Franc sottomarine. — Boll. Serv. geol. Ital., 1956, vol. 78, Fasc. 1/2, p. 291–321.
45. *Blake M. C. and Jones D. L.* Origin of Franciscan melanges in Northern California. In: Dott R. M. & Shavez R. H. (Ed.). Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 19, 1974, p. 345–357.
46. *Closs M.* Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. — Geological Society of America Bulletin, 1982, 93, p. 330–345.
47. *Cowan D. S. and Page B. M.* Recycled Franciscan material in Franciscan melange west of Paso Robles, California. — Geol. Soc. Am. Bull., 1974, 86, p. 1089–1095.
48. *Cowan D. S.* Nature and origin of chaotic rocks in the Franciscan Complex, San Simeon, California. — Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 1976, 8, p. 365.
49. *Cowan D. S.* Origin of blueschist bearing chaotic rocks in the Franciscan

Complex, San Simeon, California. — Geological Society of American Bulletin, 1978, 39, p. 1415—1423.

50. *Cowan D. S.* Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California. — In: Trench—Forearc Geology: Sedimentation and Tectonic on Modern and Ancient Active Plate Margines (Ed. J. K. Leggett), 1982, p. 439—457.

51. *Cowan D. S.* Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America. — Geological Society of American Bulletin, 1985, 96, p. 451—462.

52. *Flores G.* Discussion of paper by E. Beneo: World Petrol. Congr. 4 th. Sect. 1. Rome, 1955, p. 121—122.

53. *Guewa P. R.* Middle to Late Cretaceous sedimentary melange, Franciscan Complex, northern California. — Geology, 1974, 3, p. 105—108.

54. *Hibbard J. and Williams H.* Regional Setting of the Dunnage melange in the Newfoundland. Appalachians-American J. of Sci., vol. 279, 1979, p. 993—1021.

55. *Hsü K.* Melanges and their distinctions from olistostromes. — In: Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Proc. Symp., Madison (Wisc.), 1972, Insa (Okla.), 1974, p. 321—333.

56. *Mattauer M.* Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. — In: Coward M. P. and Ries A. C. (Ed.), Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, N 19, p. 37—50.

57. *Melanges: Their nature, origin and significance* (ed. I. A. Raymond). Geological Society of America, Special Paper, N 198, 1984.

58. *Needham D. T.* Asymmetric extensional structures and their implications for the generations of melanges. — Geological Magazine, 1987, 124 (4), p. 311—318.

59. *Page B. M.* Franciscan melanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy. — Tectonophysics, 1978, N 3—4, p. 223—246.

Раздел 2
ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ КОРЯКСКОЙ
АККРЕЦИОННОЙ ОБЛАСТИ

Введение

Выделение, изучение, геологическая интерпретация и изображение на карте различных хаотических образований представляют собой весьма трудную задачу, без решения которой невозможно проведение региональных геологических исследований в областях сложного покровно-складчатого строения. Здесь сделана попытка обобщения исследований, на протяжении многих лет проводившихся в пределах Корякской аккреционной области. Рассмотрены самые общие особенности геологического строения региона и истории его эволюции, а также подробно описаны хаотические образования, развитые в пределах Майницкой, Эконайской и Пекульнейской тектонических зон (террейнов) Корякии. На основе синтеза фактического материала представлены определения, принципы классификации и методические рекомендации по картированию этих чрезвычайно сложных образований.

**КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И
ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО
РЕГИОНА**

Анадырско-Корякский регион ограничен на востоке и юге береговой линией Берингова моря, на севере и западе — Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Сложнодеформированные складчатые сооружения региона включают в себя структурные элементы двух принципиально различных типов (рис. 1). К первому относятся Канчаланская, Пекульнейская, Пенжинская, Усть-Бельская, Ваежская, Майницкая, Эконайская и Олюторская тектонические зоны (чужеродные террейны), которые образуют каркас Корякской складчатой системы, ко второму — Пенжинско-Анадырская, Алыкатваамская, Алгано-Великореченская и Центрально-Корякская зоны, которые формируют своеобразный матрикс, заполняющий пространство между террейнами и придающий Корякской складчатой системе вид гигантской тек-

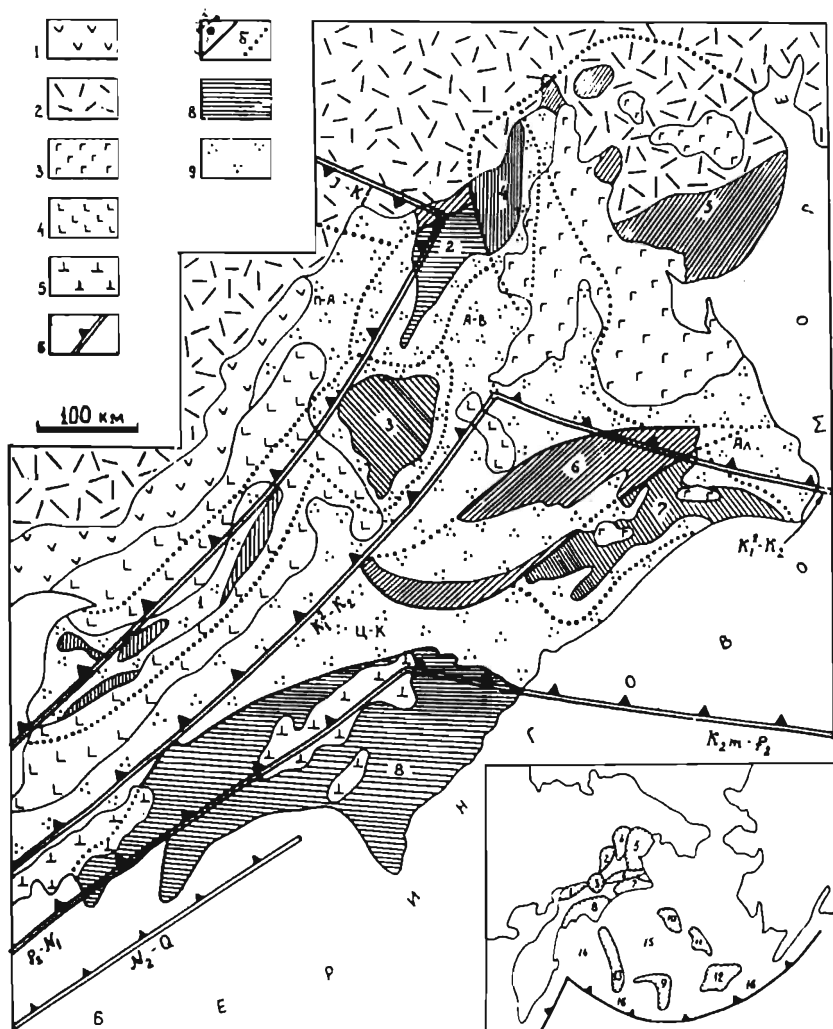


Рис. 1. Положение окраинно-континентальных вулканических поясов и чужеродных террейнов в структуре Анадырско-Корякского региона.

1—5 — окраинно-континентальные вулканические пояса (1 — Удско-Мургалский, 2 — Охотско-Чукотский, 3 — Анадырско-Бристольский, 4 — Корякско-Западно-Камчатский, 5 — Апушко-Вывенский); 6 — линии выхода на поверхность сейсмофокальных зон, соответствующих перечисленным поясам; 7 — границы чужеродных террейнов (а — выходящие на поверхность, б — скрытые под молодыми отложениями); 8 — чужеродные террейны (цифры на схеме: 1 — Пенжинский, 2 — Усть-Бельский, 3 — Ваежский, 4 — Пекульнейский, 5 — Канчаланский, 6 — Майницкий, 7 — Эконайский, 8 — Олюторский); 9 — флиш-олигостромовые толщи разной геодинамической природы, заполняющие пространство между террейнами. На врезке цифрами обозначены террейны: 1—8 — то же, что 8 на рисунке, 9 — Бауэрский, 10 — Наваринский, 11 — Прибыловский, 12 — Умнак, 13 — хребт Ширшова, 14 — Командорская и 15 — Алеутская котловины, 16 — Алеутско-Командорская островная дуга).

тонической брекчии. Складчатые сооружения Корякского нагорья и смежных районов мезозой с резким угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными толщами Удско-Мургалского, Охотско-Чукотского, Анадырско-Бристольского, Корякско-Западно-Камчатского и Апукско-Вывенского вулканических поясов, постепенно омолаживавшихся в сторону Тихого океана и маркировавших активную окраину северо-восточной Азии в поздне-мезозойское и кайнозойское время [(19)].

Аккреционная природа террейнов, условно называемых авто-рами тектоническими зонами, вытекает из нескольких групп фактов. Широкое развитие в регионе мезозойско-кайнозойских окраинно-континентальных вулканических поясов и островодужных серий указывает на постоянное существование здесь в течение последних 150 млн. лет зон субдукции, в которых поглощалась океаническая кора Тихого океана и обрамлявших его краевых морей. В некоторых позднепалеозойских и раннемезозойских толщах Корякии обнаружены фаунистические комплексы, свойственные Тетической зоогеографической провинции. Палеомагнитные данные по аналогичным комплексам Аляски и первые палеомагнитные определения, сделанные в Корякии, свидетельствуют о значительных перемещениях отдельных блоков по земной сфере. Анализ кинематики относительно движений литосферных плит в северной части Тихого океана в последние 130 млн. лет показывает, что в конце мезозоя и начале кайнозоя океаническая плита Кула перемещалась с высокими скоростями на север, пододвигаясь под Евразию и выдвинутые перед ней островные дуги. Следовательно, здесь неизбежно должно было происходить наращивание континента за счет причленившихся к нему чужеродных океанических структур.

Удско-Мургалский вулканический пояс сложен волжско-готеривскими вулканитами известково-щелочной серии, ассоциирующими с мелководными, часто грубообломочными породами. Их формирование происходило в пределах энсиалической островной дуги, заложившейся на краю шельфа Евразийского континента. Угол наклона сейсмофокальной зоны Удско-Мургалской дуги составлял $65-70^{\circ}$ *

Охотско-Чукотский вулканический пояс сложен в основном альб-сеноманскими и в меньшей степени турон-маастрихтскими вулканитами. В основании разреза повсеместно залегают грубообломочные отложения баррема—апта, с резким угловым несогласием перекрывающие более древние толщи. Обычно Охотско-Чукотский пояс интерпретируется как древняя активная континентальная окраина Евразии, зона субдукции которой имела наклон $15-20^{\circ}$.

Анадырско-Бристольский вулканический пояс протягивается

* Линии выхода на поверхность Удско-Мургалской и других сейсмофокальных зон показаны на рис. 1 по расчетным данным [14, 21].

вдоль внешнего края шельфа Берингова моря от бассейна р. Анадырь до низовьев рек Юкон и Кускоквим на Аляске. Нижняя часть разреза пояса сложена грубообломочными и угленосными толщами маастрихт-датского возраста, а верхняя — палеоцен-эоценовыми вулканитами и континентальными осадочными породами. Отчетливая латеральная зональность Анадырско-Бристольского пояса, выраженная в последовательной смене с севера на юг субщелочных базальтов и андезитов известково-щелочными и толеитовыми, позволяет реконструировать здесь активную континентальную окраину маастрихт-эоценового возраста [6].

Корякско-Западно-Камчатский вулканический пояс сложен эоцен-миоценовыми известково-щелочными вулканитами, в основании разреза которых прослеживается горизонт палеоцен-эоценовых грубообломочных и угленосных континентальных осадков. Связанная с поясом палеозона Беньофа имела наклон 35—40°.

Апукско-Вывенский вулканический пояс плиоцен-четвертичного возраста сложен вулканогенными и грубообломочными угленосными породами, несогласно перекрывающими более древние отложения. Эффузивы принадлежат к известково-щелочной и толеитовой сериям, образовались за счет субдукции океанской коры под маломощную литосферу Корякии [7].

В пределах рассматриваемого региона выделяется восемь чужеродных террейнов, приращение которых к окраине Евразии в барреме, маастрихте и конце палеогена сформировало современную структуру Корякской складчатой системы.

Канчаланская и Пекульнейская зоны имеют несколько различный состав доверхнеюрского основания и перекрыты фациально-изменчивым комплексом волжско-валанжинских островодужных вулканогенно-осадочных образований. Океанская кора Палео-Пацифика практически скользила вдоль Канчаланского сегмента дуги и субдуцировала под Пекульнейский сегмент, на востоке которого сохранились ее фрагменты, представленные байос-валанжинской кремнисто-базальтовой толщей. В конце неокома в результате закрытия Анюйского океана, кора которого поглощалась и под южную окраину Чукотки, и под северные окраины Омолона и Пекульнейско-Канчаланской островной дуги, произошло столкновение этих структур и формирование единой складчатой области мезозоид Северо-Востока Азии.

Пенжинская, Ваежская и Усть-Бельская зоны сходны по геологическому строению и включают в себя многочисленные тектонические пластины пород офиолитовой ассоциации, а также разнообразных палеозойских и раннемезозойских образований, рассеянных среди волжско-валанжинских терригенных толщ. Они являются фрагментами разнородных структур, прибывших с юга вместе с плитами Тихого океана, приращенных к активной окраине Евразийского континента и вызвавших заклинивание зоны субдукции Удско-Мургалской островной дуги в готеривское время [14, 21].

Майницкая и Эконайская зоны представляют собой сложно-деформированную островодужную систему мезозойского возраста, испытавшую несколько эпизодов столкновения. Первые эпизоды, в результате которых сформировались покровные и чешуйчатые структуры субдукционных комплексов, происходили на значительном удалении от берегов Евразии. В результате маастрихтского приращения Майницкой и Эконайской зон к континенту были сформированы новые покровные системы, запечатанные дат-палеогеновым неоавтохтоном.

Олюторская зона представляет собой систему из поздне меловой Ватынской и наложенной на нее палеогеновой Говенско-Карагинской островных дуг. Поздне меловая зона субдукции падала в юго-восточном направлении, а палеогеновая, судя по распределению щелочей в близких по основности породах и положению субдукционного меланжа, имела противоположный наклон. Коллизия Олюторского блока с Евразией произошла в конце палеогена и вызвала отмирание как Корякско-Западно-Камчатской активной континентальной окраины, так и Говенско-Карагинской островной дуги [23].

Пенжинско-Анадырская, Алгано-Великореченская, Алыкатва-амская и Центрально-Корякская зоны отличаются преимущественным развитием терригенных, часто флишоидных, с отдельными горизонтами олистостром, отложений, наличием мелких протрузий серпентинитов, практически полным отсутствием офиолитовых и вулканогенно-осадочных комплексов. Их актуалистическая интерпретация не может быть однозначной. Значительная часть развитых здесь терригенных толщ отлагалась, по-видимому, в пределах подводной террасы активной окраины Евразии или выполняла связанный с ней глубоководный желоб. Некоторые толщи, вероятно, представляют собой смятый и перемещенный чехол тыловых бассейнов выдвинутых в океан островных дуг, а некоторые, в том числе наиболее древние образования, могут оказаться чужеродными террейнами, перемещенными на значительные расстояния.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что чужеродные террейны Корьякии в прошлом располагались значительно южнее и были принесены к окраине Евразии плитами Тихого океана. Историю их зарождения, эволюции и аккреции к континенту можно восстановить, используя, помимо чисто геологических данных, рассчитанные направления и скорости перемещения океанских плит относительно Евразии за последние 150 млн. лет [9, 19].

135 млн. лет назад на севере Тихого океана существовало не менее трех островных дуг. Удско-Мургальская дуга была наложена на край Евразийского континента, с юга под нее субдуцировала океаническая кора. Пекульнейско-Канчаланская дуга продолжалась к востоку Удско-Мургальскую, но в ее тылу располагались Анюйский океан и задуговая спрединговая впадина. Майницкая островная дуга, исходя из скорости относительного

движения плиты Кула, находилась на расстоянии около 2300 км от края Евразии.

125 млн. лет назад произошло столкновение Чукотского и Евразийского континентов. В это же время были причленены к Евразии Пенжинский, Усть-Бельский, Ваежский, Пекульнейский и Канчаланский блоки, в результате чего произошло заклинивание зон субдукции Удско-Мургальской и Пекульнейско-Канчаланской островных дуг, возникла новая зона субдукции, над которой через некоторое время начался вулканизм Охотско-Чукотского пояса. Южнее продолжалось поглощение океанической плиты в зоне субдукции Майницкой островной дуги.

105 млн. лет назад Майницкая островодужная система начинает быстро перемещаться к северу, в связи с чем в середине альбского века резко активизировались вулканические процессы в пределах Охотско-Чукотского пояса.

85 млн. лет назад на расстоянии около 4500 км от Евразии заложилась Ватынско-Бауэрская зона субдукции, поддвиг под которую почти полностью компенсировал сближение Евразии с океанической плитой Кула.

65 млн. лет назад произошло причленение Майницкой островодужной системы к активной окраине Евразии и заклинивание зоны поддвига Охотско-Чукотского пояса. Одновременно с заложением новой маастрихт-миоценовой континентальной окраины возник трансформный разлом близмеридионального простирания. В маастрихте, палеоцене и начале эоцена субдукция под Евразию происходила только к востоку от трансформного разлома и здесь сформировался Анадырско-Бристольский вулканический пояс.

40 млн. лет назад прекратился вулканизм в пределах Анадырско-Бристольского вулканического пояса вследствие заклинивания зоны субдукции чужеродными террейнами Берингово-морского шельфа. Результатом этого явилось заложение Алеутской островной дуги, отшнуровавшей одноименную впадину Берингова моря от Тихого океана. Одновременно с отмиранием субдукции на востоке начался поддвиг океанической коры на западе, вызвавший формирование Корякско-Западно-Камчатского вулканического пояса.

15 млн. лет назад обстановка на севере Тихоокеанского региона в основном походила на современную. Говенско-Карагинская островная дуга причленилась к Евразии и была запечатана вулканами Апукско-Вывенского пояса, сформировавшимися над зоной субдукции океанической коры Командорской котловины под континент.

МАЙНИЦКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Майницкая тектоническая зона представляет собой хорошо сохранившуюся островодужную систему позднеюрского — раннемелового возраста [18]. В ней выделяются два резко различающихся вещественно-структурных комплекса, разделенных полосой Ягельного серпентинитового меланжа (рис. 2).

Тополевский комплекс, занимающий северную часть зоны, сложен вулканогенно-осадочными образованиями, в составе которых преобладают туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, андезибазальты, базальты и их туфы. Выделяются два типа разрезов комплекса: вулканогенный и туфотерригенный, основание и кровля которых не вскрыты.

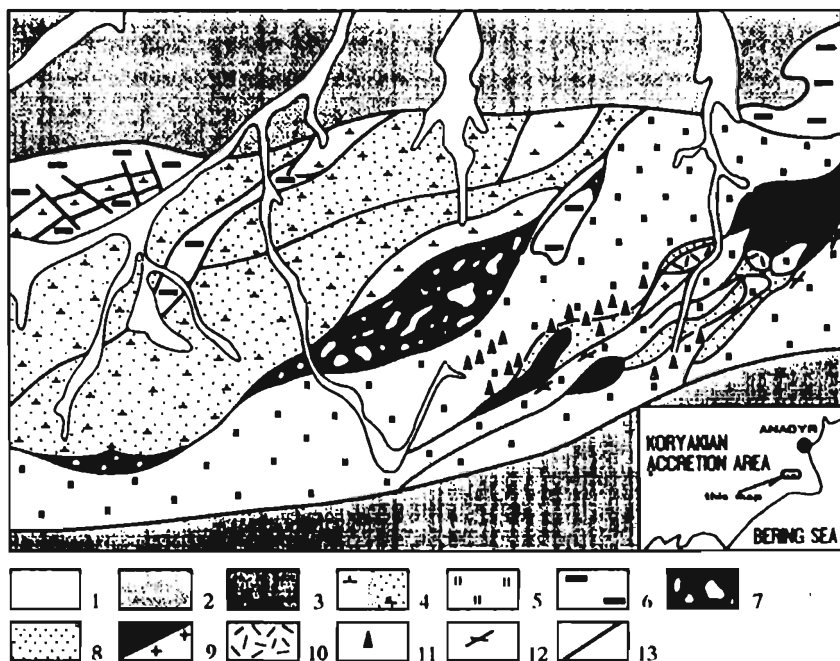


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Майницкой тектонической зоны.

1 — чехол рыхлых кайнозойских образований; 2 — терригенные толщи Алгано-Великореченской зоны; 3 — терригенные толщи Алыктаваамской зоны; 4 — существенно вулканогенные и туфогенные толщи тополевого комплекса; 5 — граувакковые песчаники и микститы эльгеваямской толщи; 6 — массивы гипербазитов (Т — Тамватнейский, Кр — Красногорский, Ч — Чирынагорский, М — Малонаучирыйнаиский); 7 — серпентинитовый меланж (Я — Ягельный); 8 — автокластические меланжи (Эл — Эльгеваямский, Чр — Чирыйнаиский); 9—12 — отгорженцы чужеродных пород в составе эльгеваямской толщи (9 — глубинные магматические породы: а — габброиды, б — плагиограниты, 10 — вулканогенно-осадочная лозовская толща, 11 — флишидная толща верхнего триаса, 12 — мелкие олистолиты); 13 — голубые и зеленые сланцы; 14 — разломы.

Существенно вулканические разрезы описаны в узкой (до 5 км) полосе северо-восточного простирания, прилежащей к Ягельному меланжу. В основании разреза залегают массивные и подушечные базальты и андезибазальты, включающие в себя редкие тонкие прослои агломератовых и пепловых туфов основного состава мощностью 400 м. Выше следует пачка переслаивания эдафогенных брекчий, красных кремнистых сланцев, туфов основного состава, потоков массивных андезибазальтов (300 м). Венчает разрез пачка туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов, переслаивающихся с единичными горизонтами эдафогенных брекчий и красных кремнистых сланцев мощностью 300 м. Северо-восточнее, в районе горы Водораздел, в разрезе комплекса преобладают неслоистые псаммитовые базальтовые туфы и туффиты, включающие в себя редкие потоки базальтов, пикробазальтов, андезибазальтов и их лавобрекчий, тела брекчиевых лав и игни-мбризов риолитов, горизонты конглобрекчий, туфопесчаников и песчаников.

Для туфотерригенного типа разреза тополевого комплекса характерны нормальные седиментационные ритмы с прямой градиацией мощностью от первых десятков до первых сот метров. Слагающие ритмы туфопесчаники, туфоалевролиты, пепловые туффиты, песчаники, алевролиты, туфогравелиты обладают тонкой слоистостью. В основании каждого ритма лежат грубозернистые, обычно гравелистые разности, а в кровле — тонкообломочные алевролиты и пепловые туффиты.

Вулканогенные и туфотерригенные разрезы тополевого комплекса фациально замещают друг друга. Этот вывод подтверждается анализом содержащейся в кремнистых породах микрофауны. В полосе преимущественного развития вулканических пород из яшмоидов были выделены оксфорд-готеривские, а в туфотерригенных разрезах — кимеридж-готеривские радиолярии. Описанные фрагменты вулканогенно-осадочных разрезов имеют мощность 1000—1200 м; истинная мощность комплекса заведомо больше и достигает, по-видимому, 3—5 км.

Имеющиеся геологические, геохимические и литологические материалы позволяют достаточно уверенно судить о геодинамической обстановке формирования тополевого комплекса. Ассоциация базальтовых и риолитовых лав с пепловыми и грубообломочными туфами, обилие вулканокластических пород, резкая фациальная изменчивость и значительные мощности разрезов свидетельствуют о его островодужной природе. Эдафогенные брекчии, красные кремнистые сланцы, контуриты формировались в условиях резко расчлененного подводного рельефа, на склонах и у подножий островных построек, на фоне интенсивной сейсмичности и бурной вулканической и эксгаляционно-гидротермальной деятельности. Индекс-породами примитивных островных дуг являются типичные для вулканических разрезов тополевого комплекса бониниты и высокомагнезиальные андезиты.

Эльгеваямский комплекс занимает южную и юго-восточную части Майницкой тектонической зоны [15]. В его строении главную роль играют граувакковые микститы, песчаники, алевролиты, олистострымы и силициты, которые чрезвычайно трудны для геологического исследования из-за отсутствия нормальной, достаточно протяженной слоистости по всему разрезу и глубокой тектонической и гидротермальной проработки большей части объема пород. Указанные обстоятельства не оставляют возможности проводить обычные стратиграфические исследования осадочных пород комплекса и вынуждают ограничиться литолого-петрографическим анализом основных его компонентов: граувакковых песчаников (35%), силицитов (15%) и оползневых образований (50%).

Граувакковые песчаники — зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, нередко гравелистые и алевритистые. Обломочный материал представлен неокатанными фрагментами базальтов, диабазов, габброидов, тоналитов, туфогенно-осадочных пород, кремней, реже риолитов и плагиогранитов, кристаллов плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, пертита, кварца, гранофировых сростков. Явной макроскопически заметной слоистости в песчаниках, как правило, нет и их залегание определяется только по положению линз серых силицитов мощностью 3—7 см и протяженностью 0,5—1,5 м. Изредка встречаются слои с тонкой микрослойчатостью как результат формирования их течениями. Среди граувакк эльгеваямской толщи нередки отложения гравитационных зерновых потоков, имеющих пудинговую текстуру и содержащих до 5% алевритового цемента. Крупные обломки размером до 2—7 см (до 20%) без признаков окатанности «плавают» в несортированной псаммитовой массе. Явно тектоногенная форма некоторых обломков свидетельствует об их эдафогенном происхождении. Состав обломочного материала граувакк указывает на то, что область сноса являлся район дифференцированного вулканизма типа островной дуги или активной континентальной окраины, находившейся, судя по увеличению зернистости песчаников в северо-западном направлении, в области распространения пород тополевого комплекса. Наличие пирокластической примеси (от 1—2 до 20%), концентрирующейся преимущественно в тонкообломочных разностях пород, связано с деятельностью субазральных вулканических аппаратов. Кроме внешних, имелись еще и внутренние источники сноса, располагавшиеся внутри бассейна седиментации, например, массивы гранитоидов и риолиты района гор Угрюмая и Кекуры, о чем свидетельствует обогащение развитых здесь песчаников аркозовым материалом. Северо-западнее, по периферии Ягельного меланжа, примесь кварца и пертита в граувакках отсутствует. Единичные находки двустворок свидетельствуют о кимеридж-готеривском возрасте граувакковых песчаников эльгеваямского комплекса.

Силициты, образующие линзы мощностью 0,02—4 и протяженностью 0,5—700 м, распределены в разрезе эльгеваямской толщи

неравномерно. Черные и темно-бурые силициты характеризуются повышенным содержанием рудных компонентов, что позволяет отнести их к эксгальционно-гидротермальному типу. На левом берегу р. Эльгевая обнаружен выход шлейфа подводного эксгальционного источника. Здесь наблюдается линзовидное согласно залегающее тело силицитов протяженностью 20 и мощностью 2 м, обрываемое трещиной, перпендикулярной напластованию, шириной 0,7 м. Наиболее распространены серые силициты, имеющие форму конкреции, что указывает на дополнительный привнос кремнезема в придонные слои воды. Таким образом, образование граувакковых осадков эльгевайской толщи происходило на фоне интенсивной эксгальционно-гидротермальной деятельности.

Оползневые образования, слагающие около 50 % объема эльгевайского комплекса, в значительной мере условно можно разделить на два типа: оползневые пластины и оползневые микститы.

Оползневые пластины слагают пластовые тела, практически согласно залегающие в разрезе. Они имеют преимущественно песчаный граувакковый состав и мощность до нескольких сот метров. Степень деформации пластины, которая бывает весьма различной, можно определить по положению линз серых силицитов, подчеркивающих слоистость. Верхние части пластин обычно не затронуты деформацией, а нижние изобилуют изогнутыми, хаотически расположенными линзами и обрывками линз силицитов (рис. 3), тут же нередко присутствуют и обломки других по структуре песчаников, красных яшмоидов. Несмотря на неоднородность деформации по разрезу, первичная микрослоистость обычно полностью исчезает во всем объеме пластины. От отложений

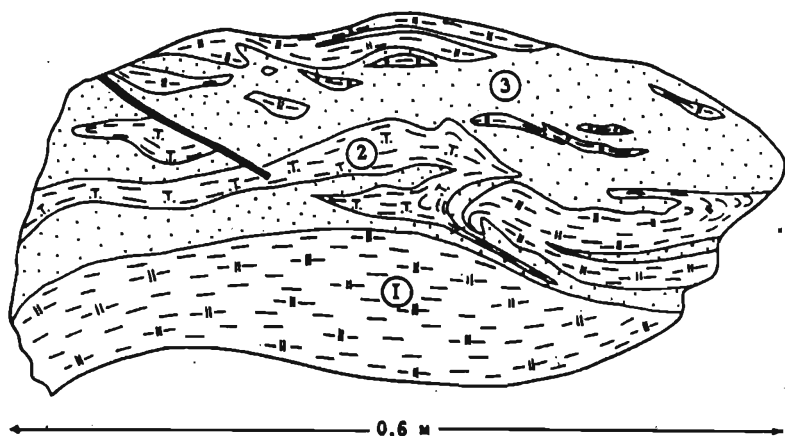


Рис. 3. Характер слоистости в оползневых микститах эльгевайского комплекса.

1 — голубовато-серые силициты, 2 — граувакковые микститы, 3 — черные кремнисто-глинистые породы.

неразвитых зерновых потоков такие неслоистые породы можно отличить по широкому развитию гидротермального агрегата кальцита, кварца, ломонтита и пренита. Белые тончайшие прожилки синусоидальной формы буквально пропитывают породу, заполняя пустоты, деформированные в процессе оползания (рис. 4). Оползневые пластины формировались в результате пластичного сдвига больших масс в различной степени литифицированного осадка и перемещения их как единого целого вниз по склону. Современные аналоги такого рода образований выявлены непрерывным сейсмопрофилированием на островодужном склоне Японского желоба и желоба Хикуранги [4, 24].

Оползневые микститы — темно-зеленые, табачно-зеленые породы пеплово-грауваккового состава и пелито-мелкопсаммитовой структуры — формировались, по-видимому, в результате полной дезинтеграции оползневых пластин граувакковых песчаников. Форма тел, как правило, неясна. В породах, имеющих однородный облик, микститовая текстура хорошо видна только микроскопически, лишь иногда встречаются деформированные

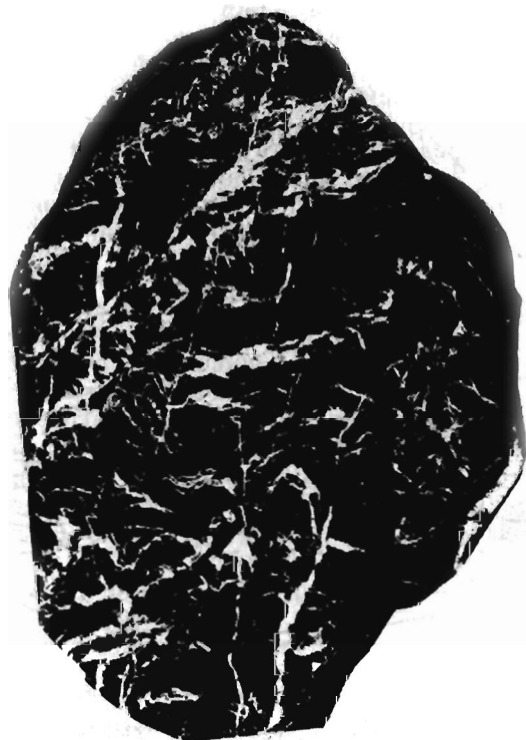


Рис. 4. Граувакковые микститы эльгеваямского комплекса, пропитанные гидротермальным агрегатом. Подошва оползневой пластины.

обрывки слоев и линз серых силицитов, обломки красных яшм. Количество микститов в составе эльгеваямского комплекса уменьшается в северо-западном направлении, что свидетельствует о седиментации на крутом склоне, понижавшемся к юго-востоку. Большое количество пепла в этих отложениях генетически связано с деятельностью субэвральными вулканическими аппаратами. Породы пронизаны густой сетью различно ориентированных трещин, заполненных гидротермальным агрегатом кальцита, кварца, ломонтита и пренита. Мощность микститовых тел, замеренная по общему положению в разрезе, достигает 2000 м, что по аналогии с сейсмоторбидитами может свидетельствовать об аномальных сейсмических явлениях в период седиментации, способных нарушить статическое равновесие больших масс нелигифицированных осадков. Современные оползневые микститы детально изучены на островодужном склоне Японского желоба, в пределах Большой Ньюфаундлендской банки и во многих других местах мирового океана [4].

Примечательную особенность эльгеваямского комплекса составляют заключенные в нем чужеродные блоки горных пород разного размера, состава и возраста. Наиболее эффективно выделяются среди однообразных табачно-серых граувакковых микститов более или менее изометричные блоки белых пелитоморфных и мраморизованных известняков, часто образующие отдельно стоящие скалы (рис. 5). Обычно они имеют видимые размеры в пределах первых метров (а самые мелкие — 10—15 см), но некоторые достигают нескольких сот метров и возвышаются над поверхностью до 50 м. Местами блоки известняков концентрируются в узкие протяженные цепочки, маркируя не имеющие четких границ олистостромовые горизонты, залегающие среди оползневых микститов. В неперекристаллизованных известняках содержится фауна позднепалеозойского—триасового возраста, характерная для тетической зоогеографической провинции.

Отторженцы иного состава не выделяются так эффективно и, очевидно, поэтому обычно не отмечаются. Между тем, кроме известняков, в глыбах эльгеваямского комплекса встречаются слоистые силициты, слоистые туфы с линзами гравелитов, базальты, включающие в себя иногда прослойки известняков, базальтовые гиалокластиты, полосчатые габброиды с линзами ультрабазитов, тоналиты, плагиограниты, риолиты, гранатовые амфиболиты. Большинство работающих в районе исследователей рассматривает вулканогенно-осадочные породы как линзы, прослойки или лавовые потоки, залегающие в едином разрезе эльгеваямского комплекса, а глубинные магматические породы — в качестве интрузивных тел либо обычных тектонических блоков.

На взгляд авторов, они также являются олистолитами. В отношении тел глубинных магматических пород этот вывод представляется бесспорным. С одной стороны, нет сомнения в том, что мелкие (до 200—300 м) тела габброидов, тоналитов и плагио-



Рис. 5. Глыбы мраморизованных известняков верхнего палеозоя—триаса среди туфограувакковых микститов эльгеваямского комплекса в районе горы Средняя (фото А. Д. Чехова).

гранитов — это фрагменты более крупных массивов, сформировавшихся в глубинных условиях, но отсутствие эндо- и экзоконтактных изменений говорит о том, что они не могли занять свое нынешнее положение в результате магматического внедрения и, следовательно, были доставлены сюда механическим путем. С другой стороны, выведение таких фрагментов по разломам, учитывая округлую форму тел, разнообразную ориентировку и отсутствие видимой связи с разломами, представляется невероятным. Отсюда можно сделать вывод, что, коль скоро в составе эльгеваямского комплекса бесспорно заключены чужеродные ему отторженцы (известняки, гранатовые амфиболиты), такими же отторженцами являются и тела глубинных пород магматического происхождения.

Несколько сложнее ситуация с базальтами, которые наблюдаются на местности почти исключительно в элювиальных развалах, а на геологических картах показываются обычно в виде коротких и никуда не прослеживающихся единичных потоков. Однако имеющиеся находки глыб и валунов базальтов размером до 0,5 м в коренных выходах оползневых граувакковых микститов, а также наличие отдельных останцов, сложенных базальтами, переслаивающимися с известняками, заставляет усомниться в такой интерпретации. Косвенно подтверждает олистолитовую природу базальтов их химический состав. Практически все они отличаются высоким содержанием TiO_2 (1,6—2,6 %), железа (более

10 %), переменным K_2O (0,1—2,4 %) и сходны с ферротитановыми толеитами и субщелочными базальтами типа базальтов океанических островов. Учитывая явно островодужную природу Майницкой тектонической зоны, мы полагаем, что породы, сформировавшиеся во внутриокеанической геодинамической обстановке, могут оказаться здесь лишь как чужеродные объекты.

Глыбы слоистых туфогенно-осадочных пород имеют размер от первых десятков сантиметров до первых метров. Они абсолютно незаметны ни в элювиально-делювиальных развалах, ни в выветрелых стенках коренных обнажений и могут быть обнаружены лишь на идеально отпрепарированных, а еще лучше на отмытых рекой поверхностях скальных выходов. В одной из таких глыб обнаружены радиолярии поздне триасового возраста, подтверждающие олистолитовую природу слагающих ее кремнисто-терригенных пород.

Особое место в структуре эльгеваямского комплекса занимают массивы гор Серая, Кекуры, Угрюмая, Седло (рис. 6). Это крупные (длина до 15, ширина до 4 км) цельные тела, сложенные габброидами, тоналитами, плагиогранитами и вулканогенно-осадочными породами. В вулканической толще преобладают туфы основного, среднего и кислого состава (от агломератовых до пепловых), низкотитанистые базальты, андезибазальты, высокомагнезиальные андезиты, мелководные туфоалевролиты и туфопесчаники с параллельной и косой слоистостью, туффиты и аргиллиты. Единичные находки радиолярий определяют триасовый—раннеюрский возраст толщи. Особенности вещественного состава габброидов, тоналитов и плагиогранитов, их тесная связь с дифференцированными вулканитами позволили нам объединить их в Лозовскую вулcano-плутоническую ассоциацию горных пород, сформировавшуюся на разных уровнях раннемезозойской островной дуги [1].

Взаимоотношения охарактеризованных массивов с окружающими их граувакками эльгеваямского комплекса заслуживают специального обсуждения. Все массивы имеют вытянутую в северо-восточном направлении неправильную караваеобразную в плане форму. Их контакты, падающие достаточно круто (до 40° в ту или другую сторону), представляют собой сложную изогнутую поверхность, срезающую внутреннюю структуру массива. Это обстоятельство, а также более древний возраст лозовской ассоциации по сравнению с эльгеваямскими граувакками исключают возможность интрузивного внедрения магматитов, как это предполагалось в более ранних работах по геологии района. С другой стороны, наличие мелких олистолитов габброидов, тоналитов, плагиогранитов, а также обильной аркозовой примеси в граувакках по периферии массивов исключает возможность покровных соотношений лозовской ассоциации и эльгеваямского комплекса, как это предполагалось во многих более поздних мобилистских интерпретациях. Ну, и наконец, удивитель-

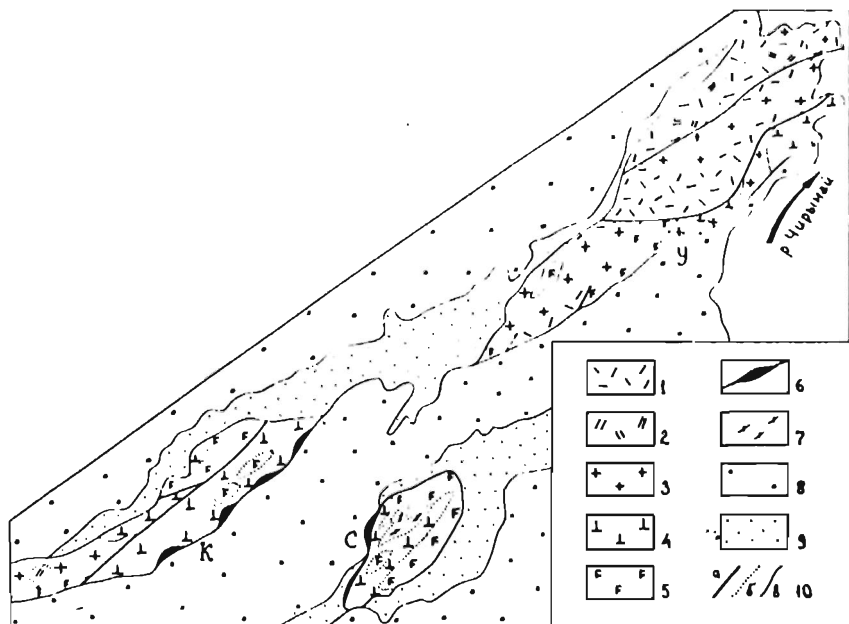


Рис. 6. Схематическая геологическая карта магматических образований лозовского вулканоплутонического комплекса.

1 — вулканогенно-осадочные образования лозовской толщи, 2 — субвулканические образования, 3 — плагнограниты, 4 — породы габбро-тоналитовой серии, 5 — габбронориты, 6 — ультраосновные кумуляты, 7 — породы метаморфического облика, 8 — граувакковые микститы, 9 — Эльгеваямский и Чирынайский меланжи, 10 — границы а — тектонические, б — фациальные, в — протрузивно-тектонические и интрузивные.

ная караваяобразная форма массивов и сложноизвилистая форма их контактов не оставляют возможности выведения массивов снизу посредством дифференцированных движений по вертикальным разломам.

Избежать противоречий с фактическим геологическим материалом удастся только в том случае, если рассматривать массивы, сложенные лозовской вулканоплутонической ассоциацией, в качестве гигантских олистоплаков — отторженцев древней островной дуги, попавших в бассейн седиментации и засыпанных граувакковым материалом. Какое-то время они выступали над уровнем моря и служили источником сноса аркозового материала, разбавлявшего отлагавшиеся поблизости граувакковые осадки.

Еще одна специфическая особенность эльгеваямского комплекса — это зоны Чирынайского и Эльгеваямского меланжей [17] шириной до 3 км, протягивающиеся с юго-запада на северо-восток и строго приуроченные к массивам-олистоплакам пород лозовской вулканоплутонической ассоциации (см. рис. 6). Меланжи

ограничены протрузивно-тектоническими контактами, которые имеют в плане прихотливо-извилистую форму. Многочисленные заливы цементирующей массы, проникающие в окружающие породы, образовались, очевидно, в результате вдавливания пластичного вещества в трещины и малоамплитудные разломы. По тем же трещинам развиваются и современные водотоки, что делает невозможным применение метода пластовых треугольников для определения направления падения контактов меланжей. Имеющиеся геофизические материалы также не дают однозначного ответа.

В составе глыбовой части Эльгеваямского и Чирынайского меланжей преобладают граувакковые породы эльгеваямского комплекса. Габброиды, тоналиты, плагиограниты, базальты и известняки встречаются реже. В пределах Эльгеваямского меланжа от горы Кекуры до горы Средняя прослежена цепочка известняковых тел размером от нескольких до 500 м. Наблюдения на местности и дешифрирование аэрофотоснимков отчетливо показали, что глыбы известняков маркируют единый пласт олистостром в незатронутом меланжем эльгеваямском комплексе, который в районе горы Средняя подходит к границе меланжа, пересекает ее и спокойно продолжается дальше. Следовательно, Эльгеваямский меланж представляет собой не хаотическую смесь, как это обычно считается, а является результатом деформации и пластического течения вещества без значительного перемешивания материала.

Состав цемента Эльгеваямского и Чирынайского меланжей рассматривается разными исследователями по-разному. Геологи, проводившие здесь геологическую съемку, картировали лишь незначительные тела серпентинитов. С другой стороны, исследователями, проводившими тематические исследования, матрикс меланжей был отрисован как сплошь серпентинитовый. Такая интерпретация базируется, как кажется, исключительно на убежденности авторов в неперменной «серпентинитовости» всех меланжей, что скорее всего неверно. Считается, что глыбы крепче серпентинитового матрикса и поэтому образуют скальные останцы разного размера, хорошо выделяющиеся на фоне пониженных, закрытых рыхлыми наносами и задернованных участков рельефа. Это предположение спорно. Во-первых, на примере других меланжей Корякского нагорья отчетливо видно, что расланцованные серпентиниты матрикса, когда они действительно появляются на поверхности, не обязательно слагают заболоченные понижения, а могут быть прекрасно обнажены. Во-вторых, крупные целиковые тела гипербазитов, так же, как и поля развития расланцованных серпентинитов в Корякском нагорье, совершенно лишены растительности и благодаря этому резко выделяются на фоне габброидов, гранитоидов, вулканогенных и осадочных пород, покрытых травянисто-кустарниковыми зарослями. Эта геоботаническая закономерность выступает чрезвычайно четко и отмечена во многих производственных отчетах.

Очевидно, наличие растительности следует считать признаком отсутствия ультрабазитов и на основании этого легко выяснить, что серпентиниты слагают не более 10 % объема матрикса Эльгеваямского и Чирынайского меланжей. В основном же цемент представлен катаклазитами и милонитами горных пород, которыми сложены глыбы в меланже, прежде всего динамометаморфизованными граувакками эльгеваямского комплекса, в меньшей мере катаклазитами и милонитами по плагиогранитам, габброидам, базальтам, вулканогенно-осадочным и экзотическим породам. Прекрасным доказательством преимущественно апограуваккового состава цемента служит упоминавшийся выше факт прохождения единого олистостромового горизонта из ненарушенного эльгеваямского комплекса в меланж. От обычных продуктов катаклаза и милонитизации цемент меланжей должна отличать высокая способность к пластическому течению. Этому, очевидно, благоприятствует низкотемпературное преобразование горных пород с развитием в них слоистых силикатов (хлорита, глинистых минералов и других минералов волокнистого габитуса) или с совершенной спайностью (амфиболы, карбонаты и др.).

Продукты «сухого» динамометаморфизма, как и продукты низкотемпературного бластокатаклаза и бластомилонитизации, вплоть до зеленых и голубых метаморфических сланцев, нередко в глыбах Чирынайского и Эльгеваямского меланжей, но распределены в них крайне неравномерно. Так, в непосредственной близости к массиву горы Серой наблюдалась смена массивных граувакк, слагающих ядро небольшой глыбы, рассланцованными, а затем — эпидот-хлоритовыми метаморфическими сланцами. Вблизи северного контакта массива горы Кекуры описаны блоки апогаббровых бластомилонитов, эпидот-хлоритовых, эпидот-альбит-актинолитовых сланцев, а вдоль юго-восточного края массива горы Седло — кварц-хлоритовые и лавсонит-глаукофановые сланцы. Представляется, что зеленые и голубые метаморфические сланцы, концентрирующиеся вокруг крупных олистоплаков, возникли в результате локального повышения здесь параметров динамотермально-метаморфических процессов, связанных с меланжеобразованием.

Описанное свидетельствует о том, что Эльгеваямский и Чирынайский меланжи являются наложенными структурами, а эльгеваямский комплекс попадает в зоны меланжеобразования вместе со всеми олистолитами и олистоплаками, которые в нем заключены. Анализ соотношений меланжей и гигантских олистоплаков дает основание считать, что не меланжи транспортировали олистоплаки в их современное положение, как это обычно считается, а скорее наоборот, скопления олистоплаков предопределили место образования меланжей. Эти структуры могли возникнуть как реакция механически неоднородной среды, каковым несомненно был хаотический эльгеваямский комплекс, на условия бокового сжатия. Для реакции такого рода необходимо, вероятно,

наличие нескольких условий, главными из которых можно считать способность граувакк к пластическому течению, цепочечное расположение крупных, механически более устойчивых олистоплаков и присутствие некоторого количества ультрабазитов, серпентинизация и увеличение объема которых усиливает динамические напряжения.

Подобные эльгеваямскому комплексу хаотические образования с включенными в них фрагментами чужеродных структур и осложненные зонами меланжей известны во многих районах земного шара. Наиболее яркий пример — францисканская формация Калифорнии, есть они в Новой Зеландии, Гватемале, Японии, Индонезии, Эквадоре, Приморье и на о. Сахалин. Обычно они интерпретируются как образования субдукционного (или аккреционного) комплекса, подобного тем, которые слагают фронтальные части некоторых современных островодужных систем.

Ягельный серпентинитовый меланж имеет в плане форму линзы длиной около 70 и шириной до 10 км, пересекает Майницкую тектоническую зону с юго-запада на северо-восток и занимает пограничное положение, так что к северу от него распространены вулканогенно-осадочные толщи тополевого комплекса, а к югу — хаотические образования эльгеваямского комплекса (рис. 2, 7). В этом заключается одно из важнейших отличий Ягельного меланжа от Чирынайского и Эльгеваямского, которые находятся внутри эльгеваямского хаотического комплекса. Другое важнейшее отличие — состав цемента, который в пределах Ягельного меланжа сложен черными рассланцованными серпентинитами, занимающими примерно 50 % его площади. Границы же всех трех меланжей Майницкой зоны сходны. Ягельный меланж также ограничен протрузивно-тектоническими контактами прихотливо-извилистой формы. Тонкие просечки серпентинитов, вдавленные по трещинам в окружающие комплексы, в ряде случаев образуют структуру, напоминающую штокверк. Направление падения Ягельного меланжа также невозможно определить ни с помощью имеющихся геофизических материалов, ни методом пластовых треугольников. Исходя из геодинамической модели строения и эволюции Майницкой тектонической зоны Ягельный меланж должен падать на север. Косвенным подтверждением этому может служить более широкое развитие серпентинитовых «штокверков» в его северо-западном (висячем) крыле (см. рис. 7).

Вблизи северо-западной границы Ягельного меланжа серпентинитовый матрикс включает в себя глыбы базальтов, туфов основного состава, туффитов, кремнистых пород, туфопесчаников и туфоалевролитов, подобных породам тополевого комплекса. Вдоль юго-восточной границы протягивается аналогичная полоса, глыбы которой сложены породами эльгеваямского комплекса. В осевой части меланжа наблюдаются гигантские (до 3—4 км) блоки и небольшие глыбы ультрабазитов, габбро, диабазов и базаль-

Таким образом, Майницкая тектоническая зона представляет собой хорошо сохранившуюся островодужную систему позднеюрского—неокомского возраста, в пределах которой сохранилось первичное взаиморасположение основных островодужных элементов: на севере — осевая вулканическая гряда (тополевыский комплекс), затем — внешняя невулканическая гряда (ягельный офиолитовый комплекс) и на юге — внешний приокеанический склон дуги, в пределах которого происходило формирование эльгеваймского комплекса. Выявленная полярность позволяет реконструировать положение древнего глубоководного желоба на месте современных Алыкатваамской и Эконайской зон Корякского нагорья. Историю формирования хаотических комплексов Майницкой зоны на фоне общей эволюции островодужной системы можно представить себе следующим образом (рис. 8).

На рубеже средней и поздней юры в северной части Тихого

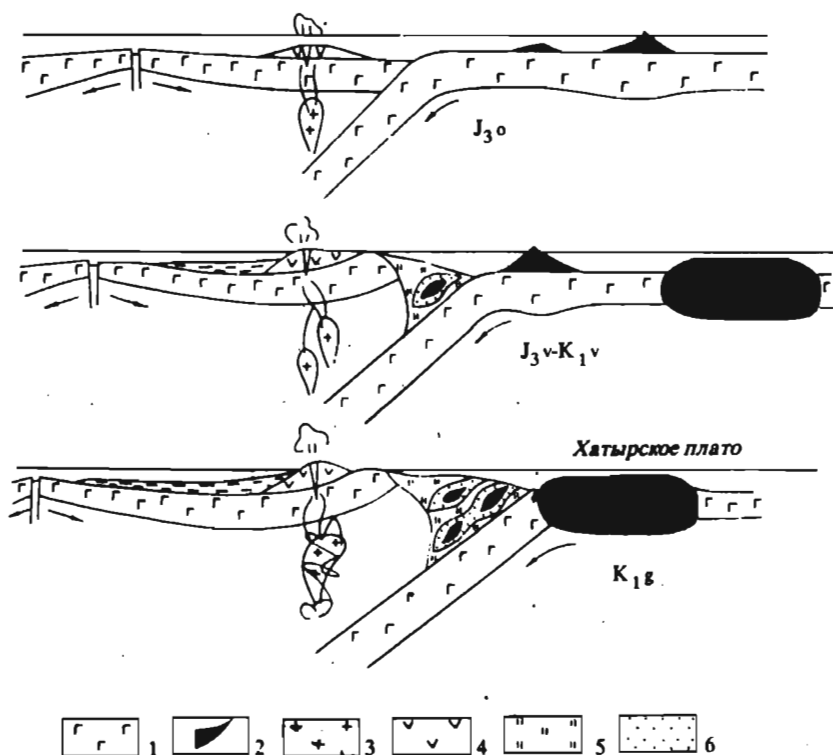


Рис. 8. Схема эволюции Майницкой островной дуги.

1 — океаническая кора; 2 — чужеродные террейны, транспортировавшиеся на субдуцировавшей плите, и их фрагменты; 3 — магматические очаги; 4 — вулканические постройки островной дуги; 5 — эльгеваймский хаотический комплекс и 6 — Чирнайский и Эльгеваймский меланжи внутри него.

океана возникла зона субдукции, падавшая на север. В келловее — готериве над ней сформировалась цепь вулканических построек, сначала подводных, а в кимеридж-волжское время появившихся над уровнем моря и образовавших островную дугу, отделившую обширное окраинное море от океанской акватории. Одновременно во фронтальной части островной дуги происходило образование аккреционной призмы, материал которой имел двоякую природу. С одной стороны, сюда поступал местный граувакковый материал, а интенсивная сейсмичность, расчлененный рельеф, активное воздымание и денудация островов способствовали широкому развитию оползневых процессов, переработавших нормальные слоистые осадки в хаотические граувакковые микститы оползневых пластин. С другой стороны, аккреционная призма формировалась за счет экзотического и весьма разнородного материала, транспортировавшегося океанической плитой, которая несла на себе вулканические плато, гайоты, отмершие островные дуги, осложнявшие рельеф абиссальной океанической равнины. При попадании в желоб они срывались со своего основания, раскалывались на фрагменты различного размера, вминались в уже накопившиеся, но еще не литифицированные граувакки и пересыпались новыми порциями местного обломочного материала. Таким образом, в состав аккреционного комплекса попали мелкие глыбы, блоки и гигантские отторженцы позднепалеозойских — раннемезозойских известняков и высокотитанистых базальтов (океанских гайотов), раннемезозойских вулканогенно-осадочных пород, плагиогранитов и габброидов (отмерших энсиматических островных дуг), сформировавших олистостромовые горизонты внутри эльгеваямского комплекса. Известняки содержат остатки тропической фауны, свидетельствующие о длительном «путешествии» исходных океанических структур из южных широт в северные.

Гигантские чужеродные отторженцы при попадании в аккреционную призму становились жесткими упорами, вокруг которых под воздействием бокового давления субдуцировавшей плиты происходило пластическое течение тектонизированных граувакковых микститов и формирование зон Чирынайского и Эльгеваямского меланжей. На участках локального повышения давления возникали бластомилониты, бластокатаклазиты, голубые и зеленые сланцы. Морская вода, отжимавшаяся из океанических осадков в зоне субдукции, нагревалась и, циркулируя по тектонизированным грауваккам аккреционной призмы, пропитывала их низкотемпературными гидротермальными продуктами.

Одновременно с формированием аккреционной призмы происходило воздымание фронтальной части островодужной гряды, чему способствовали интенсивная серпентинизация и увеличение объема ее ультрабазитового фундамента и «затягивание» больших масс грауваккового материала вниз, под островную дугу. В результате этого процесса был выведен на поверхность офиолитовый цоколь Майницкой островодужной системы, который за-

нял место внешней невулканической гряды. Превращение его в серпентинитовый меланж происходило, по-видимому, в течение достаточно длительного времени. Оно началось с образования сколов, параллельных только что заложившейся зоне субдукции, продолжилось в период серпентинизации и формирования внешней невулканической гряды и завершилось в момент заклинивания зоны субдукции покровными структурами Эконайской зоны.

В середине раннего мела Майницкая островодужная система прекратила активное развитие. По-видимому, в это время в основном и сформировался ее современный облик: окончательно оформились Чирынайский, Эльгеваямский и Ягельный меланжи, возникли многочисленные просечки серпентинитов, сформировался линзовидно-блоковый структурный рисунок.

ЭКОНАЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Эконайская тектоническая зона, расположенная в южной части Корякского хребта, представляет собой сложную систему покровных элементов, внутреннее строение которых до сих пор является предметом острой дискуссии. Причленение отдельных структурных элементов Эконайской зоны к Майницкой островной дуге происходило в разное время, однако в конце мелового периода вся территория современного Корякского хребта уже представляла собой единое складчатое сооружение, на котором начал формироваться маастрихт-кайнозойский неоавтохтон.

В пределах Эконайской тектонической зоны выделяются две крупные системы покровов (рис. 9). Нижняя, Янранайская, детально описанная В. Н. Григорьевым, С. Д. Соколовым, К. А. Крыловым, в пределах одноименного купола [5] выходит на поверхность в южных отрогах хребта. В ее структуре выделяются четыре самостоятельные пластины, сложенные позднеюрскими и меловыми вулканогенно-кремнистыми, туфотерригенными и олистостромовыми образованиями. Верхняя, Хатырская, отделяется от Янранайской серией взбросов и надвигов, падающих под разными углами в северных румбах. В ее составе выделяются две главные пластины, сложенные позднепалеозойскими—ранне-мезозойскими вулканогенно-осадочными и кремнисто-базальтовыми, а также позднемезозойскими туфотерригенными образованиями.

По данным В. Н. Григорьева и его коллег, наиболее высокое положение в структуре Янранайского купола занимает пластина, сложенная кимеридж-аптскими базальтами, спилитами, диабазами, кремнистыми породами с подчиненным количеством гиалокластитов, алевролитов, туфоалевролитов. Вулканические и осадочные породы встречаются в разных разрезах в существенно различных количественных соотношениях. Мощность кремнистых

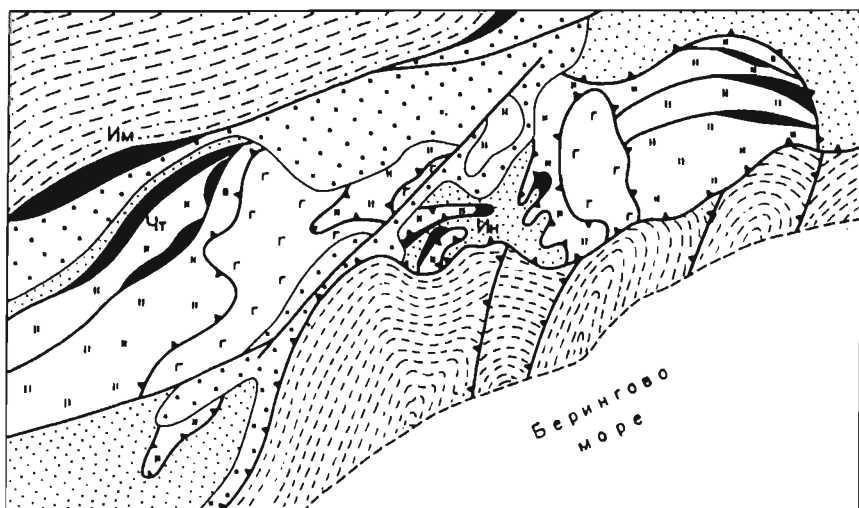


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Эконайской тектонической зоны.

1 — терригенные толщи Алгано-Великореченской зоны (J_3-K_1), 2 — терригенно-кремнистые толщи Нижнехатырской впадины (P_2-N_1), 3 — терригенно-вулканогенные толщи неавтохтона (K_2m-P_2), 4—5 — Хатырская система покровов (PZ_3-MZ_1); 6 — Янранайская система покровов, 7 — тела габбро-гипербазитов и серпентинитовые меланжи (Им — Иомраутский, Чт — Четкинвоямский, Ян — Яонайвеемский), 8 — надвиги, взбросы, нарьяжи.

разрезов, охватывающих титон-барремский стратиграфический интервал, не превышает 100 м. Терригенный и туфогенный материал появляется только на уровне баррема—апта. Среди вулканитов присутствуют абиссальные толенты и высокотитанистые дифференциаты щелочно-базальтовой серии океанских островов.

Структурно ниже залегает пластина, сложенная базальтами, гиадокластитами, кремнистыми породами, известняками и металлоносными осадками альб-кампанского возраста. Металлоносные осадки обогащены железом, марганцем, фосфором. Карбонатные породы слагают верхнюю часть разреза толщи и представлены калькаренитами, ракушечниками с обломками иноцерамов и гастропод.

Отдельные тектонические пластины сложены двучленным разрезом, в котором выделяются альб-туронская яшмово-базальтовая и коньяк-кампанская терригенная породные ассоциации. Среди базальтов встречаются две разновидности: одни сходны с толентами абиссальных котловин, а другие — с базальтами океанических гор и поднятий. Терригенные породы представлены

ритмичными пачками песчаников, алевролитов, аргиллитов, среди которых выделяются тонкие дистальные турбидиты.

Самое нижнее структурное положение в Янранайской системе покровов занимает пластина, сложенная олистостромовой толщиной. Для нее характерны большая изменчивость по площади, обилие олистолитов разного состава, широкое развитие обвальнопользовных образований и ограниченное распространение типичных гравитационных микститов, представленных отложениями дебризных потоков, и инкогерентных оползней. Нормально-осадочные пачки чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов сходны с осадочными образованиями, слагающими вышележащую пластину.

Обломочный материал олистостромовой толщи отчетливо связан с отложениями двух структурных уровней. Одна группа олистолитов сложена мраморизованными известняками и серыми кремнями позднепалеозойского—раннемезозойского возраста, которыми сложена одна из пластин Хатырской системы покровов. Ко второй группе относятся фрагменты всех трех пластин Янранайской системы покровов. Выявлена закономерность в распределении обломков этих двух групп, хорошо видная на примере типового разреза, описанного А. А. Александровым, а затем В. Н. Григорьевым и его коллегами.

Нижняя часть олистостромовой толщи сложена здесь черными алевропелитами, в которых хаотически разбросаны отдельные глыбы и крупные олистолиты светлых мраморизованных известняков. Размер этих олистолитов достигает многих десятков метров. Отмечаются блоки протяженностью до 200 м. Здесь же встречаются глыбы серых кремней. Некоторые олистолиты кремней бывают сильно раздроблены вплоть до превращения в линзы монокристаллических кремнистых брекчий с густорасположенными обломками. Иногда олистолиты имеют сложный состав. В частности, некоторые из них представляют собой фрагменты очень характерных триасовых «экзотических» образований и сложены кремнями, заключающими в себе блоки серых мраморизованных известняков.

Цементирующая алевропелитовая масса этой части олистостромов сильно тектонизирована — почти всюду она перемята, катаклазирована, рассланцована. Местами среди рассланцованных алевропелитов прослеживаются будины песчаников. Видимая мощность этой части разреза не менее 50 м.

Выше в разрезе олистостромовой толщи прослеживается горизонт серых песчаников. Внизу они грубозернистые, выше более тонкозернистые. В песчаниках встречаются отдельные обломки серых кремней триасового облика. Мощность песчаников около 15 м. По простиранию мощность этого горизонта, по-видимому, возрастает, и в нем попадаются более крупные глыбы кремней и мраморизованных известняков.

Над песчаниками лежит пачка, сложенная черными редкога-

лечными микститами с алевропелитовым матриксом. В нижней части пачки имеются замятые в складки фрагменты пластов песчаников. Мощность их до 30 см. Кроме того, в этой пачке был встречен деформированный линзовидный олистолит голубовато-зеленых кремней, из которых был выделен коньяк-сантонский комплекс радиолярий. Аналогичные по внешнему виду кремни и обломки базальтов слагают гальки микститовой пачки. Ее мощность около 25 м.

Выше залегает крупный сильно деформированный олистолит, состоящий из линзовидных тел спилитов, мощность которых в раздувах достигает нескольких метров, и окружающих их красных яшм, охарактеризованных остатками коньяк-туронских радиолярий. Общая мощность этого деформированного эффузивно-кремнистого олистолита около 35 м. Вполне вероятно, что это не единый олистолит сложного строения, а серия из сгруженных более мелких самостоятельных олистолитов, сложенных либо базальтами, либо яшмами.

Еще выше располагается крупный олистолит (мощность около 15 м), по строению слагающих его отложений очень напоминающий фрагмент кампанской флишоидной пачки. В алевропелитах этого олистолита встречаются остатки призматических слоев.

Венчают разрез массивные серые песчаники, нарушенные несколькими срывами. Среди этих песчаников встречаются отдельные олистолиты базальтов. Общая видимая мощность песчаников около 150 м, хотя в этой части разреза имеются срывы, и эти значения мощности, вероятно, завышены.

По-видимому, общая мощность олистостромовой толщи в пределах Янранайского купола достигает нескольких сот метров. Возраст олистостромовой толщи не древнее маастрихтского. Об этом свидетельствует присутствие в самых верхах олистостромовой толщи заведомо аллохтонных блоков яшм с остатками кампанских радиолярий и кампанских известняков.

Приведенные данные отчетливо демонстрируют закономерную смену позднепалеозойских—раннемезозойских олистолитов позднемезозойскими вверх по разрезу толщи. Эта закономерность, прослеживаемая и в других разрезах, — характерная черта янранайских олистостром, она может быть объяснена последовательным выведением на уровень денудации сначала аллохтонных комплексов Хатырской системы покровов, а затем автохтонных комплексов Янранайской системы в процессе причленения чужеродных структур к фронту Майницкой островодужной системы.

В пределах Хатырской системы покровов выделяются три резко различных вещественно-структурных комплекса: вулканогенно-осадочный и базальтово-кремнистый позднепалеозойского—раннемезозойского возраста и туфотерригенный позднемезозойского возраста, первичные взаимоотношения между которыми не ясны.

С. Г. Бялобжесский, С. Д. Соколов, Г. П. Терехова и многие другие исследователи в ряде мест, где тектонические деформации наименее интенсивны, усматривают перекрытие счешуенных кремнисто-базальтовых пород терригенными толщами и даже отмечают пачку базальных конгломератов среднеюрского возраста в их основании. Эти данные еще нуждаются в тщательной проверке, но даже если они и имели место, то в дальнейшем были полностью уничтожены тектоническими деформациями.

В настоящее время Хатырская система покровов состоит из нескольких крупных тектонических пластин, каждая из которых сложена одним из трех перечисленных комплексов. Пластины разделены взбросами, надвигами и шарьяжами, падающими в северных румбах под углами $0-80^\circ$, а в ряде мест — зонами серпентинитовых меланжей разного масштаба. Внутреннее строение пластин также чрезвычайно сложно. Они разбиты на многочисленные чешуи, сильно катаклазированны, часто превращены в милониты. Отдельные горизонты катаклазитов и милонитов, разделяющих чешуи, достигают первых сот метров мощности.

Туфотерригенный комплекс объединяет отложения от киме-риджа до нижнего маастрихта. Для них характерны чередования в разрезе алевропелитовых и песчанниковых пачек, наличие отдельных слоев гравелитов, конгломератов, кремнистых и карбонатных пород, а также микститовых тел разного размера и генезиса. Туфовая примесь, неравномерно рассеянная по всему разрезу, связана, по-видимому, с деятельностью достаточно удаленных вулканов.

Наиболее распространены в составе комплекса микститовые тела обвального-оползневого генезиса, сходные с типичными олистостромами. Они содержат крупные валуны и глыбы размером до нескольких метров, сложенные разнообразными породами более древних вещественно-структурных комплексов. Матрикс микститов этого типа имеет хаотическое строение, сложен алевропелитовым и песчаным материалом. На левобережье р. Ионай-веем О. С. Березнер закартировано тело неслоистых алевропсаммитовых микститов, среди которых беспорядочно расположены блоки и глыбы гранитоидов, габброидов, кремней, базальтов размером до нескольких сот метров. По-видимому, блоки являются олистолитами в волжско-берриасской олистостроме, хотя не исключена и иная их природа. Может быть, эти блоки представляют собой остатки перекрывавших микститы серпентинитового меланжа и пластины кремнисто-вулканогенных пород. В дальнейшем и аллохтонная пластина, и цемент меланжа были эродированы, а отдельные входившие в состав меланжа блоки оставались в виде останцов среди терригенной толщи. На эту мысль наводит широкое развитие здесь горизонтально лежащих аллохтонных пластин, а также то обстоятельство, что олистолиты приурочены к наиболее высоким участкам современного рельефа.

Меньшим распространением в составе комплекса пользуются

микститы, представляющие собой отложения зерновых потоков: это пудинговые конгломераты, состоящие из обломков (5—10 %) преимущественно серых и зеленых кремней и неслоистой цементирующей массы грубозернистых песчаников, обломочный материал которых также представлен продуктами разрушения кремнистых и вулканогенных толщ (данные С. Д. Соколова и В. Г. Сафонова).

Вулканогенно-осадочный комплекс представлен базальтами, андезитами, риолитами, их туфами, туфогенно-осадочными, в меньшей степени терригенными и карбонатными породами, содержащими фауну позднего палеозоя и триаса тетического облика. Характер породной ассоциации и геохимические особенности вулканитов не оставляют сомнения в том, что данный комплекс сформировался в геодинамической обстановке энсиматической островной дуги.

Базальтово-кремнистый комплекс состоит в основном из кремнистых пород, слагающих около 70 % его объема. Около 20 % составляют базальты, а известняки, гиалокластиты и туфотерригенные породы распространены очень незначительно. Возраст комплекса определен по выделенным из кремней радиоляриям и остаткам фауны тетического облика в известняках.

Характерной особенностью комплекса является наличие в нем отдельных экзотических тел известняков, часто группирующихся в микститовые горизонты. Эти образования подробно описаны в работах С. Д. Соколова. По его данным, изолированные глыбы известняков обнаружены в туфах, кремнисто-глинистых и кремнистых слоях. Размер глыб от нескольких сантиметров до первых метров, более крупные тела протяженностью десятки и первые сотни метров при мощности в первые метры и десятки метров имеют вытянутую по напластованию линзовидную форму. Обвальнополозневые микститы хаотического строения имеют мощность до 100 м. Они состоят из многочисленных обломков известняков, аналогичных тем, что наблюдаются и в отмеченных выше изолированных глыбах. Размер обломков различный, от нескольких сантиметров до 10—30 м. Кроме известняков в обломках присутствуют кремнистые породы и базальты. Цемент микститов и оторочки вокруг изолированных экзотических глыб сложен кремнисто-глинистыми или песчано-глинистыми породами хаотического строения, либо с отчетливыми подводно-оползевыми складками. Этот признак позволяет отличать экзотические, оползевые глыбы известняков от линз карбонатных пород, сформировавшихся на месте. Экзотические тела известняков и микститы обнаружены исключительно в триасовой части разреза, в интервале от ладинского до норийского яруса. Примечательно, что обломочный материал микститов сложен исключительно породами, входящими в палеозойские комплексы Хатырской системы покровов. В результате нескольких этапов аккреции (сначала к Майницкой островной дуге, а затем к Евразийскому континенту) образования Хатыр-

С. Г. Бялобжеский, С. Д. Соколов, Г. П. Терехова и многие другие исследователи в ряде мест, где тектонические деформации наименее интенсивны, усматривают перекрытие счешуенных кремнисто-базальтовых пород терригенными толщами и даже отмечают пачку базальных конгломератов среднеюрского возраста в их основании. Эти данные еще нуждаются в тщательной проверке, но даже если они и имели место, то в дальнейшем были полностью уничтожены тектоническими деформациями.

В настоящее время Хатырская система покровов состоит из нескольких крупных тектонических пластин, каждая из которых сложена одним из трех перечисленных комплексов. Пластины разделены взбросами, надвигами и шарьяжами, падающими в северных румбах под углами $0-80^\circ$, а в ряде мест — зонами серпентинитовых меланжей разного масштаба. Внутреннее строение пластин также чрезвычайно сложно. Они разбиты на многочисленные чешуи, сильно катаклазированны, часто превращены в милониты. Отдельные горизонты катаклазитов и милонитов, разделяющих чешуи, достигают первых сот метров мощности.

Туфотерригенный комплекс объединяет отложения от киме-риджа до нижнего маастрихта. Для них характерны чередования в разрезе алевропелитовых и песчаниковых пачек, наличие отдельных слоев гравелитов, конгломератов, кремнистых и карбонатных пород, а также микститовых тел разного размера и генезиса. Туфовая примесь, неравномерно рассеянная по всему разрезу, связана, по-видимому, с деятельностью достаточно удаленных вулканов.

Наиболее распространены в составе комплекса микститовые тела обвального-оползневоего генезиса, сходные с типичными олистостромами. Они содержат крупные валуны и глыбы размером до нескольких метров, сложенные разнообразными породами более древних вещественно-структурных комплексов. Матрикс микститов этого типа имеет хаотическое строение, сложен алевропелитовым и песчаным материалом. На левобережье р. Ионай-веем О. С. Березнер закартировано тело неслоистых алевропсаммитовых микститов, среди которых беспорядочно расположены блоки и глыбы гранитоидов, габброидов, кремней, базальтов размером до нескольких сот метров. По-видимому, блоки являются олистолитами в волжско-берриаской олистостроме, хотя не исключена и иная их природа. Может быть, эти блоки представляют собой остатки перекрывавших микститы серпентинитового меланжа и пластины кремнисто-вулканогенных пород. В дальнейшем и аллохтонная пластина, и цемент меланжа были эродированы, а отдельные входившие в состав меланжа блоки оставались в виде останцов среди терригенной толщи. На эту мысль наводит широкое развитие здесь горизонтально лежащих аллохтонных пластин, а также то обстоятельство, что олистолиты приурочены к наиболее высоким участкам современного рельефа.

Меньшим распространением в составе комплекса пользуются

микститы, представляющие собой отложения зерновых потоков: это пудинговые конгломераты, состоящие из обломков (5—10 %) преимущественно серых и зеленых кремней и неслоистой цементирующей массы грубозернистых песчаников, обломочный материал которых также представлен продуктами разрушения кремнистых и вулканогенных толщ (данные С. Д. Соколова и В. Г. Сафонова).

Вулканогенно-осадочный комплекс представлен базальтами, андезитами, риолитами, их туфами, туфогенно-осадочными, в меньшей степени терригенными и карбонатными породами, содержащими фауну позднего палеозоя и триаса тетического облика. Характер породной ассоциации и геохимические особенности вулканитов не оставляют сомнения в том, что данный комплекс сформировался в геодинамической обстановке энсиматической островной дуги.

Базальтово-кремнистый комплекс состоит в основном из кремнистых пород, слагающих около 70 % его объема. Около 20 % составляют базальты, а известняки, гиалокластиты и туфотерригенные породы распространены очень незначительно. Возраст комплекса определен по выделенным из кремней радиоляриям и остаткам фауны тетического облика в известняках.

Характерной особенностью комплекса является наличие в нем отдельных экзотических тел известняков, часто группирующихся в микситовые горизонты. Эти образования подробно описаны в работах С. Д. Соколова. По его данным, изолированные глыбы известняков обнаружены в туфах, кремнисто-глинистых и кремнистых слоях. Размер глыб от нескольких сантиметров до первых метров, более крупные тела протяженностью десятки и первые сотни метров при мощности в первые метры и десятки метров имеют вытянутую по напластованию линзовидную форму. Обвальнополозневые микститы хаотического строения имеют мощность до 100 м. Они состоят из многочисленных обломков известняков, аналогичных тем, что наблюдаются и в отмеченных выше изолированных глыбах. Размер обломков различный, от нескольких сантиметров до 10—30 м. Кроме известняков в обломках присутствуют кремнистые породы и базальты. Цемент микситов и оторочки вокруг изолированных экзотических глыб сложен кремнисто-глинистыми или песчано-глинистыми породами хаотического строения, либо с отчетливыми подводно-оползевыми складками. Этот признак позволяет отличать экзотические, оползевые глыбы известняков от линз карбонатных пород, сформировавшихся на месте. Экзотические тела известняков и микститы обнаружены исключительно в триасовой части разреза, в интервале от ладинского до норийского яруса. Примечательно, что обломочный материал микситов сложен исключительно породами, входящими в палеозойские комплексы Хатырской системы покровов. В результате нескольких этапов аккреции (сначала к Майницкой островной дуге, а затем к Евразийскому континенту) образования Хатыр-

ской системы покровов были деформированы и в настоящее время слагают серию смятых в складки тектонических пластин и чешуй. В процессе деформации появились хаотические образования тектонического генезиса: меланжи и мощные зоны милонитов и катаклазитов.

Четкинваямский серпентинитовый меланж (рис. 10) протягивается в виде узкой (до 2,5 км) полосы северо-восточного простирания более чем на 50 км. Он ограничен обычными для большинства меланжей протрузивно-тектоническими контактами, прихотливо-извилистыми в плане и разрезе, с многочисленными уходящими в стороны просечками серпентинитов. Для Четкинваямского меланжа характерно наличие многочисленных пережимов, в пределах которых комплексы обрамления либо почти соприкасаются друг с другом, либо разделяются лишь тонкими серпентинитовыми просечками мощностью не более 2—3 м. Таким образом, меланж представляет собой серию серпентинитовых линз, как бы нанизанных на один тектонический шов. К северо-западу от

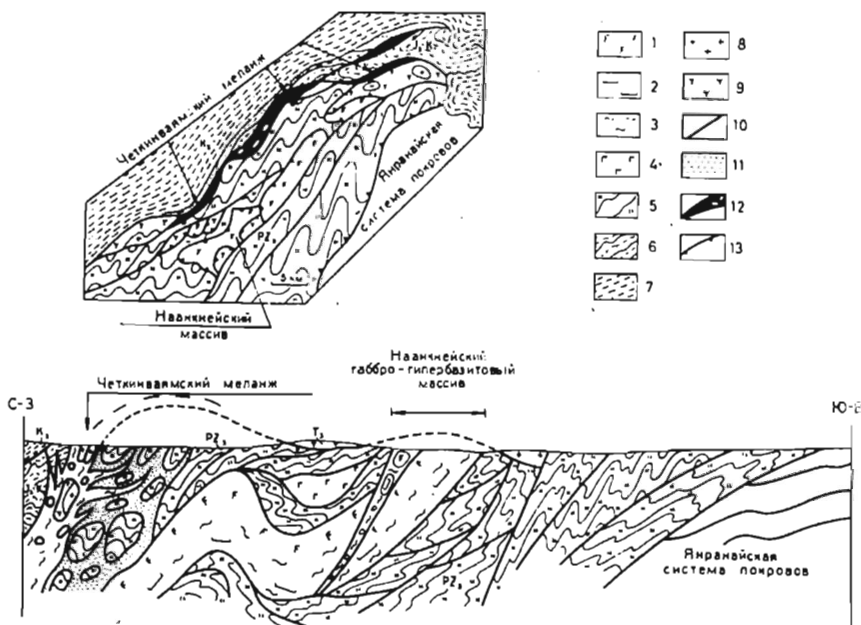


Рис. 10. Схематическая геологическая карта и обобщенный профиль через зону Четкинваямского меланжа и его юго-восточное обрамление.

1 — габброиды, 2 — гипербазиты, 3 — рассланцованные серпентиниты (на разрезе), 4 — базальты, 5 — палеозойские кремни, 6 — юрско-неокомские терригенные образования, 7 — верхнемеловые терригенные образования, 8 — гранитоиды, 9 — триасовые вулканогенно-терригенные образования, 10 — тектонические и протрузивно-тектонические границы, 11 — цемент автокластического, кремнисто-базальтового меланжа (на разрезе), 12 — зона серпентинитового меланжа (на карте), 13 — шарьяжи.

меланжа развиты туфотерригенные образования позднеюрского—неокомского возраста, а также неавтохтонный сенон-палеогеновый комплекс, включающий в себя отдельные просечки серпентинитов. Юго-восточнее расположено обширное поле базальтово-кремнистых отложений позднего палеозоя—раннего мезозоя, на которых сохранились отдельные фрагменты покрова, сложенного триасовыми вулканитами и связанными с ними глубинными магматическими образованиями. Цемент Четкинвямского меланжа составляет до 90 % его объема и сложен обычно совершенно перетертыми серпентинитами, превращенными в голубую вязкую глину. Как и в большинстве других меланжей Корякского нагорья, серпентиниты здесь практически лишены растительности и слагают пониженные, заболоченные, но незадернованные участки.

Глыбы и блоки слагают на удивление малую часть общего объема меланжа. Обычно они представлены песчаниками, алевролитами, кремнями, базальтами, т. е. породами, слагающими борта меланжа. Помимо этого в серпентиниты заключены отдельные глыбы и блоки чуждых для окружающих комплексов пород. Прежде всего это блоки триасовых вулканогенно-осадочных пород, наиболее крупные из которых имеют размер $2 \times 1,5$ км. По-видимому, они вместе с останцами покрова, перекрывающего кремнисто-базальтовые толщи, некогда слагали единую пластину, выведенную с глубины вдоль швов разрывных нарушений, к которым ныне приурочено тело Четкинвямского меланжа. Метаморфические породы слагают небольшие (10—20, реже до 200 м) блоки, которые компактными группами по 2—5 штук встречаются вдоль всей полосы меланжа. Среди пород этой группы наиболее распространены апогаббровые амфиболиты и амфиболовые сланцы, часто содержащие порфиробласты граната и биотита. С ними связаны гранатовые ультрабазиты, бластокатаклазиты по родингитам, а также хлорит-мусковит-кварцевые сланцы, образовавшиеся, по-видимому, в результате метаморфизма кремней. Все метаморфические породы катаклазированы и часто приобретают гнейсовидную текстуру. По-видимому, они являются фрагментами меланократового основания кремнисто-базальтовой толщи, выведенными со значительных глубин в процессе меланжеобразования.

В верховьях р. Четкинвям меланж под прямым углом пересекается кайнозойскими долеритовыми и диабазовыми дайками. Дайки секут кремнисто-базальтовую толщу на юго-востоке и терригенную сенон-палеогеновую толщу на северо-западе и хорошо выделяются в рельефе в виде вертикально стоящих стен. В поле серпентинитов дайки отпрепарированы идеально, но здесь они «заваливаются» в ту или иную сторону, изгибаются наподобие складок, а иногда вообще лежат горизонтально. На границе с дайками серпентиниты закалены и узкая (30—40 см) оторочка плотных зеленых серпентинитов повсюду «приварена» к диабазам. Эти

наблюдения позволяют утверждать, что пластические деформации в цементе не закончились с образованием структуры меланжа, а продолжают вплоть до настоящего времени.

К юго-восточной границе Четкинвямского серпентинитового меланжа примыкает полоса меланжа, сходного по своей природе с Эльгеваямским и Чирынайским меланжами Майницкой тектонической зоны (см. рис. 10). Он развивается по кремнисто-базальтовой толще, о чем ясно свидетельствуют его геологическое положение и однородный состав глыб. Цемент сложен тонкими, перетертыми в муку кремнистыми породами со значительной примесью глинистого и гематитового вещества, способствующего пластическому течению (рис. 11). В них плавают отдельные обломки кремней размером от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, имеющих облик «галек». В результате пластического течения цемент приобретает директивные текстуры (рис. 12), и мелкие обломки концентрируются в «слои», так что в коренном обнажении такого рода образования могут быть приняты за нормально-осадочную олистостромовую толщу.

Иомраутский меланж протягивается параллельно Четкинвямскому и имеет с ним много черт сходства. Северо-западная его часть полностью перекрыта современными алювиальными отложениями долины р. Иомраутвеем. С юго-востока он граничит с мезозойскими и палеогеновыми терригенными толщами, которые

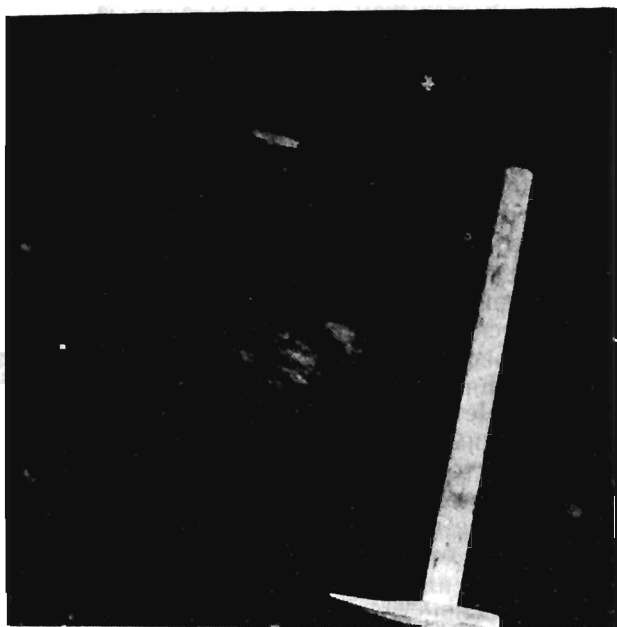


Рис. 11. Хаотическое строение цемента меланжа в береговых обрывах р. Пр. Ягодная (фото А. П. Ставского).



Рис. 12. Директивные текстуры в цементе меланжа в береговых обрывах р. Пр. Ягодная (фото А. П. Ставского).

протрудируются как самим меланжем, так и отходящими от него тонкими серпентинитовыми просечками. Цемент составляет около 50 % объема меланжа и сложен черными рассланцованными серпентинитами. В обломочной части преобладают мезозойские терригенные породы и кремнисто-базальтовая толща позднего палеозоя—триаса. Кроме того, между серпентинитами и терригенными толщами зажат крупный (10×2 км) отторженец кремнистых пород и базальтов, частично раздавленный и превращенный в меланж, аналогичный тому, что выделяется в юго-восточном борту Четкинваямской структуры. По-видимому, это свидетельствует о том, что позднепалеозойская—триасовая кремнисто-базальтовая толща подстилает здесь более молодые терригенные образования, откуда и была выведена в процессе образования меланжа. Метаморфические породы слагают несколько мелких и один крупный блок. Они представлены амфиболовыми сланцами, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Крупный (12×3 км) блок приурочен к северо-восточному флангу меланжа. В его строении участвует сложнодислоцированная толща переслаивания хлорит-кварцевых, альбит-эпидотовых, эпидот-альбит-актинолитовых и эпидот-актинолитовых сланцев, которые датируются обычно поздним протерозоем. На наш взгляд, они являются продуктами метаморфизма той же кремнисто-базальтовой толщи.

Принципиально иную геологическую позицию занимает Ионай-

веемский меланж, залегающий в подошве небольшой шарьяжной пластины, сложенной кремнями и базальтами пермского возраста и надвинутой на туфотерригенную волжско-валанжинскую толщу (см. рис. 9). И сам меланж, и перекрывающая его пластина залегают чрезвычайно полого. К границе аллохтона и автохтона приурочены линзовидные тела габбро-ультрабазитов длиной в первые километры и мощностью в первые сотни метров. Они рассечены и окружены полосами черных рассланцованных серпентинитов шириной 100—400 м, в которых хаотически распределены резко уступающие им по объему сравнительно небольшие (метры, десятки, редко сотни метров в поперечнике) глыбы габброидов и реже ультрабазитов. Наиболее распространены среднезернистые габбронориты, подобные слагающим крупные линзовидные тела, пегматоидные габбро, мелко- и тонкозернистые габбро, диабазы, амфиболовые микродиориты, аподиабазовые амфиболиты, верлиты. Блоков иного, кроме базит-ультрабазитового, состава в меланже нет. В целом Ионайвеемский и подобные ему мелкие меланжи Эконайской тектонической зоны производят впечатление раздавленных между надвиговыми пластинами габбро-ультрабазитовых тел, ультрабазитовые составляющие которых почти полностью превращены в пластичные рассланцованные серпентиниты.

Зоны катаклизмов, разделяющие отдельные чешуи внутри базальтово-кремнистой толщи, вытягиваются параллельно полосе Четкинвямского серпентинитового меланжа, имеют мощность до 500 м и длину до 20 км. Внешне катаклизмы воспринимаются как толща ксенотуфов линзовидно-слоистого строения (рис. 13), включающая в себя мелкие (до нескольких метров) тела и группы сближенных тел плагиогранитов, габброидов, базальтов и кремней. Характерно наличие постепенных переходов от обломков к матриксу, широкое развитие флюидальных текстур течения. Це-

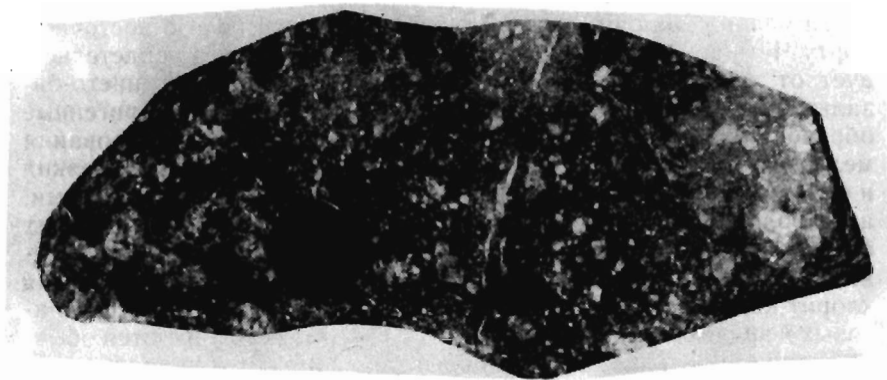


Рис. 13. Облик катаклизмов по кремнисто-базальтовой толще. Район оз. Реляя (фото А. П. Ставского).

мент сложен катаклазированными, вплоть до образования милонитов, кремнями. При катаклазе происходит перекристаллизация кремнистого вещества, часто сопровождающаяся экстракцией из обломков в цемент гематита, глинистых минералов и хлорита, скопление которых способствовало пластическому течению вещества, образованию директивных и вихревых текстур течения с видимым растаскиванием дезинтегрированных обломков. По-видимому, в тех случаях, когда цемент в достаточной степени насыщается листовыми силикатами и рассекается выжимками серпентинитов, на месте зон катаклаза могут возникнуть меланжи, подобные тому, который сформировался в лежащем борту Четкинваямского серпентинитового меланжа.

История формирования хаотических комплексов Эконайской зоны Корякии представляется следующим образом (рис. 14). В позднем палеозое и раннем мезозое в центральной части Тихого океана, на расстоянии нескольких тысяч километров от берегов Евразии, в обстановке энсиматических островных дуг и задуговых котловин формировались кремнисто-базальтовые и вулканогенно-осадочные толщи (рис. 14, а, б). Строение океанской абиссали осложнялось базальтовыми постройками вулканических гор и плато, на плоских вершинах которых формировались органогенные известняки. Интенсивная сейсмичность и значительная крутизна склонов «карбонатных платформ» способствовали отрыву и оползанию крупных экзотических глыб известняков, в ряде случаев группировавшихся в горизонт глыбовых олистостром, оконтуривавших эти постройки. В середине мезозоя произошел первый этап счешуивания кремнисто-базальтовых и вулканогенно-осадочных комплексов и сформировалось обширное, частично поднятое над уровнем моря, океанское плато. По-видимому, это событие было вызвано внутренними причинами (типа столкновения двух островных дуг друг с другом), а не аккрецией Евразиатского континента.

В позднеюрско-неокомское время на счешуенном и деформированном цоколе, сложенном кремнисто-базальтовыми и вулканогенно-осадочными породами, сформировалась туфотерригенная толща (см. рис. 14, в). Источником туфового материала служили, по-видимому, и вулканы Майницкой островной дуги, к которой океанское плато постепенно приближалось, и вулканическая островная дуга, заложившаяся южнее, на границе с Тихим океаном. По-видимому, в это время Эконайское плато периодически испытывало тектонические деформации, в результате которых по вертикальным, а может быть, и горизонтальным (?) швам разрывных нарушений на поверхность выводились кремнисто-базальтовые и подстилающие их офиолитовые и габбро-плагиогранитные комплексы. С тектоническими движениями этого этапа связано образование олистостромовых горизонтов, встречающихся на разных уровнях юрско-неокомского разреза.

В конце раннего мела Майницкая островная дуга и Эконай-

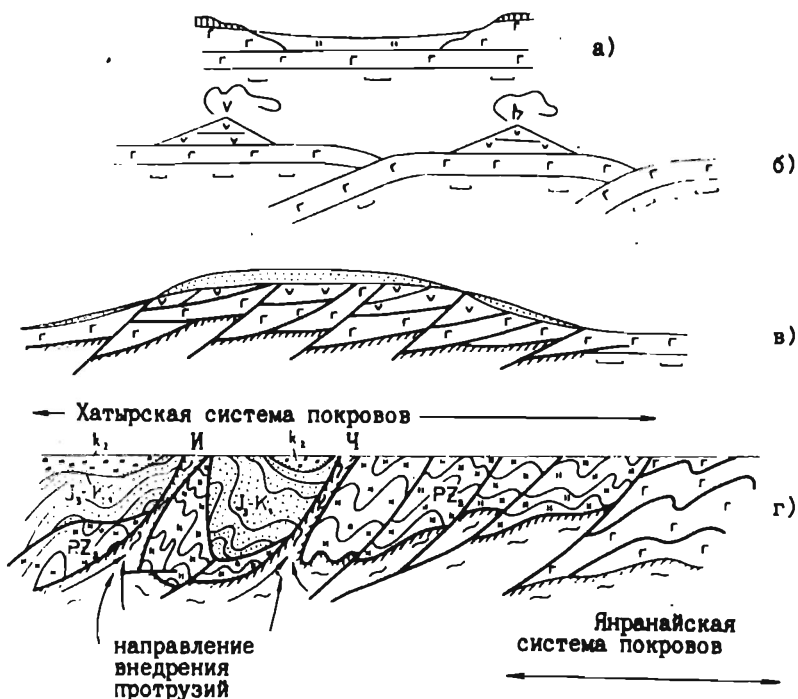


Рис. 14. История становления Эконайской тектонической зоны.

Пояснения в тексте.

ское плато сблизилось и соединилось в одну структуру, которая осталась практически недеформированной вследствие прекращения субдукции под Майницкую дугу.

В конце позднего мела произошло приращение единого Майницко-Эконайского супертеррейна к окраине Евразии, в результате которого возникла Хатырская система покровов. Пластины, сложенные кремнисто-базальтовыми и вулканогенно-осадочными палеозой-триасовыми и туфотерригенными поздне-мезозойскими образованиями, деформировались в систему складок южной вергентности, крылья которых были разорваны и превращены в глубинные взбросо-надвиги (см. рис. 14, г). В это же время здесь возникли серпентинитовые меланжи двух типов. Иомраутская (И) и Четкинваямская (Ч) структуры (см. рис. 14) залегают два наиболее крупных взбросо-надвига и представляют собой цепочки выклинивающихся линз, так как основной объем серпентинитового материала нагнетался в ядра складок, ныне не сохранившихся. Ионайвемский меланж и другие подобные ему мелкие структуры возникли в результате раздавливания офиолитовых комплексов в подошве относительно небольших кремнисто-базальтовых шарьяжных пластин.

Историю аккреции Янранайской системы покровов можно интерпретировать по-разному. В. Н. Григорьев, С. Д. Соколов, К. А. Крылов считают, что приращение пластин происходило последовательно, начиная с верхней, в течение позднего мезозоя и закончилось в маастрихте. Возможен и другой вариант. Поскольку в матриксе олистостромовой толщи фауны не найдено, ее возраст может быть не маастрихтским, а палеогеновым. Поэтому вполне вероятно, что Янранайская система покровов сформировалась как самостоятельная структура южнее, а прирасталась к Хатырской в середине эоцена, когда на севере Тихоокеанского региона произошли важные события: аккреция террейнов акватории Берингова моря к Чукотке и Аляске, заклинивание ими зоны субдукции Анадырско-Бристольского вулканического пояса, заложение Алеутской островной дуги.

ПЕКУЛЬНЕЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Пекульнейская тектоническая зона, охватывающая территорию одноименного хребта, обладает отчетливой продольной и поперечной асимметрией (рис. 15). Вкрест ее простиранию выделяется латеральный ряд вещественно-структурных комплексов, составляющих в совокупности деформированный фрагмент позднеюрской—раннемеловой островодужной системы. Осевая часть хребта отвечает поднятию островной дуги, в пределах которого находятся позднеюрская—раннемеловая островодужная ассоциация и комплексы более древнего гетерогенного основания. Фрагменты коры задугового бассейна раннемелового возраста вскрываются в северо-западных предгорьях хребта, а комплексы, формировавшие фронтальную авулканическую часть дуги, слагают его юго-восточные склоны. В составе последних выделяются сщешуенные фрагменты океанической коры, входившие в аккреционный клин, и склоновые фации осадочных отложений, накопившихся в приостроводужной части желоба. Вдоль осевой части южной половины хребта протягивается комплекс готеривских вулканических базит-ультрабазитового состава, сформировавшихся в результате раскола островодужной постройки.

Неоавтохтонные образования, запечатывающие структуру хребта, представлены на восточных склонах флишоидной толщиной готерив-альбского возраста, а также сеноман-туронскими и сенонскими туфотерригенными прибрежно-морскими и континентальными угленосными молассами. На западных склонах хребта в составе неоавтохтона выделяется лишь верхнемеловая моласса. К северу туфотерригенные отложения альба—сенона фациально замещаются вулканическими накоплениями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Верхняя часть неоавтохтонного чехла сложена покровами палеоцен-эоценовых вулканических и грубообломочными породами олигоцена.

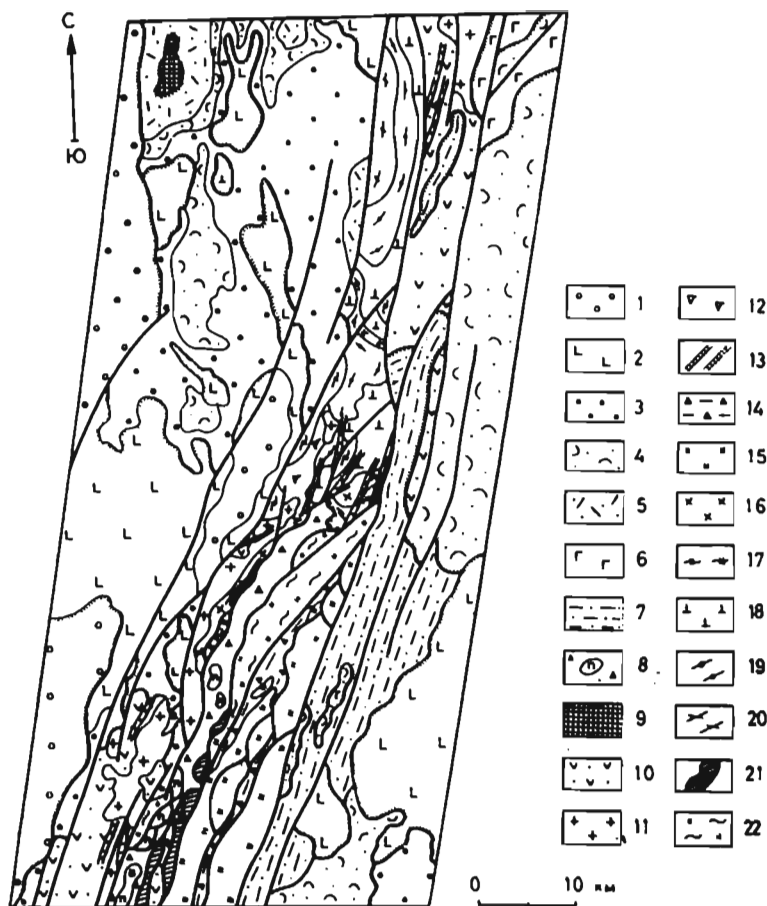


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Пекульнейской тектонической зоны.

1—7 — неоавтохтон (1 — олигоцен-миоценовые груботерригенные угленосные образования, 2 — вулканогенные покровы палеоцен-эоцена, 3 — сенонские туфотерригенные угленосные молассы, 4 — сеноман-туронские и турон-раннесенонские прибрежно-морские туфотерригенные отложения, 5—6 — вулканические накопления ОЧВП: 5 — кислые вулканиты сеномана—турона, 6 — основные эффузивы апта-альба, 7 — флишондные туфотерригенные отложения готерива-альба); 8 — меланж по готеривской пикрит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации и блоки в нем; 9 — позднеберриаские—ранневаланжинские вулканогенно-осадочные образования задугового бассейна; 10—13 — комплексы вулканического поднятия Пекульнейской островной дуги (10 — волжско-валанжинская вулканогенно-осадочная толща, 11 — раннемеловые гранитоиды, 12 — позднеюрские—раннемеловые амфиболовые габброиды; 13 — комплекс сближенных даек пестрого состава); 14 — позднеюрский—раннемеловой Белогорский хаотический комплекс; 15 — среднеюрская—раннемеловая кремнисто-базальтовая ассоциация; 16—20 — комплексы основания Пекульнейской островной дуги (16 — раннемезозойские диориты и гранитоиды, 17 — позднепалеозойская—раннемезозойская метавулканогенно-осадочная толща, 18 — расслоенные габброиды, 19 — метагаббронориты и апогаббровые кристаллосланцы, 20 — параамфиболиты); 21 — метаморфогенно-магматический базит-ультрабазитовый комплекс; 22 — зеленосланцевый метаморфизм.

Хаотические комплексы (микститы), представленные на территории хребта различными генетическими типами, отражают разные этапы в истории формирования Пекульнейской тектонической зоны.

Комплексы гетерогенного основания островной дуги протягиваются узкой полосой вдоль осевой части хребта, слагая различные по размеру блоки с тектоническими ограничениями и крупные ксенолиты в раннемеловых гранитоидах. Они представлены расслоенными габброидами, которые сложно переплетаются с параамфиболитами, апогаббровыми кристаллосланцами и метагабброноритами. Последние обычно насыщены лейкократовыми жилами, придающими им облик мигматитов и агматитов. Существует точка зрения, что эти образования представляют собой протоокеанический метабазит-габбровый комплекс раннепротерозойского возраста [12]. С базитами пространственно ассоциирует метавулканогенно-осадочная толща предположительно позднепалеозойского—раннемезозойского возраста. Образование толщи весьма неравномерно изменены, от рассланцевания и слабого ороговикования до практически полной перекристаллизации с образованием разнообразных скарноидов, порфириидов и порфиритоидов, андалузит-кордиеритовых, графит-гранат-биотитовых и других метаморфических сланцев и плагиогнейсов. Исходным субстратом служили дифференцированные по составу вулканиты, карбонатные, углистые и разнообломочные туфо-терригенные породы. Базиты и метавулканогенно-осадочная толща прорываются сложнопостроенными телами раннемезозойских гранитоидов, варьирующих по составу от кварцевых монцодиоритов до гранодиоритов и плагиогранитов [12].

Островодужная ассоциация объединяет вулканогенно-осадочные волжско-валанжинские отложения и одновозрастные им плутонические породы. Протягиваясь прерывистой полосой вдоль всего хребта, вулканогенно-осадочные отложения характеризуются сильной фациальной изменчивостью. Наиболее полные разрезы, вскрывающиеся на северо-восточных склонах хребта, имеют довольно отчетливое трехчленное строение. В видимом основании выходит мощная лавовая толща (до 800 м), сложенная базальтами, андезибазальтами, андезитами, их туфо- и лавобрекчиями. На отдельных участках среди вулканитов появляются прослои и пачки (до 30 м) красноцветных и зеленых, вулканомиктовых и туфогенных конгломератов и гравелитов, реже песчаников и алевролитов. Выше идет толща (750 м) ритмичного чередования туфопесчаников, туффитов и туфоалевролитов, расслоенных отдельными горизонтами разнообломочных туфов и лав основного, среднего и кислого состава. Венчает разрез хаотическая толща, сложенная существенно грубообломочными породами, для

которых намечается зональность в распределении фаций с запада на восток.

На западе в составе толщи преобладают брекчии, конглобрекчии и пудинги, подчиненное значение имеют конгломераты, песчаники, алевролиты и туффиты. Встречаются также редкие горизонты лав, ксенокластолав и туфов кислого, реже среднего и основного состава. Разрез толщи начинается, как правило, с пластов (2—5 м) плохосортированных многоцементных туфоконгломератов или конглобрекчий, сопоставимых с отложениями грязекаменных или пирокластических потоков. В подошвенной части псеффиты обычно обогащены дезинтегрированным алевропелитовым материалом подстилающих отложений, который встречается также в виде конформных пластично-деформированных фрагментов с размазанными краями. Это свидетельствует о высокой плотности потоков, сформировавших эти слои, и о выплывании ими нелитифицированного подстилающего осадка. Состав обломков весьма полимиктовый. Преобладают эффузивы разного состава, туфогенно-осадочные породы, а также метаморфиты и гранитоиды, аналогичные породам комплексов основания. Размер обломков варьирует в широких пределах, от мелких галек до валунов (30—40 см). Встречаются как хорошо окатанные, так и полуокатанные, вплоть до зазубренных форм обломков. Конглобрекчии и туфоконгломераты перемежаются с невыдержанными пластами массивных, реже слоистых туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов, среди которых довольно широко распространены пудинговые разности. Обломки в пудингах, сложенные преимущественно гранитоидами, распределены весьма неравномерно, образуя либо разрозненные скопления, либо изолированные включения размером до 1 м (рис. 16), иногда окруженные редким шлейфом мелкой кластики.

Вверх по разрезу увеличивается доля необработанного материала в псеффитах. Брекчии и конглобрекчии образуют мощные плохостратифицированные наслоения, а также свалы без выраженной стратификации. Существенно увеличивается и доля гранитоидов в обломочном материале, вплоть до их полного преобладания. В брекчиях, среди обломков гранитоидов, не несущих следов обработки, встречаются и редкие полуокатанные и окатанные гальки, но уже совсем иного состава — это обычно диабазы, габброиды, метаморфиты и другие породы. Среди брекчий встречаются как многоцементные разности, часто с выраженной слоистостью, так и практически бесцементные, состоящие из угловатых, плотно пригнанных обломков. Состав и строение цементирующей массы в грубообломочных породах весьма различны. В брекчиях и конглобрекчиях роль цемента обычно играет острооскользящий материал гравийной, песчаной и алевропелитовой размерности, отвечающей по составу крупным обломкам. Иногда он окрашен в красные тона и содержит примесь терригенной и эксплозивной кластики. В пудингах и конгломе-



Рис. 16. Глыба грантоидов в туффитах берриас-валанжинской вулканогенно-осадочной толщи. Район оз. Сборное (фото О. Л. Морозова).

ратах цементирующая масса состоит из пелитоморфного апо-витрического материала, взрывной лито- и кристаллокластики и псаммо-алеврито-глинистого терригенного вещества. Видимая мощность разрезов толщи в западной части достигает 800 - 1000 м.

К востоку брекчии, конглобрекчии и пудинги замещаются наслоениями плохосортированных туфоконгломератов, разделенных пластинами массивных, реже слоистых песчаников и алевролитов, а также туфов разного состава; в пластах песчаников отмечаются скопления обломков углефицированной древесины, часто уложенные по напластованию. Видимая мощность накопленей достигает 250 м.

Анализ имеющихся геологических, геохимических и литологических данных позволяет достаточно уверенно говорить об островодужной природе вулканогенно-осадочных образований. Среди вулканитов выделяются три геохимические толщи, отвечающие толеитовой, известково-щелочной и субщелочной сериям островных дуг. В целом седиментация и вулканизм протекали как в субазральной, так и в субаквальной обстановке, в условиях расчлененного рельефа. Часть осадочных пород накапливалась в мелководной прибрежной зоне, о чем свидетельствуют следы ряби, устричные банки, скопления растительного детрита. Другая часть отложений формировалась за счет перемещения материала гравитационными потоками разной плотности от подножия на-

земных вулканических аппаратов в прибрежную и более глубоководные зоны окружающего бассейна. Неоднократное переотложение обводненных осадков, или трансформация высокоплотностных потоков осадочного вещества на крутых склонах, приводило к накоплению на мелких террасах склона ритмично-градированных туфотерригенных отложений флишоидного типа.

Формирование верхних грубообломочных хаотических образований северной части хребта Пекульней происходило в неспокойных, резко меняющихся условиях. Брекчии накапливались у подножия крутых склонов и уступов за счет обрушения и осыпания пород цоколя в периоды усиления тектонической активности. Испытывая в дальнейшем незначительные перемещения, часть брекчий приобретала черты стратификации, а дезинтегрированный мелкообломочный материал перемежался с образованием слоистых текстур, смешиваясь с продуктами эксплозий и терригенным веществом. Часть крупных обломков, попадая в рыхлый туфовый или терригенный матрикс, запечатывалась в нем либо провоцировала образование оползней. Синхронно с накоплением осыпных брекчий происходило перемещение грубообломочного вулканомиктового материала грязекаменными или пирокластическими потоками от других источников сноса. Захват этими потоками шлейфов осыпей приводил к формированию смешанных отложений — разнообразных конглобрекчий. В редкие периоды тектонического спокойствия накапливался относительно тонкий туфотерригенный материал с развитием морских биоценозов. Таким образом, грубообломочные хаотические образования верхней толщи можно отнести к группе подводно-осыпных и подводно-оползневых микстивов.

Плутонические магматиты, входящие в состав островодужной ассоциации, представлены субвулканами кислого и умереннокислого состава, комплексом сближенных даек пестрого состава, амфиболовыми габброидами и плагиогранитами. Субвулканические тела приурочены преимущественно к верхним частям разреза вулканогенно-осадочной толщи, тогда как плагиограниты, габброиды и сближенные дайки прорывают и породы гетерогенного основания, и нижние горизонты островодужной толщи. При этом часть даек служила подводными каналами к эффузивам. Петрологические и геохимические особенности этих пород свидетельствуют об их островодужном происхождении; в совокупности с эффузивами они образуют единую вулcano-плутоническую ассоциацию [11].

Комплекс пород, отвечающий коре задугового бассейна, вскрывается в районе горы Ворон, на северо-западных отрогах хребта Пекульней. В строении комплекса принимают участие сильнопористые, реже массивные шаровые, подушечные и пластовые базальты, их гиалокластиты, а также черные кремнистые аргиллиты и алевролитистые аргиллиты. Видимая мощность отло-

жений достигает 800 м. Из аргиллитов Г. П. Тереховой собраны остатки позднеберриасских—ранневаланжинских бухий.

Базальты комплекса обладают геохимическими характеристиками как толеитов СОХ, так и надсубдукционных базальтов. Их спектр распределения РЗЭ имеет плоскую, слабовзгорбленную в средней части форму, с превышением хондритового уровня в 11—20 раз и отношениями $(La/Sm)_N = 0,53—0,76$, $(La/Yb)_N = 0,82—1,13$. Одновременно с этим базальты комплекса сильно обогащены крупными литофилами (Rb — до 5, Ba — до 100, Sr — до 550 г/т), имеют повышенное содержание глинозема и пониженное Ni и Ti. Сильная пористость базальтов свидетельствует как о незначительных глубинных излияния, так и о высоком давлении летучих в расплаве. Ассоциация лав с тонкими алеврито-глинисто-кремнистыми осадками и отсутствие значимых количеств более крупного инородного терригенного и эксплозивного материала свидетельствуют об относительной удаленности от источников сноса. Все это в совокупности позволяет рассматривать породы комплекса в качестве фрагментов коры задугового бассейна.

Комплексы фронтальной (авулканической) части палеодуги выходят на юго-восточных склонах хребта и представлены среднеюрской—раннемеловой кремнисто-базальтовой ассоциацией и Белогорским хаотическим (микститовым) комплексом позднеюрского—раннемелового возраста. Породы кремнисто-базальтовой ассоциации слагают серию тектонических чешуй, пластин и блоков, падение которых меняется от крутого западного до пологого восточного. В нижней части ассоциации развит комплекс параллельных диабазовых даек, служивших подводными каналами к горизонту (до 800 м) пиллоу-лав. Лавы перекрываются породами осадочного чехла (до 150 м) — радиоляритами, железистыми и глинистыми силицитами и кремнистыми аргиллитами. В незначительном количестве встречаются известняки и эдафогенные брекчи. В узких линейных зонах породы ассоциации крайне неравномерно преобразованы от рассланцевания и бластомилонитизации до метаморфизма в зеленосланцевой фации с переходами к лавсонит-глаукофановой и эпидот-амфиболитовой фациям. Возраст базальтового основания принимается среднеюрским, время накопления вышележащих кремнисто-глинистых пород датируется многочисленными определениями радиолярий в интервале от байоса до раннего мела включительно. Среди базальтов ассоциации выделяются два основных геохимических типа. К первому относятся базальты, образующие дифференцированный ряд от оливиновых до ферротолеитов и прекрасно сопоставляющиеся с океаническими базальтами высокосрединговых хребтов, ко второму — базальты, имеющие ограниченное распространение в верхних частях лавового разреза и аналогичные по своим геохимическим характеристикам гавайитам, щелочным базальтам и то-

лентам Гавайских островов. Анализ строения и состава кремнисто-базальтовой ассоциации позволяет рассматривать ее в качестве фрагментов коры Палео-Пацифики.

Белогорский хаотический комплекс протягивается в субмеридиональном направлении в виде двух не выдержанных по ширине (0,1—4 км) полос, зажатых между пластинами кремнисто-базальтовой ассоциации. Специфической особенностью комплекса является обилие инородных отторженцев, занимающих порой до половины его объема. Матрикс микстита представлен широким спектром литологических разновидностей, сложенных разными количествами глинистого, кремнистого и пирокластического компонентов, с участием терригенного и эдафогенного материала алевритовой, псаммитовой и псефитовой размерности. В него включены оползневые пластины, глыбы и блоки, сложенные базальтами, радиоляритами, железистыми и глинистыми силицитами; реже встречаются граниты, диориты, габброиды и метаморфиты, часто диафторированные.

В ряде случаев наблюдается видимое основание, на котором резко дискордантно залегают осадочные породы матрикса. Оно представлено счешуенными тектонизированными фрагментами либо хаотическим скоплением глыб и блоков, идентичных по составу породам, которые слагают экзотические включения в осадочный субстрат.

Весьма сложные взаимоотношения имеют образования комплекса и с породами кремнисто-базальтовой ассоциации, выходящими по его обрамлению. Наблюдались как ясно выраженные тектонические контакты, так и «постепенные» переходы. Так, на северо-западных отрогах горы Острозубый выходит крутонаклоненная на запад пластина, сложенная в нижней части диабазовыми дайками, переходящими вверх по разрезу в горизонт пиллоулав. Перекрывающие их осадочные породы — радиоляриты, железистые и глинистые силициты, кремнистые аргиллиты, как правило, сильно деформированы и сорваны с базальтового основания. Обычно они встречаются в виде сгруженных у западной границы пластины маломощных (до 100 м) чешуйчатых фрагментов разреза или обрывков пачек (до 20 м), часто смятых в складки разной степени напряженности, вплоть до изоклинальных и сложнофривированных,

Западнее эта моноформационная тектоническая смесь разубоживается среди чешуй и блоков, сложенных породами кремнисто-базальтовой ассоциации, появляются породы осадочного матрикса Белогорского комплекса как с тектоническими, так и со стратиграфическими соотношениями. Это свидетельствует о синхронности процессов осадконакопления и тектонического приращения к данной области седиментации пластин чужеродных комплексов. При этом фрагменты пластин как тектонически вдавливались в осадочный субстрат, так и, испытывая гравитационные перемещения, просто захоранивались в матриксе.

Образования микстита испытали неоднократные вторичные преобразования, среди которых главную роль играли тектонизация и гидротермальные изменения. Они сильно затушевывают первичные соотношения и, затрагивая большие объемы пород, делают их практически недиагностируемыми.

У западных отрогов горы Белая микстит имеет наибольшую ширину выходов (2,5—4 км) и представлен зажатými между близвертикальными нарушениями небольшими фрагментами в разной степени стратифицированных пачек, включающих в себя олистостромовые горизонты, и породами, слагающими выступы основания либо тектонические блоки (рис. 17). Осадочные породы матрикса микстита, исходя из различия в сочетании тех или иных компонентов, текстурно-структурных особенностей, можно разделить на несколько вещественных ассоциаций, в формировании которых преобладающее значение имели различные механизмы осадконакопления.

Породы первой ассоциации слагают хорошо стратифицированные пачки мощностью до 70 м и представлены черными рассланцованными алевритистыми аргиллитами и серыми кремнистыми туффитами. Среди них заключены маломощные прослои кремнистых аргиллитов (до 2 см) или тонкозернистых песчаников и алевролитов (до 3—5 см). Прослои состоят обычно из вздутий и пережимов и имеют резкие верхнюю и нижнюю границы. Иногда песчаники и алевролиты образуют пачки тонкого напластования (до 10 м), состоящие из маломощных (1—3 см) слоев, разделенных примазками листоватого пелитового материала. Слоистость в алевритистых аргиллитах и кремнистых туффитах чаще тонкая горизонтальная, иногда микролинзовидная и волнистая, выражена в разной степени концентрацией обломков и (или) глинистого и кремнистого компонента. Часто она подчеркивается тонкой струйчатостью со скоплением бурого лейкоксена. Обломочный материал алевритовой, реже мелкопсаммитовой размерности, от угловатого до острооскольчатого, представлен альбитом, реже кварцем, биотитом и эпидотом, единичными зернами турмалина и разными количествами измененной витрокластике. В песчаниках градация и слоистость внутри слоев отсутствуют. Цемент базальный, кремнистый либо глинисто-кремнистый. Обломки в песчаниках, как правило, неокатанны и плохо сортированы, по составу аналогичны кластике в алевролитах. Кроме этого, присутствуют обломки кислых вулканитов и пластично деформированных глинистых силицитов.

Процесс формирования пород данной ассоциации можно представить себе следующим образом. Накапливавшийся в относительно спокойной обстановке пелитовый, кремнистый и глинистый осадок разбавлялся в разной степени пирокластическим и терригенным мелкообломочным материалом, поступающим с разной периодичностью за счет осаднения тонких продуктов взрывов и взвеси мутьевых облаков. Определенное влияние оказыва-



0 20M



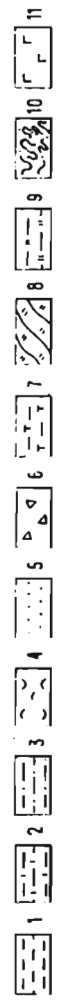
150M



100M



100M



1 — черные аргиллиты, алевритистые аргиллиты, 2 — красные алевритистые аргиллиты, 3 — песчанистые алевролиты, 4 — туфо-силициты и кремнистые туфоаргиллиты, 5 — песчаники, гравелиты, 6 — эдафогенные брекчи, 7 — туфоалевролиты, эффузивы, 8 — плитчатые яшмы, 9 — глинистые яшмы и кремнисто-железистые аргиллиты, 10 — горизонты с нарушенным напластованием, 11 — базальты, 12 — диафторированные амфиболиты и плагиогнейсы, 13 — линзы мраморов, 14 — диориты и гранитоиды, 15 — габброиды, 16 — какиритизация, 17 — какиритизация, 18 — катаклаз, 19 — милонитизация, 20 — границы чужеродных блоков, 21 — перерыв в разрезе, 22 — дайки палеогеновых андезитов.

ло переотложение материала низкоэнергетическими придонными течениями, формировавшими характерные тонкослоистые, микролинзовидные и волнистые текстуры. Присутствующие в разрезе песчаники и алевролиты, видимо, можно сопоставить с отложениями маломощных плоскостных потоков разжиженного вещества. Об этом свидетельствуют резкие верхние и нижние границы пластов, отсутствие градации и наличие пластично деформированных обломков осадочных пород. Обильный глинисто-кремнистый и кремнистый цемент в песчаниках и алевролитах, вероятно, обусловлен первичной неоднородностью осадка, из которого формировались потоки.

Вторая ассоциация пород, имеющая довольно широкое распространение, представлена черными сланцеватыми глинистыми туфоалевролитами, аргиллитами и туфоаргиллитами с неравномерно распределенными прослоями и линзами серых и зеленовато-серых глинисто-кремнистых алевролитов, алевритистых кремнистых туфоаргиллитов и разнозернистых песчаников, вплоть до песчанистых гравелитов. В кровле пласта песчаников встречен линзовидный прослой (0,15×1 м) мергеля. Глинисто-кремнистые алевролиты и алевритистые кремнистые туфоаргиллиты образуют прослой (1—5 см) и удлиненные линзы мощностью 3—5, реже 10—20 см и протяженностью до 1—2 м, вытягивающиеся в цепочки. Иногда встречаются изолированные мелкие, как бы оторванные линзы с выпуклой нижней границей и вогнутой пластично деформированной верхней. Внутренняя тонкая слойчатость в линзах в целом повторяет деформации кровли и косо срезается в подошве. Подобное строение можно объяснить оползанием пластичного нелитифицированного осадка, при этом скорость и амплитуда перемещения были, вероятно, незначительны, так что он не испытывал заметного разжижения и дезинтеграции. Первичная слойчатость была гофрирована при оползании и частично срезана в подошве за счет сцепления с подстилающим осадком.

Различающиеся окраской, размером и концентрацией витро- и кристаллокластики глинистого и кремнистого компонента алевропелиты имеют между собой обычно резкие (вплоть до эрозионных) границы (рис. 18). При этом перекрывающие осадки часто содержат в подошвенной части фрагменты подстилающих пород (интракласты) различного облика и размера. В зависимости от

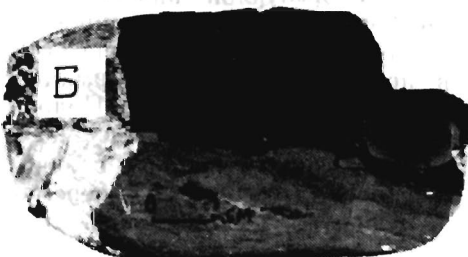


Рис. 18. Характер эрозионных границ в туфоалевролитах.

А — шлиф. Б — пришлифовка.
Пояснения в тексте.

формы и степени дезинтеграции их можно разделить на три основных типа: во-первых, угловатые обломки, незначительно перемещенные либо неперемещенные (едва оторванные от ложа); во-вторых, конволютные окатыши с небольшим шлейфом дезинтегрированного материала и, в-третьих, пластично деформированные, линзовидно вытянутые интракласты, иногда окруженные «облаком» дезинтегрированного вещества. В целом для алевропелитов характерны массивные микротекстуры. В некоторых линзовидных прослоях глинисто-кремнистых туфоаргиллитов встречаются тонкая параллельная и микролинзовидная слоистость. Обломочный материал угловатый и остроугольный, алевритовой, реже мелкопсаммитовой размерности; представлен в основном кислым плагиоклазом, в подчиненном количестве встречаются кварц, биотит, мусковит, вулканиты с гиалопелитовой структурой, а также пластинчатые и рогульчатые пепловые частицы. В черных алевропелитах основной массы обычны мелкие сферические и

линзовидные выделения пирита, что свидетельствует об их обогащенности реакционноспособным органическим веществом и восстановительных условиях раннего диагенеза.

Песчаники и гравелиты, образующие протяженные слои (0,1—1,5 м) и линзы с удлинением 1 : 5—1 : 10, по разрезу распределены неравномерно. Верхние и нижние границы линз и пластов с окружающими алевропелитами резкие. Сортировка обломков чаще плохая или полностью отсутствует. Иногда отмечается концентрация крупных обломков в центральной части слоев, где они плавают в более мелкой песчано-гравийной массе. Степень окатанности различается как по слоям, так и в пределах одного слоя. Бывает смешан окатанный, полуокатанный и угловатый, вплоть до зазубренных поверхностей, материал. В подошве пластов обычно происходит насыщение неравномерно распределенным алеврито-песчано-глинистым материалом, что, видимо, связано с выпахиванием подстилающего осадка и обогащением им нижней части слоев. Тонкие полосы флюидизированного глинистого вещества иногда отмечаются и в кровле. Размер обломков от мелкого песка до гравия, плавающие обломки могут достигать 5 см в поперечнике. Состав кластики весьма полимиктовый, обычно преобладают вулканиты: разнообразные по структуре риолиты, андезиты, дациты, базальты. Встречаются и существенно кремнеобломочные горизонты, состоящие из обломков серых и зеленовато-серых силицитов, в меньшем количестве черных и бурых, с тенями радиоларий. Помимо этого присутствуют обломки плагиогранитов, кварцевых диоритов, известняков. В составе кристаллокластики преобладает плагиоклаз, реже встречаются кварц, апатит, клинопироксен, биотит. В подошвенной части пластов кроме этого встречаются пластично деформированные или в различной степени дезинтегрированные, с нерезкими границами фрагменты песчаников, туфоалевролитов и алевропелитов.

Породы описываемой ассоциации образуют в различной степени стратифицированные пачки мощностью до 70 м. Наблюдалось их несогласное налегание с алевропелитами в основании на тектонизированные базальты и яшмы; последние в ряде случаев представляют собой хаотические скопления глыб и обломков, разделенных листоватым субстратом. В алевропелитах, как вблизи подошвы, так и рассеянные по разрезу, заключены различные по размерам и форме инородные отторженцы. Встречаются ориентированные согласно напластованию вмещающих пород обрывки пластов плитчатых яшм, линзовидные глыбы и обломки базальтов. Они образуют как единичные изолированные тела, так и серию тел, приуроченных к одному уровню, и иногда сменяющиеся по простиранию более крупными оползневыми пластинами. «Линзы» базальтов обычно несут на поверхности следы тектонического развальцевания. Обрывки пластов яшм часто имеют утолщенные или загнутые концы. Кроме этого встречаются как бы вмятые в черный рассланцованный и иногда брекчированный

алевропелитовый субстрат угловатые обломки и глыбы. Иногда они плотно прилегают друг к другу, образуя глыбовые свалы или более рассредоточенные гнездовидные скопления, либо наоборот рассеиваются в алевропелитах, образуя редкую вкрапленность (рис. 19).

Подобное разнообразие форм нахождения глыб во вмещающем матриксе, вероятно, отражает различия в способе и скорости их транспортировки. Часть инородных отторженцев представляют собой блоки скольжения. В ряде случаев мы имеем дело с результатами обвалов, когда глыбы накапливались практически у основания выступа цоколя либо перекатывались ниже по склону. В других случаях, попадая в алевропелиты, глыбы генерировали оползень, в материале которого они рассредоточивались по мере его разжижения. Части отторженцев, помимо ореолов рассеяния кластики, сопутствуют монолитические горизонты. Их мощность колеблется в широких пределах, от первых миллиметров до десятых долей метра. Они состоят из несортированных остроугольных обломков, несущих следы тектонизации, предшествовавшей их накоплению. В ряде случаев монолитические горизонты не имеют видимой связи с более крупными блоками пород либо отличаются от присутствующих в этом интервале разреза олистолитов.

Таким образом, суммируя вышеизложенные особенности состава и строения пород ассоциации, можно выделить несколько основных моментов. В формировании прослоев кремнистых туфоаргиллитов и глинистых силицитов основную роль играло фоновое накопление пелитового кремнистого и глинистого мате-

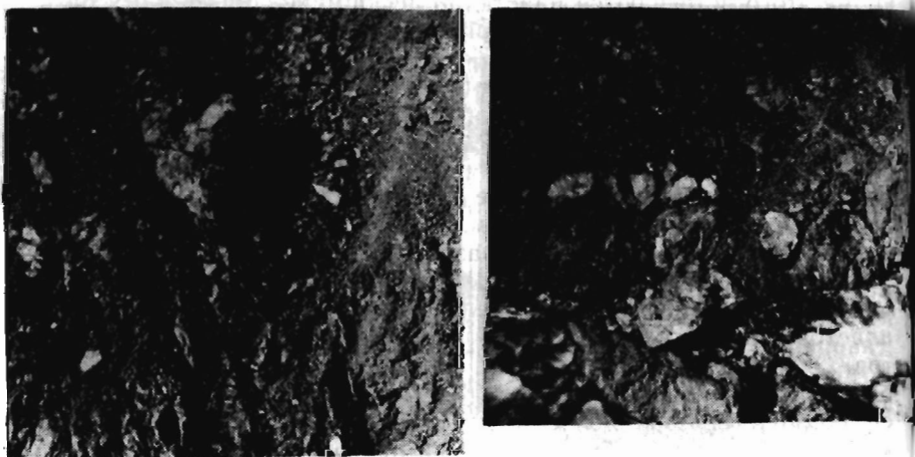


Рис. 19. Формы нахождения глыб в псаммо-алевропелитах (фото О. Л. Морозова)

А — базальты, Б — граниты.

Пояснения в тексте.

риала с разбавлением его пирокластической и терригенной алевритовой примесью. С действием низкоэнергетических придонных течений связано образование тонкослоистых и микролинзовидно-слоистых текстур. Накопление осадка происходило на склоне незначительной крутизны, о чем свидетельствуют вышеописанные оползневые тектуры в линзах. Формирование основной массы алевропелитов субстрата, вероятно, происходило за счет перемещения осадочного вещества с более высоких уровней гравитационными потоками. Об этом свидетельствует отсутствие видимой градации, следов сортировки и укладки течениями, резкие верхние и нижние границы слоев, в том числе эрозионные, наличие конволютных окатышей и инородных включений и т. д. Большой удельный вес пелитовой составляющей в рассматриваемых породах позволяет отнести эти потоки к высокоплотностным типам. Особенности строения песчаников и гравелитов дают возможность сопоставить их с отложениями зерновых потоков. Эти потоки обладали значительной способностью к эрозии и, таким образом, в их движение вовлекался в различной степени консолидированный материал подстилающих отложений. В зависимости от степени разжижения и дезинтеграции этот материал выступал либо в качестве обломков, либо начинал играть роль цемента, концентрируясь в нижней части слоев. Анализ оползневых текстур, эрозионных границ, формы интракластов и конволютных окатышей и т. д. позволяет сделать вывод о перемещении вещества по склону с восточным понижением.

В составе третьей ассоциации преобладают пестроокрашенные, зеленые, сине-черные, желтые, красные и белесые кремнисто-глинистые породы. В зависимости от содержания глинистого или кремнистого компонента, терригенной или пирокластической примеси они образуют широкий спектр литологических разновидностей: всевозможные песчано-алевритистые и алевритистые туфоаргиллиты, кремнистые аргиллиты, глинистые силициты, тонкообломочные туффиты и т. п. В подчиненном количестве присутствуют песчаники и мелкопсаммитовые туфы базальтов.

Породы описываемой ассоциации слагают пачки видимой мощностью до 30 м. Наблюдалось их перекрытие с эрозионными границами либо согласное — алевропелитами и песчаниками второй ассоциации. Для туфогенно-кремнисто-глинистых пород третьей ассоциации характерно большое разнообразие микро- и макротекстур: от микролинзовидно-слоистых и тонкогоризонтально-слоистых до массивных. Слоистость выражена в разной степени и обусловлена вариациями в содержании глинистого и кремнистого компонента в пелитовом матриксе либо количеством и характером распределения обломочной примеси. В тонкополосчатых разновидностях наблюдается чередование слоев и протяженных линзочек (несколько миллиметров), сложенных более кремнистым или более глинистым материалом с такими же маломощными

слоями, состоящими из терригенной и взрывчатой кластиков: мелкопсаммитовой и алевритовой размерности. В последних иногда наблюдается подобие косой слоистости. При более грубом характере чередования мощность отдельных слоев меняется от первых сантиметров до первых метров. Внутренняя слоистость выражена неотчетливо либо отсутствует. В таких породах обломочная псаммитовая и алевритовая примесь занимает от первых до 30 % объема и довольно беспорядочно рассеяна в пелитовом глинисто-кремнистом субстрате. Обычны скопления в виде неправильных гнезд и линз или, наоборот, встречаются мелкие линзы существенно пелитового материала. Иногда на общем фоне резко выделяются плавающие более грубые зерна, мелкий гравий или гальки, ориентированные подчас поперек слоистости.

Разбавляющая обломочная примесь представлена остроугольчатыми, реже плохоокатанными кристаллокластами плагиоклаза, кварца, эпидота, клинопироксена, рудного минерала, иногда отмечается биотит, мусковит, единичные зерна граната и турмалина. Варьирует по слоям насыщение обломками измененных вулканических стекол, эффузивов среднего, кислого и основного состава, хлоритизированными рогульчатыми и пластинчатыми пепловыми частицами. Некоторые разности содержат в переменном количестве остатки радиолярий плохой сохранности, от единичных до 15 % объема породы. Довольно редко отмечаются маломощные линзы (1—2 см), сложенные мономиктовым эндогенным материалом, несущим отчетливые следы доседиментационной тектонизации.

Песчаники в составе ассоциации имеют резко подчиненное значение и встречаются в виде маломощных (до 5 см) пластов. Верхняя и нижняя границы пластов с окружающими глинистыми и кремнисто-глинистыми породами — резкие, текстура массивная, без видимой градации. Обломочный материал слабо сортирован (0,1—2 мм), от угловатого до окатанного. Среди обломков преобладают серые силициты, встречаются и бурые с реликтами радиолярий. Некоторые обломки несут следы латеритного выветривания. В значительном количестве присутствует мелководный карбонатный органический детрит — обломки пелицепод и мшанки. Довольно много также базальтов, андезитов, риолитов и глинисто-кремнистых туффов.

Для пород ассоциации обычны разномасштабные конседиментационные нарушения в виде микросбросов, над которыми формируются своеобразные мелкие осадочные призмы, а также обрывки слоев и горизонтов (до 3 м) с нарушенным напластованием. Последнее бывает приурочено как к видимому основанию разреза, так и встречается между ненарушенными слоями. Внутри подобных горизонтов выделяются участки с измельченным и неизмельченным нарушенным напластованием, связанные постепенными переходами. Степень деформаций растет сверху вниз: ненарушенные слои сменяются сложное деформированными, кото-

рые затем теряют сплошность, переходя в конседиментационные брекчии (рис. 20).

Таким образом, общий фон ассоциации составляют гемипе-

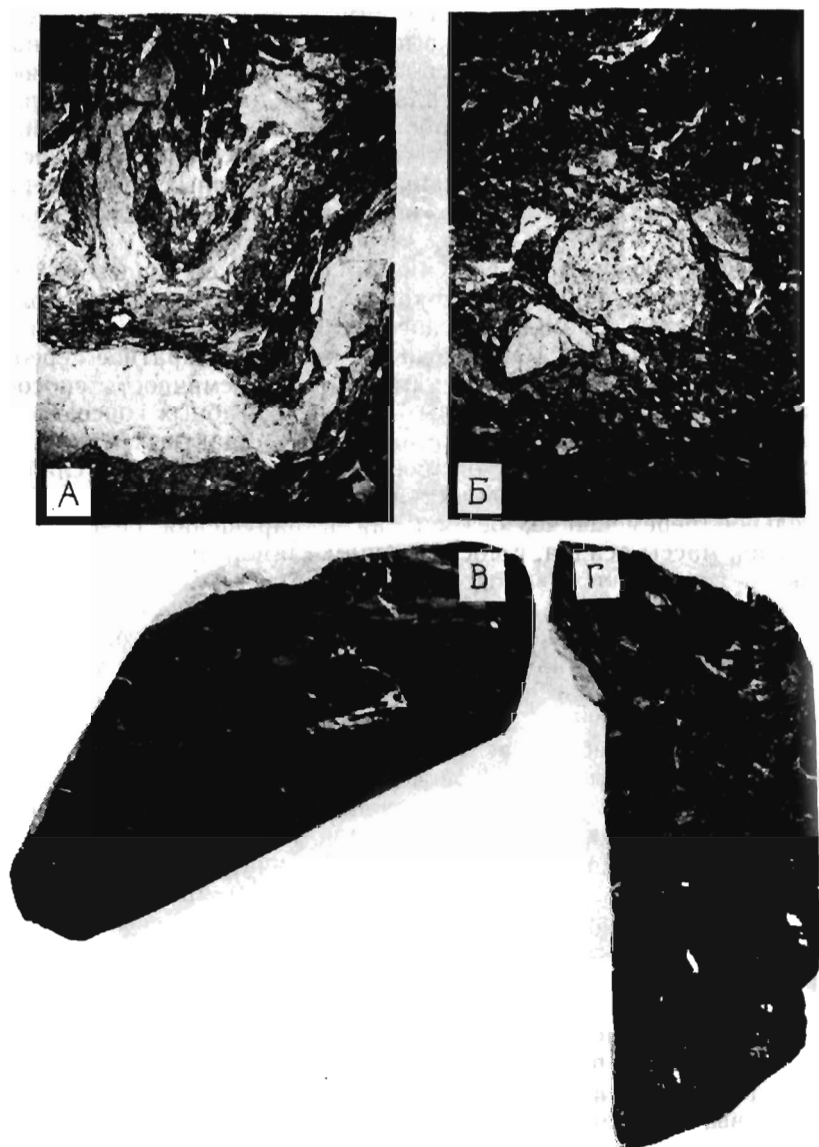


Рис. 20. Примеры текстур из горизонтов с нарушенным напластованием.

A, B — шлифы; *V, G* — пришлифовки.

Пояснения в тексте.

лагиты, накопление которых шло на пологом склоне. Разбавляющий обломочный материал поступал как за счет осаждения продуктов взрывов и гравитационного перемещения вещества с более высоких уровней, так и за счет подводного выветривания близрасположенных выступов цоколя, поставивших эдафогенный материал. Окраска пород в пестрые красно-зеленые тона, значительное количество биогенной кремнистой составляющей свидетельствуют как о сравнительно замедленных темпах седиментации ниже глубины карбонатокомпенсации и чередовании слабоокислительных и слабовосстановительных условий раннего диагенеза, так и об изолированности от основных путей перемещения темных, обогащенных органикой илов из мелководной зоны.

Присутствующие в разрезе пласты песчаников сопоставляются с отложениями зерновых потоков, поступавших либо по небольшим промоинам, либо плоскостного типа. В них смешан материал из разных уровней, вероятно, испытавший неоднократное переотложение. Сопутствовавшая седиментации сейсмичность способствовала образованию различных мелкомасштабных конседиментационных нарушений в осадке и отрыву компактных маломощных масс, формировавших оползни. Такие факторы, как слабый уклон дна и небольшая мощность оползня, определяли его незначительное перемещение, без смятия и нарушения сплошности основной массы осадка, с последующим «замерзанием» при остановке и сохранением в подошвенной части горизонтов с нарушенным напластованием.

В строении матрикса микстита, помимо пород, описанных в составе трех ассоциаций, принимают участие также туфограувакковые песчаники и глинистые алевролиты хаотического строения и серые туфосилициты. Граувакковые песчаники и алевролиты слагают небольшие тела мощностью от первых до 10—20 м. Они обладают сложным сгустково-брекчиевидным строением, обусловленным хаотическим распределением скоплений псаммитового материала в замусоренном глинисто-алевритовом мезостазице. Компактные фрагменты песчаников имеют как относительно четкие, так и расплывчатые границы, а окружающее глинисто-алевритовое вещество ведет себя весьма агрессивно, «залезая» по трещинам внутрь сгустков песчаного материала или просто «ассимилируя» их (рис. 21). Образование этих пород связывается с началом трансформации оползня, когда исходный полуплитуфицированный слоистый осадок в результате быстрого перемещения теряет сплошность, перемешивался и неоднородно разжижался. Небольшая мощность подобных оползневых тел, вероятно, связана с тектоническими подвижками или сейсмическими толчками, способствовавшими отрыву незначительных масс осадка. Наблюдалось налегание подобных оползневых микститов на сильно тектонизированную гетерогенную подложку из глыб базальтов и яшмоидов и смена их вверх по раз-

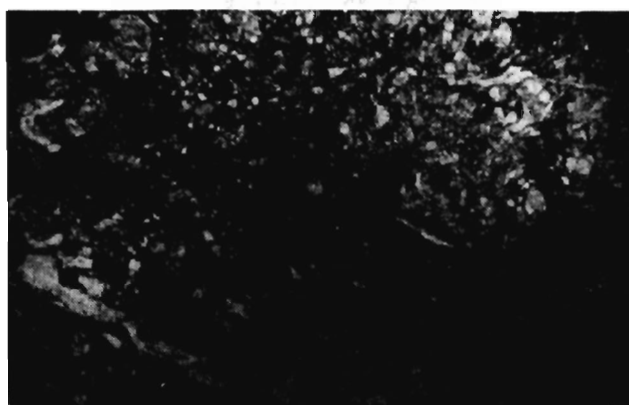
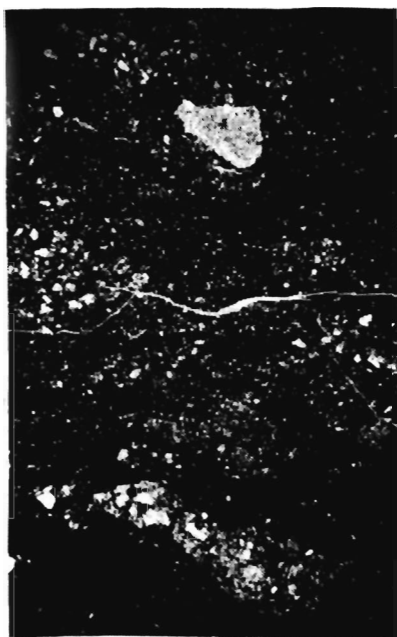


Рис. 21. Тектурно-структурные особенности оползневых микститов (шлифы).

Пояснения в тексте.

резу более упорядоченными кремнистыми аргиллитами и туфо-алевролитами.

Серые туфосилициты обычно встречаются в ассоциации с черными алевритистыми туфоаргиллитами, с которыми они закономерно чередуются или образуют самостоятельные маломощные (0,3—1, реже до 5 м) пачки, состоящие из плиток (1—5 см).

разделенных примазками черного пелитового вещества. В ряде случаев силициты встречаются в виде мелких деформированных каплевидных линзочек или невыдержанных пластов с бугристой кровлей, напоминающей поверхность лавового потока. Силициты, как правило, сильно перекристаллизованы, однако в мезостазисе часто наблюдаются реликты пепловой структуры и неравномерно распределенные скопления псаммитовой и алевроитовой острооскольчатой кластики кислых вулканитов, кварца и плагиоклаза. Довольно редко встречаются и единичные остатки радиолярий. Форма нахождения силицитов позволяет сделать вывод о том, что исходное вещество представляло собой пластичную субстанцию типа кремнистого или глинисто-кремнистого геля. Происхождение геля можно связать или с прямой поставкой кремнезема в придонные слои эксгаляционно-гидротермальными источниками, или с растворением и преобразованием тонких продуктов кислых пеплопадов. В дальнейшем, в зависимости от характера рельефа и сейсмичности, гель мог незначительно перемещаться, сползая по дну, или переходить в золь, течь и снова коагулировать.

Возраст матрикса микстита определяется единичными определениями радиолярий в интервале от верхней части поздней юры до начала мела включительно.

Чужеродные по отношению к осадочному матриксу микстита породы играют двойственную роль в его строении. В одних случаях они слагают оползневые пластины, глыбы и блоки, включенные в осадочный субстрат, в других, в виде счешуенных, тектонизированных фрагментов формируют видимое основание, на котором отлагались породы матрикса. При этом между чешуями и блоками, слагающими основание, бывает затерт листоватый апоалевропелитовый материал, проникающий по трещинам и внутрь блоков, либо сильно тектонизированные фрагменты разреза осадочных пород матрикса. Это свидетельствует о дифференцированных подвижках пород основания одновременно с накоплением осадков и о вовлечении последних в этот процесс.

Чужеродные отторженцы сложены разнообразными базальтами, яшмами, железистыми и глинистыми силицитами, диафорированными метаморфитами, гранитоидами и кварцевыми диоритами. Часть отторженцев несет на себе следы интенсивной тектонизации, которая обычно не прослеживается во вмещающий осадок. Мелкие глыбы и обломки бывают сложены катаклазитами, в более крупных иногда наблюдается оторочка из милонитов и катаклазитов, сменяющаяся к центру слабоизмененными породами. Крупные оползневые тела иногда сменяются по простиранию более мелкими или бывают окружены сопутствующими обломками, заключенными в подстилающий и перекрывающий осадок. Обломки, заключенные в подстилающий осадок, вероятно, представляют собой продукты разрушения фронтальной части оползневой пластины, а в перекрывающих — перемещенные хвосты.

Базальты слагают как мелкие глыбы и будины, так и мощные (до 200 м) пластины, состоящие из потоков массивных, или пиллоу-лав, часто с линзами пестрых или красных яшмоидов. Большая часть базальтов характеризуется высоким содержанием TiO_2 (2,36—3,34 %), Nb (17—57 г/т), Ba (110—290 г/т), Rb (до 75 г/т), Sr (210—370 г/т), отношением Zr/Y (7—12,6 и по своим геохимическим характеристикам аналогична субщелочным и щелочным базальтам внутриокеанических островов. В меньшей степени распространены оливиновые и ферротолиты типа MORB. И те и другие базальты аналогичны по составу лавам кремнисто-базальтовой ассоциации, для которой доказано океаническое происхождение. Довольно редко встречаются будины и глыбы базальтов, имеющих геохимические особенности островодужных толетов. Для них характерно умеренное содержание TiO_2 (1,1—1,3 %), низкие концентрации Nb и Ni и повышенное содержание Ba, Rb и Sr.

Яшмы и ассоциирующие с ними железистые и глинистые силициты встречаются вместе с базальтами или слагают отдельные тела в виде обрывков пачек плитчатого сложения мощностью от 0,3 до 20 м. Наблюдались как слабдеформированные мелкие оползневые пластины, залегающие согласно в стратифицированном псаммо-алевропелитовом субстрате, так и сложносмятые, вплоть до закрученных в виде сфер, фрагменты. Для яшм обычно отсутствие кластической примеси. Основная масса имеет криптокристаллическое строение, в разной степени обогащена примесью рудного (Fe, Mn) и глинистого вещества и содержит многочисленные остатки радиолярий (до 50—60 %). Глинистые силициты иногда содержат остатки радиолярий (до 15 %) и примесь острооскольчатой плагиоклазовой кластики (1—5 %). Эти породы, попадая в осадок, были в разной степени литифицированы. Так, в подошве некоторых оползневых тел наблюдается смешение материала яшм или силицитов с материалом подстилающих отложений. При этом возникают породы, состоящие из обломков яшм с расплывчатыми краями, сгустков кремнистого вещества и фрагментов радиолярий, заключенных в струйчатый, или хаотический, неоднородный алеврито-глинистый субстрат, в разной степени обогащенный гематитом. Образование этих пород, вероятно, связано с дезинтеграцией в подошве оползневого тела полулитифицированных яшмоидов за счет сцепления с подстилающим осадком и их дальнейшим перемешиванием.

Возраст яшмоидов, слагающих чужеродные тела, по многочисленным определениям радиолярий заключен в интервале от верхней части средней юры до волжского яруса включительно. Аналогичный возраст и состав имеют яшмоиды и силициты кремнисто-базальтовой ассоциации.

Метаморфические породы слагают тектонические блоки внутри микстита, и их первичные соотношения с окружающими образованиями нарушены. Однако представляется вероятным, что

эти породы в результате дифференцированных подвижек выведены на более высокий уровень из нижних горизонтов основания. Метаморфиты, как правило, сильно деформированы и представлены двумя группами пород. Одну группу слагают диафторированные гранатовые и безгранатовые амфиболиты и плагиогнейсы, содержащие редкие линзы мраморов, и жилы тремолит-клинопироксенового состава. Другая группа представлена эпидотовыми амфиболитами с линзами кварцитов и карбонатных пород.

Более сложное положение в структуре микстита занимают гранитоиды. Они встречаются как в виде тектонизированных обломков, глыб и оползневых тел, включенных в осадочный субстрат, так и образуют рвущие тела среди пород цоколя, проникая в ряде случаев в наиболее ранние отложения осадочного матрикса. Гранитоиды представлены исключительно плагиоклазсодержащими разностями и характеризуются умеренным содержанием SiO_2 (65—70 %) и низким отношением $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (1,6—2). Вероятно, они представляют собой форму проявления островодужного магматизма во фронтальной части дуги. Внедряясь в счешуенные породы основания и частично в нижние горизонты осадочных отложений, они в результате дифференцированных движений литопластин выводились на поверхность дна, где подвергались дезинтеграции вместе с вмещающими породами.

Не совсем ясно происхождение глыбы псаммо-пелитового туффита, заключенной среди алевропелитов матрикса и содержащей многочисленные остатки раннекаменноугольных кораллов и брахиопод. С достаточной степенью условности ее можно сопоставить с породами метавулканогенно-осадочной толщи предположительно позднепалеозойского возраста, входящими в основание поднятия островной дуги.

На облик микстита большое влияние оказали неоднократные преобразования, которые он претерпел. В ранний пост- (и син-) седиментационный этап сейсмические толчки способствовали разжижению кремнисто-глинистых прослоев в полулитифицированном смешанном неоднородном осадке. Разжиженный материал под давлением вышележащих отложений или крупных оползневых пластин (олистолитов) выдавливался в верхние слои, нарушая их сплошность. При наличии бокового давления, обусловленного перемещением оползневых тел или уклоном дна, разжиженный материал играл роль смазки, разделявшей плоскости относительного смещения. При этом в породах формировались весьма специфические структуры и текстуры, напоминающие милонитовые. В струйчатом флюидальном глинистом субстрате обособляются линзочки кремнистого, алевритового или псаммитового материала. Они имеют как будинообразную форму с острыми окончаниями, так и овальные сглаженные границы. Однако более компетентный материал, представленный обломками кристаллов или вулканических пород, не несет на себе следов дробле-

ния на месте (рис. 22). Это свидетельствует о том, что давлению подвергались нелитифицированные породы, и степень усложнения и затушевывания первичных структур и текстур определялась неоднородностью исходного осадка. Заметное влияние на эти процессы могло оказывать также электрохимическое взаимодействие, способствовавшее расслоению глинисто-кремнистых гелей.

При тектонизации более плотных пород формировались какириты, которые имеют как объемное распространение, так и бывают приурочены к линейным зонам. Они представляют собой бесструктурную массу, пронизанную системой разноориентированных трещин, как прямых, так и сложнотогнутых. В выполнении трещин участвуют кварц, альбит, пренит и карбонат. Однако следует отметить, что обломки и линзы какиритов встречаются и среди слабоизмененных пород, что свидетельствует о синхронности процессов тектонизации и седиментации. Захороненные, частично литифицированные осадки подвергались дроблению в условиях сжатия, затем снова в результате тектонических подвижек вывелись на поверхность и снова перезахоранивались.

В дальнейшем неоднократная тектонизация приводила к чисто тектоническому перемешиванию пород матрикса, основания, олистолитов, окружающих и перекрывающих образований. При этом микстит приобретал черты чисто тектоногенного образования. Так, на левобережье р. Сев. Пекульней он выходит в виде узкослоистых полос шириной от нескольких десятков до нескольких сот метров и представляет собой смесь интенсивно перетертых и перетертых осадочных пород, в которую заключены мелкие тектонокластиты и более крупные глыбы, будины и блоки базальтов, гранитов, амфиболитов и мраморов.

Суммируя особенности строения и состава осадочных пород матрикса микстита, можно выделить несколько особенностей, характеризующих условия седиментации: широкое развитие оползневых явлений и формирование значительной части пород за счет потоков неразвитых гравититов, перемещавших материал из разных уровней; аномальная сейсмичность в процессе накопления осадка, интенсивная син- и постседиментационная (в том числе додиагенетическая) тектонизация пород; сложный рельеф области седиментации (чередование поднятий, склонов различной крутизны и мелких террас, изолированность отдельных участков от основных путей перемещения осадочного вещества); общий гемипелагический характер фонового осадконакопления; различные темпы седиментации осадка и степень его обогащения органикой и, как следствие, присутствие окисленных и восстановленных разностей; постоянное присутствие, помимо перетолженной, вулканокластики разного состава, продуктов субэриальных эксплозий; широкое развитие среди олистолитов пород, чужеродных по отношению к данной области седиментации, а также участие этих пород в строении чешуйчатого основания.

Отсюда можно сделать вывод, что накопление осадочных

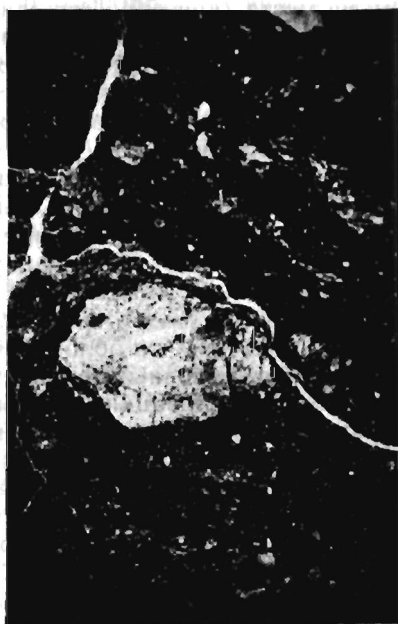
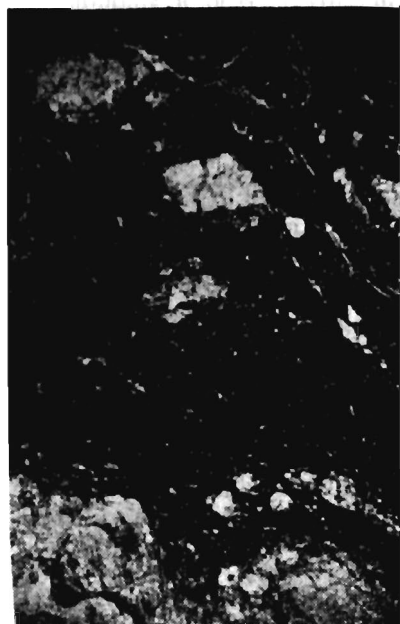


Рис. 22. Характер текстур и структур, возникающих на ранних этапах преобразования смешанных псаммито-алеврито-глинистых пород (шлифы).

Пояснения в тексте.

пород матрикса микстита шло на террасированном склоне приостроводужной части желоба, который образовался за счет аккретирования срезанных в процессе субдукции верхних частей океанической коры. Аккретированные литопластины испытывали дифференцированные подвижки, формируя сложнорасчлененный рельеф. Они же служили и поставщиком экзотического материала. В эти тектонические движения, синхронные процессам седиментации, вовлекался и осадочный материал, что приводило к его тектонизации и чисто тектоническому перемешиванию составляющих микстит компонентов. Дифференцированные подвижки литопластин приводили также к выведению на более высокий уровень метаморфитов из глубинных частей аккреционного клина.

Важную роль в строении хребта Пекульней имеет готеривская пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация, протягивающаяся узкой полосой вдоль осевой части южной половины хребта и повсеместно имеющая тектонические ограничения. На западе на нее круто надвинуты образования островодужной ассоциации и породы гетерогенного основания, а на востоке готеривские вулканы перекрыты (по пологим и крутым разрывам) пластинами кремнисто-базальтовой ассоциации, «из-под» которых на отдельных участках «выглядывают» клинья островодужного разреза и линзовидные тела метаморфогенномагматического комплекса базит-ультрабазитового состава.

В настоящее время готеривский пикрит-базальтовый комплекс превращен в своеобразный мономиктовый меланж, цементирующая масса которого и включенные в нее блоки имеют одинаковый состав и различаются лишь по степени переработки. Блоки, сложенные породами других формационных комплексов, приурочены к границам меланжа и представлены либо отколовшимися фрагментами надвиговых пластин, либо остатками переброшенных через меланж покровов. Меланж отчетливо выражен на местности, а также на космических и аэрофотоснимках, сглаженными, выровненными участками рельефа, среди которых рассеяны глыбы и блоки различного размера, имеющие вид скальных останцов. Размер блоков варьирует в широких пределах, достигая в длину 7 при ширине до 1,5 км. Породы, выходящие в блоках, избирательно метаморфизованы и рассланцованы. Цементирующая масса меланжа сложена передробленным, перетертым, рассланцованным и метаморфизованным материалом пикритового и базальтового состава. Апопикритовый материал цемента состоит из актинолит-тремолита, серпентина, хлорита, талька и магнетита, а для апобазальтовых продуктов характерен актинолит-хлорит-эпидот-альбитовый парагенезис, при этом пластичный апопикритовый материал иногда выдавливается по трещинам среди базальтов или других компетентных пород, принимая форму своеобразных ветвящихся дайкоподобных тел.

В строении меланжа наблюдается отчетливая продольная

зональность: в северном его отрезке как цементирующая масса, так и включенные в нее блоки представлены в основном пикритами, пикрито-базальтами, гипабиссальными породами того же состава и продуктами их переработки. К югу появляются отдельные базальтовые блоки, количество которых постепенно увеличивается, вплоть до полного преобладания на крайнем юге хребта. Эта зональность в определенной степени отражает стратиграфическую последовательность формирования пород комплекса. Наиболее ранние излияния имели ультраосновной состав, сменяясь во времени базальтами и смешанным базальт-риолитовым вулканизмом. Осадочные породы в строении комплекса имеют резко подчиненное значение. Среди вулканических горизонтов они слагают маломощные невыдержанные прослои, представленные тонкообломочными туффитами, тефроидами, туфопесчаниками и туфогравелитами. Грубообломочные разности иногда в значительном количестве содержат мелководный органический детрит — битую толстостенную ракушку, членики криноидей, иглы морских ежей и гастроподы; встречаются также остатки флоры. В верхних частях разреза среди базальтов бывают заключены мелкие линзы органично-обломочных известняков, состоящие из перекристаллизованных остатков мшанок, горизонты пепловых туфов, грубообломочных (до бомбовых) ксенотуфов и кластолав риолитов. Эффузивы комплекса фациально замещаются грубообломочными накоплениями плохо стратифицированных полимиктовых, вулканомиктовых и существенно туфогенных конглобрекций и гравелитов, для которых характерна весьма плохая сортировка материала, а также почти полное отсутствие следов транспортировки и обработки обломков.

Геохимические особенности пикритов свидетельствуют об их образовании за счет плавления сильно деплетированного мантийного перидотита. Это магнезиальные породы с невысоким содержанием TiO_2 (0,15—0,5 %) и отношением CaO/Al_2O_3 около единицы. Содержание легких РЗЭ (La и Ce) находится на уровне или слабо превышает хондритовый. Отношение легких РЗЭ к промежуточным и тяжелым весьма низко: $(La/Sm)_N = 0,32—0,48$; $(La/Yb)_N = 0,35—0,47$. Пикрито-базальты и базальты обладают большим разнообразием составов, свидетельствующим о различных путях эволюции исходных расплавов, вовлечении в процесс плавления в разной степени источника вещества астеносферы и участии контаминирующих факторов. Часть базальтов отвечает по геохимическим характеристикам низкокальциевым толеитам островных дуг. Они обладают сходными с пикритами спектрами распределения РЗЭ, но при более высоком их абсолютном содержании. Встречаются базальты как сходные с толеитами COX, так и имеющие повышенное содержание Rb, Ba, Ni, Ti, K; высокие отношения Zr/Y (5—6) и обогащенные легкими и промежуточными лантаноидами $(La/Sm)_N = 1$; $(La/Yb)_N = 2,7$. Особенности состава последних, вероятно, сви-

детельствуют о вовлечении в процесс плавления неистощенного мантийного субстрата.

Строение разреза комплекса позволяет сделать вывод о его формировании за небольшой интервал времени в условиях узкого прогиба. В осевой части прогиба на незначительной глубине происходили излияния эффузивов, фациально замещавшихся грубообломочными отложениями, накопление которых шло у основания склонов прогиба.

На наш взгляд, образование пикрит-базальтовой ассоциации произошло в связи с незначительным растяжением и расколом островодужной постройки на заключительном этапе ее эволюции.

История формирования хребта Пекульней и развитых в его пределах хаотических комплексов может быть представлена следующим образом (рис. 23). В начале поздней юры на северо-западе Палео-Пацифики была заложена зона субдукции. В волжское время над ней возникла островодужная постройка, фрагменты которой выходят на севере и юго-западе хребта Пекульней. В процессе субдукции с погружавшейся океанической плиты срезались вулканические гайоты, осложнявшие ее рельеф, и частично породы осадочного чехла. Сгруживаясь у островодужного склона желоба, они вжимались в его основание, формируя аккреционный клин. Дифференцированные подвижки аккрецированных литопластин способствовали не только созданию сложнорасчлененного рельефа, в углублениях которого накапливались смешанные отложения Белогорского хаотического комплекса, но и тектонизации этих отложений, а также поступлению экзотического материала за счет разрушения выходов цоколя. Валанжинское время характеризуется более масштабным проявлением аккреции. Погружавшаяся океаническая плита испытывала тектоническое расслоение и смещение по поверхности срывов, приуроченных к основаниям осадочного, лавового либо дайкового горизонтов. Нижняя часть плиты субдуцировалась, а верхняя в виде пакета или отдельных тектонических пластин входила в состав аккреционного клина. Силы сцепления, препятствовавшие аккрецированию литопластин, приводили к смятию наиболее пластичных пород осадочного чехла океанической плиты и их отслоению от базальтового основания. Испытывая боковое давление, эти породы вжимались в призму накопившихся у основания склона осадков, а в дальнейшем, в процессе воздымания аккреционного клина, по мере последующего причленения литопластин, подвергались гравитационному переотложению в виде оползневых пластин и блоков скольжения. Свидетельством изменения тектонического режима в это время, вероятно, являются грубообломочные хаотические накопления, развитые в северной части хребта Пекульней. Здесь дифференцированные вертикальные движения привели к воздыманию отдельных блоков дуги и вскрытию пород основания. Аномальная сейсмическая активность способствовала быстрому разрушению образовав-

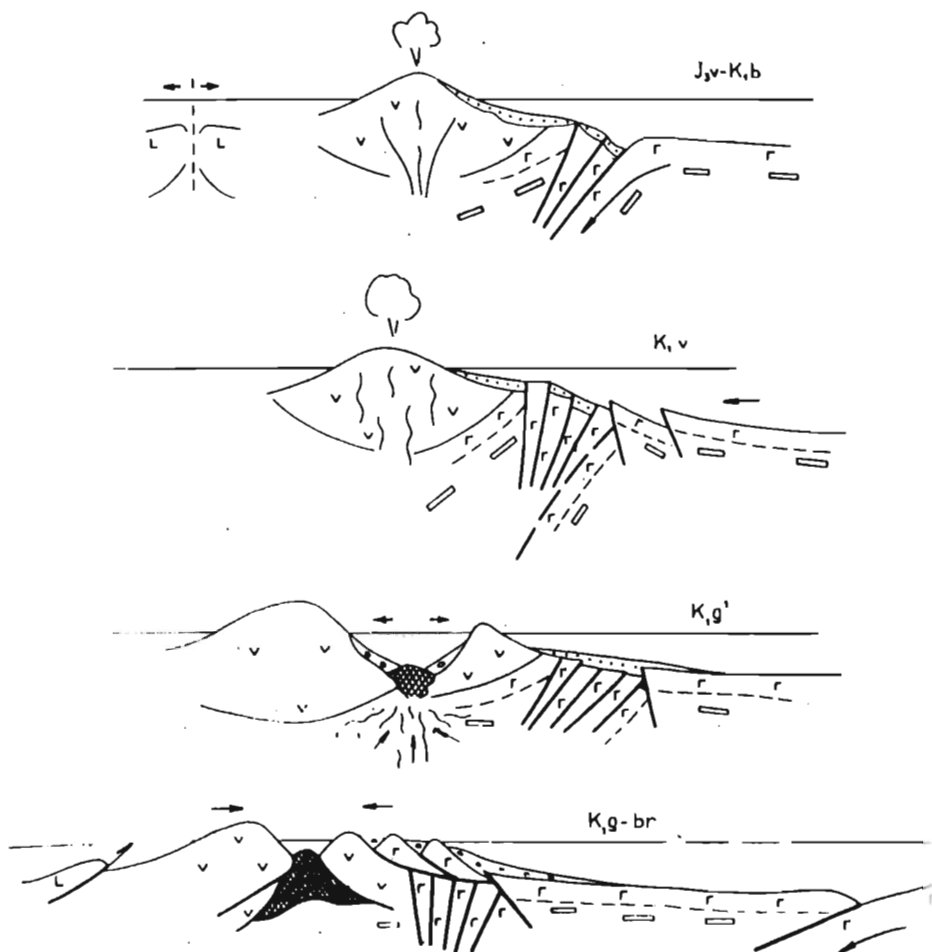


Рис. 23. История формирования Пекульнейской тектонической зоны.
Пояснения в тексте.

шихся поднятий и формированию мощных осыпных и оползневых отложений.

Этот этап аккреции знаменует собой также заклинивание зоны субдукции в позднем валанжине. На фоне интенсивных сжимающих напряжений, приуроченных к фронтальной авулканической части дуги, в ее осевой части усилились процессы растяжения, существовавшие и ранее [11]. Вероятной причиной усиления этих процессов были обрыв субдуцированной пластины под фронтальной частью дуги и возникновение линейной области разуплотнения в верхней части астеносферы. В результате последовавшего раскола островодужной постройки был

вскрыт сильно истощенный мантийный субстрат, при высокой степени плавления которого в присутствии водного флюида формировались пикритовые расплавы. Уменьшение степени плавления сильно деплетированного источника, а также латеральный и вертикальный перенос вещества из контактированного над зоной субдукции астеносферного клина и менее истощенных горизонтов мантии, с последующим фракционированием расплавов в промежуточных камерах, привели к появлению широкого спектра базальтовых составов — от низкокальциевых островодужных толеитов и базальтов MORB до базальтов, имеющих черты внутримантийных.

На фоне этих процессов протекала перестройка регионального плана, связанная с заложением южнее новой зоны субдукции, над которой с апта—альба формировался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Сопутствующий перестройке режим общего сжатия привел к прекращению вулканизма в узком интрадуговом бассейне хребта Пекульней, сближению расколовшихся фрагментов дуги и их сдавливанию с образованием моноформационного пикрит-базальтового меланжа. Одновременно с этим происходило воздымание аккреционного клина, выдавливание отдельных литопластин и их шарьирование на островодужную постройку. Асинхронность проявления наиболее интенсивных сжимающих напряжений фиксируется плавающей (от готерива—баррема до баррема—апта) нижней границей флишоидных туфотерригенных отложений восточного склона хребта Пекульней. Запечатывая формирующуюся структуру, эти отложения служили также осадочным выполнением бассейнов с реликтовой океанической корой, отшнурованной с юга более поздней зоной субдукции.

Результаты исследований

Термин «*хаотические образования*», или «*микститы*», использован в качестве обобщающего названия для геологических тел, сложенных кластическим материалом любой размерности и любого генезиса с хаотическим обликом внутреннего строения [Петрографический словарь, 1981]. Очевидно, что такое определение позволяет включать в группу микститов комплексы самой разной геологической природы: и большую часть континентальных элювиально-делювиальных накоплений, и некоторые субаквальные отложения гравитационного генезиса, и значительную часть тектонических, и некоторые магматические брекции, и ледниковые морены. В Корякской аккреционной области широко распространены хаотические комплексы осадочного (гравитационного и тектоно-гравитационного) и тектонического генезиса. Попытаемся показать место этих групп микститов в общем ряду связанных с ними образований.

В настоящее время принципы классификации субаквальных гравитационных образований проработаны достаточно детально. В их основе лежит выделение различных механизмов перемещения и накопления обломочного материала. Такой подход позволяет выделять три типа гравитационных отложений: обвальнo-осыпные, оползневые и автокинетических (водно-массовых) потоков [3, 4, 13, 22 и др.]. Отложения первых двух типов обычно имеют хаотический облик внутреннего строения и относятся к категории микститов.

Обвальнo-осыпные микститы образуются недалеко от подножий крутых уступов. В процессе их формирования обломочный материал различной размерности обваливается, осыпается, скатывается вниз и захоранивается в цементе из более тонких осадков. Так могут образовываться и единичные экзотические глыбы, и целые горизонты, залегающие внутри вулканогенно-осадочных, молассовых и реже других по составу и генезису комплексов. Примерами хаотических образований этого типа в Корякии являются триасовые олистостромовые толщи Эконайской зоны и грубообломочная толща, входящая в состав островодужной ассоциации хребта Пекульней. Уверенная геодинамическая интерпретация развитых в районе вещественно-структурных комплексов позволяет понять историю их происхождения.

Глибовый материал триасовой олистостромы, представленный исключительно известняками, ферро-титановыми базальтами и их туфами, несомненно, является продуктом разрушения внутриокеанских гайотов. Подстилающие и перекрывающие слоистые кремни отлагались в пределах абиссальной котловины на значительной глубине, вне области терригенного осадконакопления. Если бы олистостромовые горизонты формировались в результате счесуивания морского дна, состав глыб был бы существенно иным и соответствовал составу океанской литосферы (габброиды, гипербазиты, диабазы, толенты типа базальтов СОХ, кремни). Кроме того, в этом случае должна была произойти существенная перестройка структурного плана области осадконакопления, которая была бы зафиксирована в разрезе. Повидимому, можно вполне согласиться с трактовкой происхождения триасовых олистостром, предложенной С. Д. Соколовым [16]. По его мнению, появление экзотического обломочного материала в глубоководных кремнистых осадках связано с тектонической деструкцией (разрушением) вулканических гор, атоллов, гайотов («карбонатных платформ», по [16]). Глибовый и более мелкий обломочный материал осыпался и оползал к подножию склонов, где перекрывался и захоранивался пелагическими осадками.

Грубообломочная толща северной части хребта Пекульней также формировалась в тектонически неспокойной обстановке. Глибовый материал накапливался у подножий уступов вулканической островодужной гряды, оползал и частично перемывался

течениями. Характерная особенность этого комплекса — тесная связь обвальнo-осыпных микститов с осадочными гравитационными образованиями других генетических типов.

Оползневые микститы также формируются у подножий склонов той или иной крутизны в результате оползания крупных целиковых пластин литифицированного либо нелитифицированного материала. Современные пластины оползшего нелитифицированного осадка описаны во многих работах [4, 13 и др.], а примером древних образований этого типа являются граувакковые микститы эльгеваямского комплекса. В составе комплекса описаны как целиковые, слабо нарушенные при перемещении пластины (когерентные деляпсивные оползни), имеющие хаотическое строение лишь в подошве и фронтальной части, так и полностью разрушенные (инкогерентные) оползни, целиком состоящие из граувакковых микститов пелито-псаммитовой размерности с включенными в них изогнутыми обрывками линз кремней, переслаивавшихся с граувакками до оползания.

Весьма своеобразные микститы формируются в результате оползания сорвавшихся с борта бассейна крупных глыб и целиковых отторженцев длиной до нескольких километров. Они возникают в связи с продвижением крупных тектонических покровов и разрушением их фронтальных частей. В складчатых поясах хаотические комплексы этого типа, ассоциирующие с флишевыми и молассовыми образованиями, обычно считаются индикаторами столкновения террейнов и континентальных масс. Им посвящена обширная литература, в том числе несколько недавно опубликованных монографий [2, 10, 20]. В Корякской аккреционной области олистостромовые комплексы, связанные с продвижением покровов, имеют крайне ограниченное распространение и в данной работе не рассматриваются.

Отложения, сформированные автокинетическими (водно-осадковыми) потоками могут иметь и хаотическое, и упорядоченное внутреннее строение. Ярко выраженное хаотическое строение имеют дебриты — отложения вязкопластичных пастообразных потоков, способных перемещать во взвешенном состоянии достаточно крупные обломки. По данным И. В. Хворовой, дебризные потоки могут перемещаться на расстояние до 350 км со скоростью 10—100 см/с и должны содержать не менее 10 % пелитового материала [22]. Обломки в дебритах могут быть различного размера (от песчаного до валунного), матрикс пелитовый или алевропелитовый. Большая часть описанных в складчатых поясах тиллитоидов и тиллитоподобных конгломератов с плавающей галькой является, по-видимому, отложениями дебризных автокинетических потоков. В Корякской аккреционной области отдельные горизонты дебритов встречаются в терригенных разрезах Алгано-Великореченской, Алькатваамской и Центрально-Корякской тектонических зон. Некоторые авторы называют их олистостромами и считают индикаторами шарьирования круп-

ных аллохтонных масс, что не совсем верно.

К классу тектоно-гравитационных относятся такие хаотические образования, глыбовый материал которых попадает на место своего захоронения не только под действием силы тяжести, но и совершенно иным, чисто тектоническим путем (например, эльгеваямский и белогорский хаотические комплексы Майницкой и Пекульнейской зон Корякского нагорья). Слабая изученность, сложность внутреннего строения и отсутствие достаточно проработанных теоретических моделей формирования такого рода образований заставляют остановиться на их характеристике более подробно.

Типичной особенностью эльгеваямского и белогорского комплексов является их тесная пространственная, временная и генетическая связь с зонами субдукции и процессами формирования островных дуг. И в том, и другом случае хаотический комплекс соседствует с вулканогенно-осадочными образованиями того же возраста, содержит обильную примесь туфового материала в матриксе, а в глыбовых экзотических породах, неизвестные в структуре смежной островной дуги. На наш взгляд, «экзотика» попадает сюда «на плечах» погружающейся литосферной плиты и, входя в состав фронтальных аккреционных призм и клиньев, перемешивается с автохтонным туфотерригенным материалом. Можно представить себе несколько вариантов такого процесса.

Рис. 24,а иллюстрирует вариант, в соответствии с которым от субдуцирующей плиты отслаиваются отдельные пластины, которые обдуцируют на внешний склон дуги и продвигаются вверх против силы тяжести под действием давления океанической плиты. В процессе своего движения аллохтонная пластина счешуивается, деформирует пластичные осадки, частично, может быть, зарывается в них и выпахивает своеобразные подводные долины наподобие ледниковых. В конце концов, когда произойдет окончательное отслоение пластины от субдуцирующей плиты и ее движение вверх прекратится, дифференцированные движения по разломам цоколя фрагментируют аллохтон на блоки различного размера, а обильный туфотерригенный материал, поступающий с вулканической дуги, захоронит эти блоки. Предложенный обдуционный механизм формирования хаотических комплексов над зонами субдукции позволяет логично объяснить появление захороненных в осадках внешнего склона Майницкой и Пекульнейской островных дуг блоков, сложенных широкой гаммой образований разной геологической природы. Обнаруженные здесь фрагменты вулканических океанских гор, гайотов, атоллов, островодужных построек, микроконтинентов, абиссального ложа океана до момента причленения к дуге слагли крупные внутриокеанические структуры.

Иной механизм попадания экзотических блоков в туфотерригенный матрикс иллюстрируется рис. 24,б. Исходя из того, что островная дуга тектонически очень нестабильная область, легко

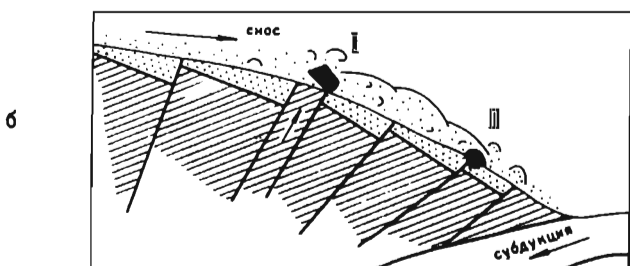
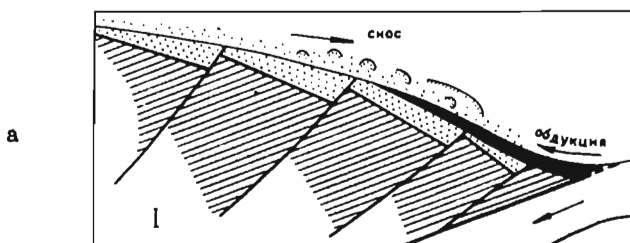
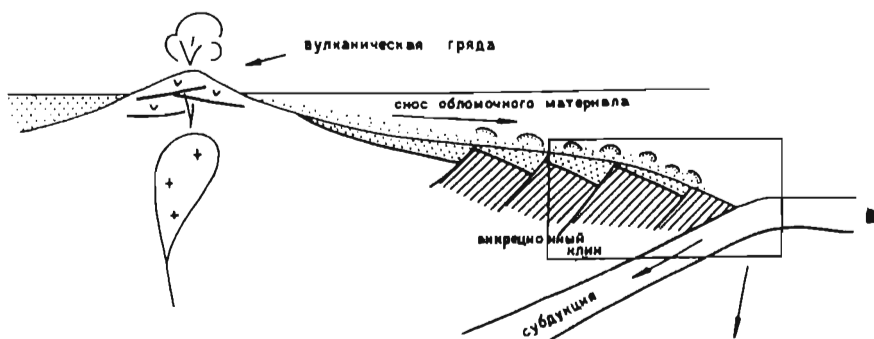


Рис. 24. Механизм формирования надсубдукционных тектоно-гравитационных микститов и их положение в структуре островодужной системы.

Пояснения в тексте.

представить себе воздымание отдельных небольших чешуй аккреционного клина вверх по разломам типа взбросов. Естественно, такие тектонически внедренные в осадок или выступающие над поверхностью дна клинья должны разрушаться, а обломочный материал различной размерности либо захораниваться тут же (вариант II), либо предварительно перемещаться вниз по склону (вариант III).

В последнем случае в формировании надсубдукционного хаотического комплекса принимают участие и тектонические (эндогенные), и гравитационные силы, а в первых двух — исключительно

тектонические. Однако представляется, что в конкретной природной ситуации различить образования, возникшие в результате действия первого, второго или третьего механизмов совершенно нереально из-за отсутствия четких диагностических признаков. Тем не менее в большинстве случаев они могут быть надежно дискриминированы от чисто гравитационных микститов по следующим критериям. Во-первых, это тесная пространственная и временная связь с надсубдукционными вулканическими поясами!. Во-первых, наличие в глыбовом материале экзотических образований, в том числе тех, которые могли сформироваться только в океанических обстановках. В третьих, тесная связь с оползневыми микститами и отсутствие четких слоевых границ с осадочными комплексами иной природы. Рассматриваемые хаотические комплексы никогда не ассоциируют с молассами и редко с флишем, они с трудом поддаются стратиграфическому расчленению и занимают вполне определенное место в истории геодинамической эволюции региона. Приведенные описания механизмов формирования и диагностических особенностей надсубдукционных хаотических комплексов однозначно свидетельствуют о том, что их необходимо выделять в особый класс тектоно-гравитационных микститов.

Хаотические образования тектонической природы широко развиты во всех без исключения складчатых поясах Земли. К ним относятся и многие тектонические брекчии, и некоторые зоны меланитов и катаклазитов, а также своеобразные структуры — меланжи, специально изучавшиеся авторами в пределах Анадырско-Корякского региона.

Термин «меланж», впервые введенный в геологическую литературу И. Гринли, в настоящее время получил очень широкое распространение и используется для определения комплексов самой разной природы и внутреннего строения. История вопроса подробно рассмотрена в нескольких известных работах [8, 25], а современное состояние проблемы очень кратко охарактеризовано А. Л. Книппером [20, с. 70]: «Одна группа исследователей (К. Хсю, А. В. Пейве, В. Е. Хаин, А. Л. Книппер) вслед за И. Гринли считает меланж чисто тектоническим образованием, возникшим при дроблении и перемешивании разных по происхождению комплексов, что и объясняет его пестрый состав. Согласно этой точке зрения разнородность пород в меланже вторична и целиком связана с тектоническими причинами».

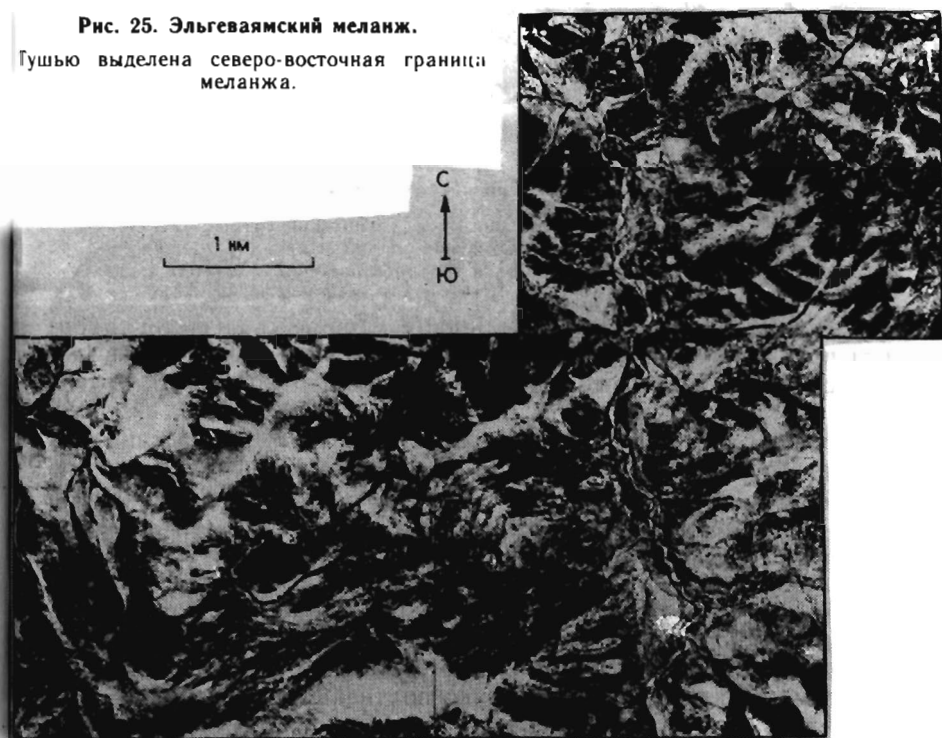
Согласно другой гипотезе, неоднородный петрографический состав меланжа первичен и связан с конседиментационным перемешиванием пород. Эта гипотеза, близкая к олистостромовой, предложена А. Гансером в 1959 г. Близкой позиции придерживается и И. И. Белостоцкий, выделивший «осадочный меланж». В основе последней точки зрения лежит вполне реальный геологический факт, заключающийся в том, что тектонически деформированную олистострому очень трудно отличить от типичного меланжа. В то же время различать эти не одинаковые по происхожде-

нию комплексы необходимо, поскольку геологическая история конкретного геологического региона в зависимости от принятия той или иной точки зрения будет выглядеть абсолютно по-разному. Чтобы уверенно отличать меланжи от хаотических комплексов иной породы, предлагается следующее определение. Меланж — значительный по объему (поддающийся картированию в масштабе 1 : 50 000 и крупнее) хаотический комплекс тектонической природы неправильной линзо- и пластинообразной формы, состоящей из относительно жестких глыб и пластичного цемента, сохраняющего текучесть на протяжении длительного периода геологической истории. Последнее свойство объясняет попадание в матрикс глыб неавтохтона, деформации молодых даек и своеобразный геоморфологический облик всех меланжей, хорошо видный и на местности, и на материалах дистанционных съемок (рис. 25—28).

Известные в пределах Корякской аккреционной области и других регионах Земли меланжи существенно отличаются друг от друга составом глыб, цемента, положением в общей геологической структуре и историей формирования. При обобщении обширного фактического материала, касающегося меланжевых структур, неизбежно встает вопрос об их классификации. По мне-

Рис. 25. Эльгеваямский меланж.

Гушью выделена северо-восточная граница меланжа.



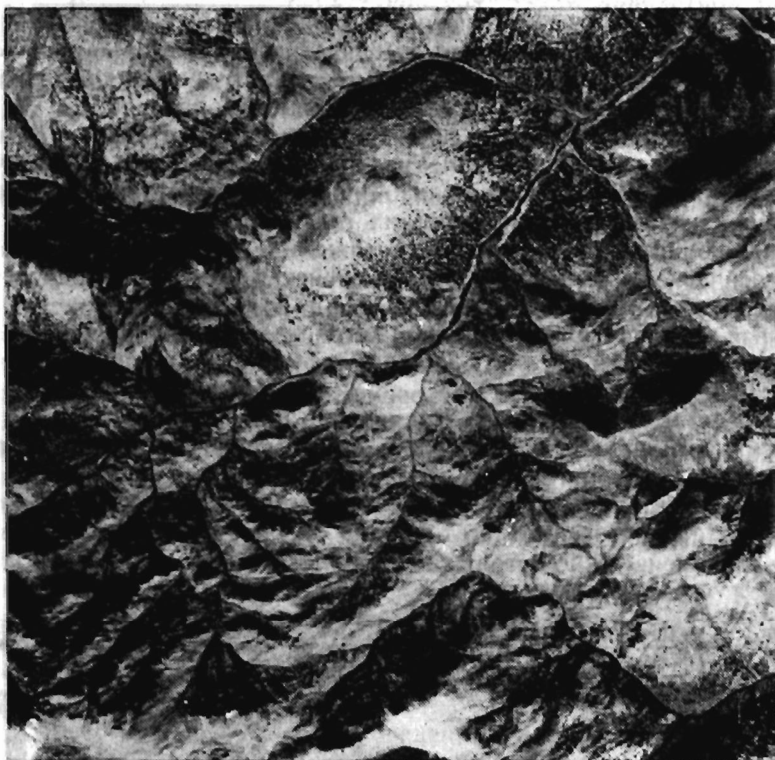


Рис. 26. Фрагмент Ягельного серпентинитового меланжа (см. рис. 7).

Белесое поле в северной части снимка — гигантский отторженец диабазов офиолитового комплекса. Отчетливо видна его граница с гипербазитами, совпадающая с границей распространения растительности.

нию А. Л. Книппера [8, 20], наиболее удобный классификационный признак — состав цемента, в соответствии с которым выделяются серпентинитовый, песчано-сланцевый, гипсовый и другие типы меланжей.

Состав блоков также может использоваться для классификационных целей. В Корякских меланжах встречаются блоки, попавшие в матрикс четырьмя принципиально разными способами. Во-первых, это экзотические глубинные образования, вынесенные на поверхность серпентинитовыми протрузиями; во-вторых, фрагменты толщ и комплексов, подвергавшихся меланжированию; в-третьих, фрагменты комплексов обрамления меланжей, обособившихся в результате протрудирования пластичного вещества в стороны, и, наконец, в-четвертых, фрагменты неавтохтона, захваченные и включенные в матрикс позднейшими тектоническими движениями.

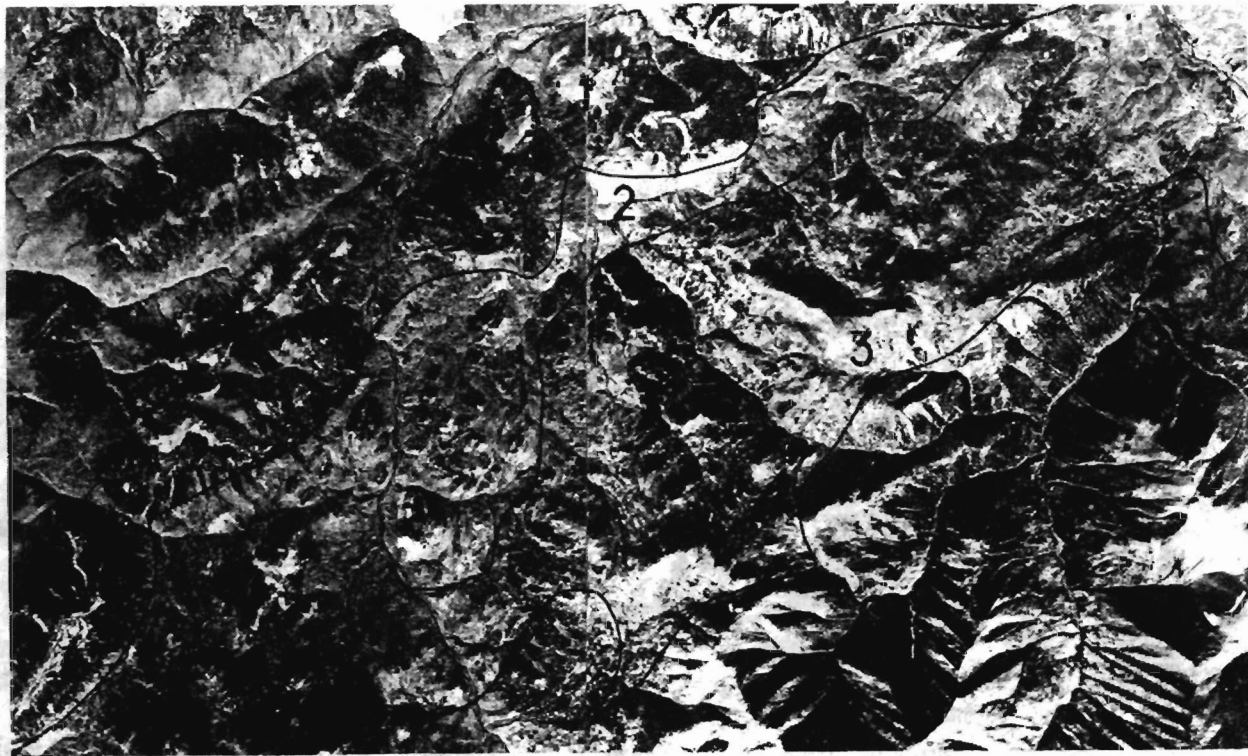


Рис. 27. Четкинваямский меланж.

Тушью выделены границы между мезозойскими терригенными толщами (1), серпентинитовой протрузией (2), автокlastическим кремнисто-базальтовым меланжем (3) и палеозойскими вулканогенно-кремнистыми образованиями.



Рис. 28. Пекульнейский меланж.

Структурное положение разных меланжей также различно. Одни из них приурочены к пологим шарьяжам, другие также занимают пограничное положение между различными вещественно-структурными комплексами, но приурочены к зонам разрывных нарушений, более или менее круто уходящих на значительную глубину, а третьи слагают линзовидные тела внутри вещественно-структурных комплексов и даже могут не иметь непосредственной связи с разломами.

На наш взгляд, ни состав цемента, ни состав глыб, ни структурное положение этих хаотических образований не могут служить универсальными классификационными критериями, поскольку, например, в группы серпентинитовых (по составу цемента) или полимиктовых (по составу глыб) меланжей попадают образования самого разного происхождения (см. таблицу). По-видимому, наиболее приемлема все-таки генетическая классификация меланжей, один из возможных вариантов которой разработан нами на примере Корякской аккреционной области.

К первому типу меланжей относятся Четкинваямская и Ионраутвеевская структуры, представляющие собой глубинные протрузии серпентинитового материала (см. рис. 14,2), включающие в себя отдельные блоки экзотических пород, несущих следы метаморфических преобразований в глубинных условиях (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогитоподобные породы, гранатовые и гранат-шпинелевые ультрабазиты, всевозможные метаморфические сланцы).

Особенности меланжей разных генетических типов

Генетический тип меланжа и примеры	Блоки				Цемент			Структурное положение			
	экзотика	меланжированный комплекс	комплексы обрамления	исполнитель	серпентинит	серпентинный	микритный	кварцитовый	глубинные наклонные швы	шарьяжи	не связан с разломами
Глубинные протрузии Четкинваямский	+		+	+	+				+		
Полностью меланжированные комплексы Ягельный		+	+		+				+		
Пекульнейский		+	+			+			+		
Меланжированная зона внутри единого комплекса Эльгеваямский		+				+					+
юго-восточная часть Четкинваямского		+					+		+		
Шарьяжный Ионайвеевский		+	+		+				+		

Формирование меланжей первого типа связано с перетеканием больших масс пластичного глубинного серпентинитового вещества в результате крупномасштабного смятия покровных пластин, столкновения террейнов либо других процессов, вызывающих резкий сброс давления в одних тектонических зонах и резкое его увеличение в других.

Меланжи второго типа — это раздавленные и в той или иной степени перемешанные комплексы горных пород, физические свойства которых определяют их способность к меланжированию. К ним относятся Ягельный серпентинитовый и Пекульнейский пикритовый меланжи, которые ранее представляли собой тектонические линзовидные блоки, сложенные соответственно породами офиолитовой ассоциации и пикрит-базальтовой вулканической толщей. Резкое увеличение бокового давления привело к серпентинизации ультрабазитов, раздроблению базальтов и габброидов на блоки и формированию типичной меланжевой структуры, протрудировавшей в окружающие меланж комплексы.

Меланжи третьего типа представляют собой линейные зоны меланжирования, расположенные внутри единого более или менее однородного комплекса горных пород. Из числа описанных в данной работе к ним относятся Эльгеваямский и Чирынайский меланжи, зона меланжированных базальтово-кремнистых пород, примыкающих к Четкинваямской структуре с юго-востока, а также меланжированная часть белогорского комплекса. Слоистые силикаты, обеспечивающие пластическое течение вещества меланжей этого типа, либо изначально содержались в первичных осадочных породах, либо были экстрагированы в цемент в процессе катаклаза и милонитизации. Три фактора могут служить толчком к образованию меланжей этого типа, но их роль в разных случаях может быть различной. Во-первых, это внедрение многочисленных серпентинитовых просечек, во-вторых, сильное боковое сжатие, приводящее к милонитизации, катаклазу, образованию динамометаморфитов и, в-третьих, наличие первичных внутренних неоднородностей, таких, как олистолиты и гигантские олистоплаки. Именно к этому типу меланжей относятся так называемые «меланжированные олистостромы», описанные в разных регионах земного шара и отличающиеся от тектонизированных олистостром пластическим течением цементирующего вещества и, как следствие этого, протрудированием его в окружающие комплексы. И, наконец, четвертый тип меланжей — это неоднократно описанные в литературе хаотические комплексы, развитые в подошве многих офиолитовых аллохтонов. В пределах Анадырско-Корякского региона они пользуются крайне ограниченным распространением (Ионайвеемский и ряд родственных ему небольших меланжей).

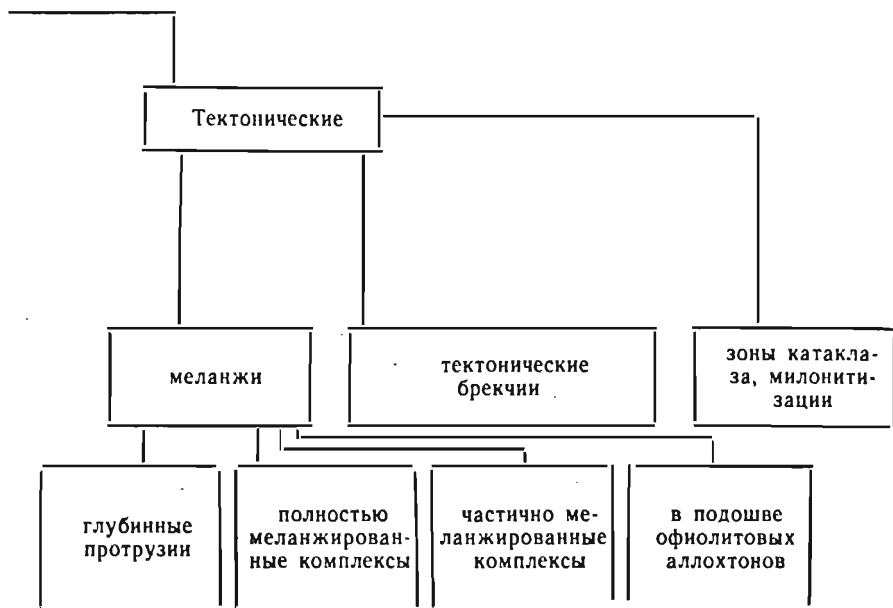
Хотелось бы обсудить еще ряд общих вопросов, касающихся терминологических и классификационных проблем хаотических комплексов. На схеме (см. ниже) обозначен подход авторов к про-

блеме генетической классификации микститов. Наибольшее научное и практическое значение имеют хаотические образования осадочного и тектонического генезиса, широко развитые во всех складчатых поясах Земли. Кроме того можно, по-видимому, выделять и магматические (кимберлитовые брекчии, например), и метаморфические (агматиты) микститы, которые неизвестны в Корякской аккреционной области и не изучались.

Осадочные хаотические образования имеют, как правило, гравитационное или тектоно-гравитационное происхождение. Исключение составляют лишь редкие в складчатых областях ледниковые морены, пудинги, образовавшиеся в результате ледового разноса крупнообломочного материала, и, может быть, некоторые хемогенные образования. При этом уверенное выделение тектоно-гравитационных микститов, на наш взгляд, возможно лишь в том случае, если имеются веские доказательства чисто тектонического способа перемещения глыбового материала микститов против сил тяжести. Это замечание связано с тем, что многие исследователи называют микститы тектоно-гравитационными лишь потому, что считают тектонические (сейсмические) подвижки первичным толчком, вызвавшим гравитационное соскальзывание глыб вниз по склону. Такой подход вряд ли можно назвать строгим, так как в конкретной геологической ситуации добыть более или менее убедительные доказательства причин гравитационного оползания обычно не представляется возможным.

В большинстве опубликованных в последние годы классификаций гравитационных отложений (гравититов) обвално-осыпные и оползневые отложения объединяются в одну группу, поскольку в природных комплексах обвалившийся, осыпавшийся и оползший обломочный материал практически всегда бывает в той или иной степени перемешан. На схеме классификации микститов в достаточной мере условно выделены группы обвално-осыпных и оползневых микститов для того, чтобы подчеркнуть различие физических механизмов их образования. Отложения автокинетических потоков имеют, как правило, упорядоченное внутреннее строение. Единственное исключение -- дебриты, часто имеющие облик бесструктурных пудинговых конгломератов.

Говоря об осадочных микститах, нельзя не остановиться на проблеме олистостром, принципы выделения которых являются обычно предметом острых дискуссий. Ж. Флорес, впервые предложивший этот термин, назвал олистостромами достаточно крупные тела осадочного гравитационного генезиса, содержащие крупные обломки и отторженцы в относительно тонкой цементирующей массе. Расплывчатость этого определения позволяет разным авторам относиться к олистостромам образования разного генезиса. В. Н. Григорьев [4] включает сюда практически все генетические разновидности грубообломочных гравитационных



отложений, в том числе и подводный коллювий, и когерентные, и инкогерентные оползни, и дебриты, и все промежуточные и смешанные разновидности. И. В. Хворова [22] в своей классификации гравититов относит к олистостромам лишь когерентные оползни (оползни второго типа по [22]), формирующиеся в результате оползания крупных пластин с бортов к подножию бассейна. Близкой точки зрения придерживаются В. С. Буртман и И. Г. Щерба [20]. Признавая существование олистостром разных генетических типов, они считают, что наиболее мощные и протяженные олистостромовые комплексы формируются перед фронтами шарьяжей.

Разный генетический смысл, вкладываемый исследователями в понятие «олистострома», неизбежно приводит к различной геодинамической интерпретации обстановок формирования этих своеобразных комплексов. Олистостромы в широком понимании этого термина могут формироваться в самых разнообразных ситуациях у подножий склонов и уступов разной крутизны и протяженности. Более узкое понимание подразумевает интерпретацию олистостром как комплексов-показателей шарьирования в связи с закрытием океанических бассейнов, аккрецией террейной или коллизией крупных континентальных масс. К сожалению, многие исследователи не учитывают этого обстоятельства и, обнаружив на разных уровнях стратиграфического разреза



грубообломочные хаотические толщи с бимодальным распределением обломков, делают некорректные выводы об эпохах структурных перестроек, шарьировании аллохтонных масс, аккреции и коллизии. Это позволяет авторам сделать важные в методическом отношении выводы. Олистостромы в широком понимании этого термина не являются индикаторами обстановок аккреции и коллизии; для уверенной интерпретации геодинамической обстановки их формирования необходимо проведение детальных исследований самого грубообломочного комплекса и его взаимоотношений с окружающими образованиями.

Хаотические образования тектонического генезиса формируются в разных геодинамических обстановках, однако массовое их появление всегда связано с эпохами коллизии и аккреции. Наиболее показательны в этом отношении меланжи — структуры-индикаторы сильного горизонтального сжатия. Их классификация приведена выше, а в заключение хотелось бы обсудить еще один спорный терминологический вопрос. В отечественной геологической литературе устоялось разделение меланжей на серпентинитовые и несерпентинитовые (по составу цемента). Кроме того, выделяются так называемые автокластические меланжи, которые часто противопоставляются серпентинитовым. Строго говоря, это не совсем верно. Термин «автокластический» (в буквальном переводе самообломочный) следует применять к тем

меланжам, которые возникли в результате раздавливания того или иного комплекса горных пород и практически не содержат экзотических глыб (второй и третий типы по нашей классификации). При таком подходе в группу автокластических попадут и Ягельный, и Пекульнейский, и Эльгеваямский меланжи, хотя на практике исследователи (и авторы данного раздела в том числе) называют Ягельный меланж серпентинитовым, Пекульнейский — пикритовым, а Эльгеваямский — автокластическим. Подобное несоответствие говорит о том, что в ходе дальнейших исследований проблемы меланжей необходимо будет рассмотреть и целый ряд терминологических вопросов, решение которых возможно лишь в рамках более общей работы, учитывающей результаты исследований меланжей во всех покровно-складчатых поясах Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березнер О. С., Ставский А. П., Злобин С. К. Лозовская вулcano-плутоническая ассоциация на севере Корякского хребта. Изв. АН СССР сер. геол., 1990, № 3, с. 31—42.
2. Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М., Недра, 1973. 104 с.
3. Вознесенская Т. А. Терригенная седиментация. — В кн.: Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). — Тр. ГИН АН СССР вып. 396. М., Наука, 1984, с. 5—24.
4. Григорьев В. Н. Олистостромы. Там же, с. 56—82.
5. Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье). — В кн.: Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., Наука, 1987, с. 132—159.
6. Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского подвижного пояса. Статья I. — Тихоокеанская геология, 1983, № 5, с. 3—12.
7. Кепежинская П. К. Петрохимия кайнозойских вулканических пород Пахачинского хребта (Корякское нагорье). Геология и геофизика, 1985, № 4, с. 75—83.
8. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 267, 1983. 208 с.
9. Кононов М. В. Геологическая история и движение плит северо-запада Тихого океана за последние 130 млн. лет. Автореф. канд. дис., М., 1985. 32 с.
10. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М., Наука, 1981. 176 с.
11. Морозов О. Л., Симонов В. А. Комплекс даек хребта Пекульней (Чукотка). — Советская геология, 1988, № 10, с. 54—61.
12. Некрасов Г. Е., Сумин Л. В. Меланократовый фундамент хребта Пекульней и его Rb-Rb термомизохронный возраст. — В кн.: Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., Наука, 1987, с. 183—199.
13. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2/Под ред. Х. Рединга. М., Мир, 1990. 384 с.
14. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука, 1984. 192 с.
15. Сафонов В. Г., Ставский А. П., Березнер О. С. Формирование осадочных пород восточной части Майницкой тектонической зоны (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1988, № 10, с. 105—116.
16. Соколов С. Д. Экзотические толщи раннего мезозоя севера Тихоокеанского пояса. ДАН СССР, т. 283, 1985, № 3, с. 690—693.

17. *Ставский А. П., Березнер О. С., Драчев С. С., Сафонов В. Г.* Структурные особенности меланжей Майницкой зоны Корякского нагорья. — Вест. МГУ, сер. 4, геология, 1988, № 6, с. 40—47.
18. *Ставский А. П., Березнер О. С., Сафонов В. Г.* Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья. — Тихоокеанская геология, 1989, № 3, с. 72—81.
19. *Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона. — Геотектоника, 1988, № 6, с. 32—42.
20. *Тектоническая* расслоенность литосферы и региональные геологические исследования (авторы: А. А. Белов, В. С. Буртман, В. П. Зинкевич и др.). М., Наука, 1990. 293 с.
21. *Филатова Н. И.* Меловой-палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей. — Геотектоника, 1979, № 5, с. 98—115.
22. *Хворова И. В.* Фации подводных гравититов. — В кн.: Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М., Наука, 1989, с. 37—58.
23. *Чехович В. Д., Богданов Н. А., Тильман С. М.* Мезозойско-кайнозойская история геологического развития юга Корякского нагорья. — Геология морей и океанов. Доклады сов. геол. на 28 МГК. М., Недра, 1989.
24. *Arthur M. Y., Garson B., Huene van R.* Initial tectonic deformation of hemipelagic sediment at the leading edge of the Japan convergent margin. — Initial Reports of the DSDP, vol. 57, Washington, 1980, p. 569—586.
25. *Hsu K. J.* Franciscan melanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. — J. Geoph. Res., vol. 76, 1971, p. 1162—1170.

Раздел 3

ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Введение

В последние десятилетия во всем мире, в Алтае-Саянской области (АСО) в том числе, установлен широко развитый новый так называемый тектоно-осадочный тип геологических тел. В мировой литературе этот класс геологических образований получил название «олистострома» (Флорес, 1955; Маршетти, 1957; Эльтер, Тривизани, 1976; Белостоцкий, 1977; Книппер, 1975; Шерба, 1975; Чумаков, 1978; Моссаковский, 1978; Леонов, 1978, 1981, Richter, 1973). Олистостромовые образования имеют отношение практически ко всем разделам геологии (стратиграфии, тектонике, магматизму и полезным ископаемым). Отсюда следует, что знание олистостромовых образований, методика их картирования тесно связаны с качеством геологосъемочных и поисковых работ.

Однако несмотря на широкое площадное (во всех регионах АСО) и возрастное (от нижнего кембрия до верхнего силура включительно) развитие олистостромовых образований, в Алтае-Саянской области на них не обращали внимания при каких бы то ни было видах геологосъемочных работ до самых последних лет.

Методических пособий по картированию и выделению олистостромовых образований в настоящее время нет. Нет подобных материалов ни в геологических фондах, ни в геологической литературе. Нет их и в прекрасной сводке М. Г. Леонова (1981). Авторами сделана попытка восполнить этот пробел на основе специальных исследований по олистостромовой тематике и результатов собственных многолетних работ по геодинамическим реконструкциям Алтае-Саянской области, при которых в той или иной мере пришлось столкнуться с олистостромовыми образованиями.

ОЛИСТОСТРОМЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ (НА ПРИМЕРЕ АСО)

В течение последних 15 лет в различных регионах АСО авторами закартировано (в масштабе от 1 : 10 000 до 1 : 1 000) более 20 участков развития олистостромовых образований. Детальное и тщательное изучение этих участков убедило в важной роли олистостром при геологосъемочных работах. Непризнание или невыделение их явилось главной причиной неверного (точнее, безграмотного) решения вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма и полезных ископаемых, причем не только для этих участков, но и для Алтае-Саянской области в целом. Примерами стратиграфических недоразумений могут служить практически все 20 участков. Ограничимся тремя: Тес-Хемским (совместно с Мугур-Аксинским и Акдак-Сайырским), Алашским и Боградским.

На Тес-Хемском участке, к югу от Теректыг-Саирской антиклинали, сложенной вулканогенно-карбонатными породами серлигской свиты нижнего кембрия, всеми исследователями ранее (Никитчин и др., 1983) и ныне выделяется кускунугская свита: сложная пестрым набором пород (эффузивами, кварцитами, песчаниками, сланцами, известняками), залегающая, согласно общепринятым представлениям и утвержденной легенде, под серлигской свитой (рис. 1). Детальными работами с достоверностью установлено, что кускунугская свита на Тес-Хемском участке на 70 % сложена олистостромой, состоящей из офиолитового и желобового комплексов, и на 30 % — вмещающими олистострому карбонатными и вулканогенно-терригенными породами, не отличающимися от пород рядом расположенной серлигской свиты. Из сказанного следует, что серлигская и кускунугская свиты на Тес-Хемском участке находятся на одном стратиграфическом уровне и здесь разрез просто сдвоен.

Далее к югу от кускунугской свиты, южнее Агардагского «глубинного» разлома, в Туве выделяют Сангиленский докембрийский массив, сложенный здесь ниже-верхнепротерозойскими отложениями мургурской и чартысской свит (см. рис. 1). Доказано, что выделенные на этой площади (бас. рек Тарлашкын-Хем, Мугур-Аксы, Акдак-Сайыр) «докембрийские» отложения на 40—60 % сложены олистостромами того же облика и состава, что и образования на Тес-Хемском участке, где кембрийский возраст их (кускунугская свита) ни у кого не вызывает сомнений.

Отличие этих олистостром заключается в том, что вмещающие отложения здесь состоят из глинисто-туфокремнистых пород желобового комплекса, а на Тес-Хемском участке — островодужных карбонатно-вулканогенных; кроме того, олистостромы на Мугур-Аксинском и Акдак-Сайдырском участках в значительной

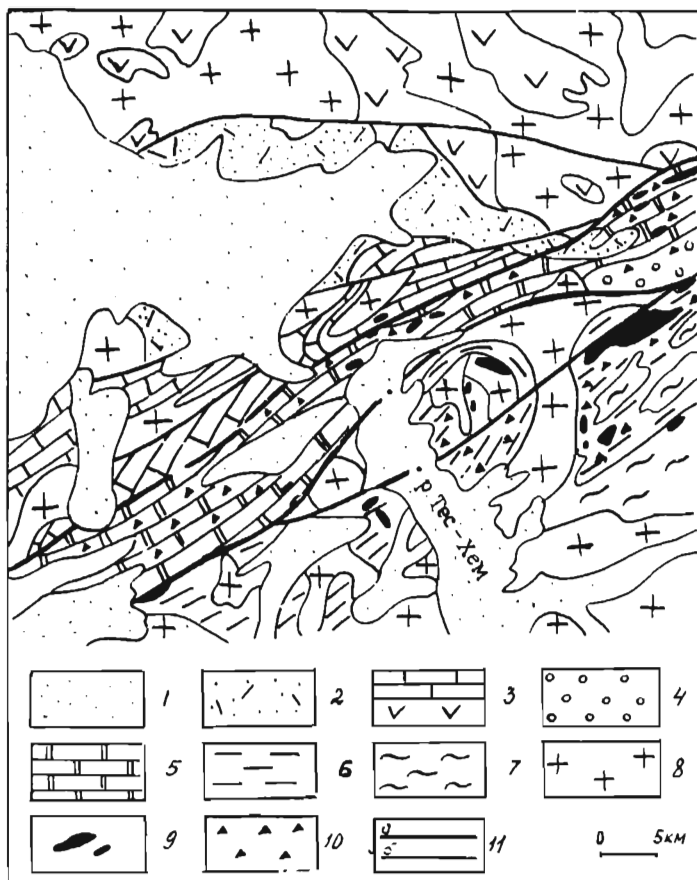


Рис. 1. Геологическая карта Агардагско-Тес-Хемского участка. Масштаб 1 : 500 000. Сост. Г. Г. Семенов (по Никитчину и др., 1983).

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — верхнесилурийско-девонские отложения; 3—5 — кембрийские отложения (3 — вулканогенно-карбонатные отложения серлигской свиты; 4 — конгломераты, гравелиты, песчаники шурмакской свиты; 5 — базальты, вариолиты, туфы, сланцы, кварциты, туфокремни, конгломераты, известняки, мраморизованные известняки кускунугской свиты); 6—7 — «протерозойские» отложения Сангиленского массива (6 — мраморизованные известняки, кварциты, амфиболиты, кристаллические сланцы мугурской свиты, 7 — гнейсы, мигматиты чартыкской свиты); 8 — граниты, диориты, габбро нижнего кембрия без расчленения; 9 — гипербазиты актовракского комплекса нижнего кембрия (Никитчин и др.) — океаническая кора верхнепротерозойского возраста; 10 — олистодрома во вмещающих ее отложениях кускунугской и мугурской свит; 11 — Агардагский глубинный разлом (Никитчин и др.) — а, прочие нарушения — б.

степени переотложены, причем источником послужила олистострома Тес-Хемского участка.

Подчеркнем, что переотложенные олистостромы — явление обычное. К примеру, в Тоскано-Умбрийской области (Северные Апеннины) олистострома переотлагалась трижды (Эльтер, Тривизани, 1976). Это имеет место и в АСО. В рядом находящейся шурмакской молассо-олистостроме есть продукты переотложения кускунугской олистостромы. Из сказанного выше о переотложении тесхемской олистостромы вытекает, что олистострома в бас. рек Мугур-Аксы, Акдак-Сайыр даже моложе тесхемской. Если выше также говорилось о сдвоении разреза на Тес-Хемском участке (бас. р. Терек-Тыг-Саир), то, с учетом данных на Мугур-Аксынском и Акдак-Сайырском участках, надо говорить уже о строении разреза на этой площади. Т. е. серлигская свита в бас. рек Теректыг-Сайыр, Тарлашкын-Хем, Акдак-Сайыр предыдущими исследователями, образно говоря, была расташена на три стратиграфических уровня, от нижнего кембрия до нижнего протерозоя.

В доказательство одновозрастности тесхемской и соответственно мугураксынкой и акдаксайырской олистостром добавим, что и в той, и другой олистостромах в олистолитах и матриксе присутствуют серпентиниты. Кроме того, возраст олистостромы в Агардагской аккреционной призме не может быть древнее нижнего кембрия по той причине, что связанная с Агардагской зоной субдукции Тоннуольская островная дуга имеет фаунистически охарактеризованный нижнекембрийский возраст.

Кстати, доказана олистостромовая (тектонно-гравитационная) природа всех наблюдавшихся в Агардагской зоне серпентинитовых тел. Из этого следует, что Агардагский разлом, главным доказательством глубинности которого все исследователи считали наличие серпентинитов, не мантийный, а коровый.

На Алашском участке также имеет место сдвоение разреза, с той лишь разницей, что на две свиты (алтынбулакскую низов нижнего кембрия и акдурукскую второй половины нижнего кембрия) разделено единое тело флиш-олистостромы. Основываясь на литологическом признаке, ту часть флиш-олистостромы, которая обильно насыщена крупными телами толеитовых базальтов океанической коры (кстати, и серпентинитами тоже!), предыдущие исследователи отнесли к алтынбулакской, а менее насыщенную — к акдурукской свитам.

На Боградском участке сложилась еще более интересная ситуация. Там единое тело флиш-молассо-олистостромы разделено на две свиты — усинскую второй половины нижнего кембрия и сыйскую нижнего—среднего кембрия, но уже не по разрезу, а вкрест простиранию. Принцип деления тот же — литологический. Восточная часть флиш-молассо-олистостромового тела, более насыщенная олистолитами известняков усинской свиты

с фауной, отнесена к усинской свите, а западная, менее насыщенная олистолитами известняков той же усинской свиты, отнесена уже к сыйской свите.

Классический пример стратиграфических построений в АСО, проведенных без учета меланжа и олистостромы, — так называемая Куртушибинская структурно-формационная зона. Куртушибинский хребет всеми исследователями Западного Саяна считается горст-антиклинальной структурой автохтонного типа, ограниченной «глубинными» разломами, показателями которых являются гипербазиты.

Большинство исследователей все вулканогенно-терригенные отложения Куртушибинского хребта объединяет в одну чингинскую свиту нижнекембрийского возраста. Исследованиями установлено, что в строении Куртушибинской меланж-олистостромовой аккреционной призмы принимают участие по меньшей мере 6—7 различных в геодинамическом и формационном отношении комплексов с возрастным диапазоном от позднего рифея до среднего (?) кембрия: офиолиты океанической коры (в том числе гипербазиты) — верхний рифей; отложения континентального склона и подножия этапа пассивного развития континентальной окраины Тувино-Монгольской плиты — верхний рифей—венд; вулканические постройки типа гайотов — верхний рифей—венд; вулканогенно-карбостромовые отложения начального этапа развития Тоннуольско-Хамсаринской островной дуги — нижний кембрий; гемипелагические желобовые отложения с олистостромой — нижний кембрий; флиш-олистостромовые отложения осадочной террасы — нижний кембрий; молассо-олистострома конечного этапа развития островной дуги — нижний—средний (?) кембрий. К перечисленным комплексам следует добавить многочисленные тектонические клинья, пластины пород ордовика, силура, девона, которые некоторыми исследователями тоже включаются в чингинскую свиту.

Отметим также, что все перечисленные разновозрастные и разные в геодинамическом отношении комплексы, ныне объединенные в чингинскую свиту, помимо прочего, находились ранее на тысячекилометровом удалении друг от друга.

Комментарии к подобным стратиграфическим построениям, проведенным без учета меланж-олистостромовых образований, как говорится, излишни.

Частично «взаимоотношения» глубинных разломов и олистостромы были рассмотрены для Агардагской зоны. Такая же картина обратной связи «глубинных» нарушений с олистостромой офиолитового состава имеет место и для всей АСО. Отметим, что для изучения олистостромы (в отношении коровой глубинности офиолитовых разломов) хорошие результаты дает космическая съемка.

Из практики космодешифрирования известно, что фотогеничность (фотовыраженность) геологических объектов и линейментов на КС находится в прямой зависимости от их глубинности [30]. К примеру, фотоизображение на КС линейментов глубинного уровня от поверхностных отличается значительно большей протяженностью, лучшей выраженностью, частотой встречаемости и т. п. Последнее весьма важное свойство обусловлено тем, что глубинные линейменты в силу своих «суперфотогенических» способностей приобретают свойства «надсезонности, надсуточности, надракурсности и даже надпогодности». Поверхностные (коровые) нарушения в этом отношении прямая противоположность. Заметим, что практически все тектонические нарушения, наиболее насыщенные «глубинными геологическими породами» — гипербазитами, описанных выше глубинных фотогенических закономерностей не обнаруживают. Из ряда таких крайне слабовыраженных или почти не выраженных на КС геологических «глубинных» разломов можно выделить Акдвуракский, Аргалакшинский, Хемчикский, Куртушибинский, Борусский, Шуйский (Барлыкский) и уже упоминавшийся Агардагский. Все это было бы не страшно, если бы с этими «глубинными» нарушениями не был связан металлогенический прогноз.

Прежде всего в олистостроме не работает (или работает наоборот) метод определения возраста интрузивных пород, по возрасту вмещающих. К сожалению, эта очевидность не вызывает у геологов никакого внимания. К примеру, возраст Акдвуракского гипербазитового комплекса до сих пор определяется как нижний кембрий [21]. Хотя еще 15 лет назад приводился фактический материал о том, что гипербазиты Акдвуракского комплекса входят в состав олистостромы, вмещающей для которой является акдурукская свита второй половины нижнего кембрия. Из чего следует, что возраст Акдвуракского офиолитового комплекса как минимум докембрийский, а учитывая плейт-тектонические реконструкции, вероятнее всего, средний—верхний рифей.

Слагающие олистострому разномасштабные олистолиты могут быть рудовмещающими, поэтому при разведке и подсчете запасов нельзя не учитывать бескорневую природу этих тел, что, к сожалению, не делается. Есть основание допустить, что залегающая на глубине олистострома офиолитового состава может служить источником магнезиальных растворов и давать проявления аспогашского типа.

ОЛИСТОСТРОМЫ

Понятие и состояние проблемы. Понятие «олистострома» было предложено Флоресом в 1955 г. для обозначения хаотических гетерогенных отложений, более или менее перемещенных и переслаивающихся с осадочными породами. Образование таких отложений ученый рассматривал как результат подводного оползания. Впервые олистострома была выделена в Сицилии. В дальнейшем этот тип геологических образований был установлен во всех горно-складчатых регионах мира. Следует отметить, что частично подобные ему образования под названиями «дикий флиш», «тиллитоиды», «экзотические утесы», «глыбовые брекчии», «горизонты с включениями», «осадочные клиппы», «чешуйчатые глины», «конглобрекчии», «осадочный меланж» и т. п. в геологической литературе были известны и ранее.

В дальнейшем содержание олистостромы, и в том числе тектоно-оползневых образований, было дополнено. Отметим наиболее существенные и употребительные из них. Так, Маршетти [38] предложил термин «олистолит» для обозначения «... более или менее крупных глыб, включенных в олистострому или плавающих в ней». В дополнение к терминам «олистолит» и «олистострома» Рихтер [39] ввел термины «олисторимма» и «олистоплак».

Олисториммы — гигантские блоки, образующиеся у подножия геоморфологических и тектонических уступов в результате тектонического дробления и гравитационного оползания без участия селевых потоков. Олистоплаки — значительного размера пластины пород, оторвавшиеся от фронтальных частей покровов и сползшие в седиментационный бассейн также без участия грязевых потоков.

Эльтер и Раджи предлагают различать «эндоолистостромы» и «аллоолистостромы». В первые входят олистолиты из того же комплекса отложений, которые вмещают и олистострому. Вторые содержат также материал, привнесенный из других областей седиментации.

Из отечественных геологов, внесших существенный вклад в изучение олистостромы, следует отметить И. И. Белостоцкого [3, 4], С. В. Руженцева, И. В. Хворову (1973), А. В. Лукьянова [19], И. Г. Щербу [36]. Интересны исследования, посвященные олистостромовым толщам Малого Кавказа [12, 13, 36] и Урала [25]. Особо следует подчеркнуть роль М. Г. Леонова в изучении и пропаганде олистостром. Помимо многочисленных статей по разным вопросам олистостромообразования его исследования обобщены в книге «Олистостромы в структуре складчатых областей» [17], которая настоятельно рекомендуется всем, желающим изучать олистостромы.

Генезис олистостромовых образований. Как уже отмечалось, образование олистостром Флорес связывал с подводными оползнями. Детальное изучение показало, что прямо или косвенно их образование связано с меланжем и покровно-надвиговыми структурами [16, 17]. Впервые на связь олистостромы (дикого флиша) с разрушением покровов еще в прошлом веке обратил внимание Г. Шард, который объяснял возникновение глыбовых горизонтов во флише Центральной Швейцарии разрушением лобовой части покрова клипов.

Во многих горно-складчатых регионах (особенно в Альпах) олистостромы и вмещающие их отложения часто перекрываются гравитационными покровами аналогичного с олистостромой литологического состава. В АСО в ряде районов в непосредственной близости к олистостромовым образованиям отмечают сильно тектонизированные блоки без следов водной переработки, которые можно назвать субмеланжем или суболистостромой. Помимо прямых данных, о связи олистостром с покровами свидетельствует также интенсивная тектоническая переработка пород, слагающих олистостромы. Олистолиты, как правило, будничены с зеркалами скольжения штриховкой. Матрикс олистостром — это по существу дезинтегрированная (а местами и нет) тектоническая брекчия.

Ввиду исключительной сложности и разнообразия олистостром, единого взгляда на ее генезис не существует. Имеющиеся точки зрения можно разделить на четыре группы [17]:

1. Олистострома — осадочное образование, возникшее в результате действия подводных оползней на склонах поднятий и в бассейне осадконакопления. Мнения о чисто осадочном происхождении олистостром придерживались и придерживаются многие исследователи (Ж. Флорес, Е. Бенео, А. Якобocchi, Е. Абате и др.).

Для подобной точки зрения есть все основания. В обнажениях олистострома смотрится как обвальное-оползневое образование, особенно эндоолистострома. Вместе с тем примеры чисто осадочных олистостром, приводимые сторонниками этой точки зрения (Северные Апеннины), в большей степени говорят за их тектоноосадочное происхождение. Так, формирование офиолитового состава олистостромы Лигурийской области связывается со сводовым поднятием хребта Бракко [37], что представляется маловероятным и малопонятным. С позиции же тектоники плит это поднятие может трактоваться как внешняя невулканическая аккреционно-меланжевая островная дуга в зоне субдукции. Тектоническая активность подобных структур, как это установлено, например, для Зондской дуги, исключительно высокая [33].

2. Помимо обвальное-оползневого процесса в формировании олистостром определенную роль играет и тектонический фактор, но роль его опосредована. Тектоника плит у сторонников этой точки зрения выступает в роли спускового механизма для прояв-

ления обвальнo-оползневых процессов (увеличения уклона дна бассейна и т. п.). Выразители подобной идеи М. Маршетти, К. Руттер, И. Черенков и др.

3. Главная роль в образовании олистостром принадлежит тектоническим движениям. Исследователи, придерживающиеся этой точки зрения (И. Белостоцкий, Г. Поршняков, С. Соколов, А. Лукьянов, Г. Семенов, В. Михайленко и др.), считают, что образование олистостром происходит за счет разрушения фронтальных частей тектонических покровов при их движении в бассейне осадконакопления. Оползневые процессы рассматриваются как фактор последующего продвижения покровов, но уже в бассейне осадконакопления. Подобной точки зрения о связи олистостром с покровами, точнее, с обдукцией океанической коры на островную или континентально-вулканоплутоническую дугу, до недавнего времени придерживались и авторы настоящей работы.

Однако изучение олистостром Алтае-Саянской области в последние годы заставило несколько изменить эту точку зрения. Не отрицая роли покровной тектоники (обдукции) в их образовании, авторы считают, что наиболее широко распространенный тип олистостром связан с аккреционным комплексом. Преимущественные же тектонические движения для этого типа структур — взбросо-надвиговые. Более подробно механизм образования аккреционной олистостромы будет дан ниже. Здесь же отметим, что по данным глубоководного бурения желобовые отложения иногда на 70—90 % сложены гравититами: обвальнo-оползневыми, зерновыми и турбидитовыми потоками [18]. Отметим также, что предложение М. Г. Леонова о выделении олистостромовых образований, в которых возникновение кластического материала связано с тектоническими явлениями при резко подчиненной роли обвальнo-оползневых процессов, в самостоятельную группу тектоно-гравитационных микститов нам кажется неправильным. Во-первых, в олистостромовых образованиях, за редким исключением, невозможно провести границы минимума и максимума тектонического влияния (например, олистостромы Лигурийской зоны Северных Апеннин). Во-вторых, так называемые тектоно-гравитационные микститы, выделяемые М. Г. Леоновым как показатели значительных горизонтальных перемещений горных масс, в случае их аккреционного происхождения имеют незначительную горизонтальную тектоническую составляющую.

4. Имеют место все три вышеописанных способа образования олистостром (компромиссная точка зрения П. Эльтера и Л. Тревизиани). Это и чисто оползневые олистостромы, при образовании других главную роль играют тектонические факторы и, наконец, существует тип олистостром, формирующийся за счет разрушения тектонических покровов. Против такой точки зрения трудно что-либо возразить.

Подобная спорность в вопросе генезиса олистостром обуслов-

лена исключительной сложностью и многообразием объекта изучения. Каждое обнажение олистостромы — геологический кроссворд. К тому же часто геологи, изучающие олистострому, разговаривают на разных «тектонических» языках.

СТРОЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Изучение олистостромовых образований Алтае-Саянской области, а также литературы по Альпийской области Западной Европы, Северо-Востоку России и другим регионам однозначно свидетельствует о том, что олистостромы разных регионов и различного возраста имеют много общего. Несмотря на то, что каждая олистострома обладает набором индивидуальных характеристик, все они имеют ряд общих черт, которые позволяют выделять их среди других геологических образований. В общем случае в олистостромовых комплексах выделяются вмещающие отложения и олистострома с разделением на матрикс (основная или цементирующая масса) и олистолиты (более или менее крупные включения).

Вмещающие отложения. Судя по литературным данным и материалам авторов, вмещающие олистострому отложения весьма разнообразны, но наиболее часто олистостромовые комплексы распространены среди флишевых отложений. Практически все флишевые отложения содержат олистостромы, чаще всего терригенный, реже карбонатный (биокластический) флиш. Обычны олистостромы, но несколько иного типа, в молассе, как в морской (сероцветной), так и эпиконтинентальной (пестроцветной).

Все отложения, вмещающие олистострому, особенно флишевые и кремнисто-глинистые желобовые комплексы, несут на себе те или иные следы олистостромообразования: выпахивания, эрозии, оползневых явлений, засорения более грубой кластикой и т. п. Об этом будет сказано подробнее в разделе «Картировочные признаки олистостромы».

Олистострома — весьма необычный геологический комплекс, образно выражаясь, — это тектоника, захороненная в осадочных отложениях, или, как говорит Д. Рихтер, олистострома представляет собой отображение конседиментационных процессов тектогенеза. В общем случае олистострому можно определить как тектоно-осадочное образование со своей внутренней взаимосвязью процессов: больше тектоники — меньше осадочности, и наоборот. К числу общих, определяющих олистострому признаков относятся:

— хаотичность внутреннего строения (отсутствие осадочных

структур и текстур, слоистости и стратификации, незакономерное распределение олистолитов, непостоянное соотношение матрикса и олистолитов);

— большое количество грубокластического материала, крайнее разнообразие его размеров (от псаммитовых обломков до гигантских глыб размером в несколько кубических километров);

— неокатанность как олистолитов, так и обломков матрикса;

— обычно (не всегда) гетерогенный состав кластического материала;

— исключительно сильная тектоническая переработка слагающих пород;

— гетероморфность комплекса в целом: олистострома — тектоно-осадочное образование, вмещающие породы — осадочные.

Форма залегания олистостром также может быть отнесена к числу определяющих их признаков. Это, как правило, линзы. В зависимости от количества и интенсивности поступления материала и дальности переноса форма линз может быть уплощенной (пластообразной) с постепенным выклиниванием (но не зашпением) или сильно выпуклой с тупым выклиниванием. М. Г. Леонов из мезозойско-кайнозойских олистостромовых образований Альпийской зоны описал следующие формы тел: двояковыпуклые, плосковыпуклые линзы с выпуклостью, обращенной как вверх, так и вниз по разрезу; конусообразные [17].

Залегание олистостромовых тел, как правило, конформное с бассейном осадконакопления, но встречаются олистостромовые тела и вкрест простирацию. Отметим, что в АСО намечается некоторая зависимость форм олистостромовых тел от структурно-формационных условий. Так, олистостромовые тела в желобовом комплексе за редким исключением имеют пластообразную форму.

Границы олистостромовых тел с вмещающими отложениями резкие (за исключением желобовых фаций) как в кровле, так и подошве, а также и по латерали. Протяженность линз, пластов и горизонтов, сложенных олистостромовыми образованиями, крайне различны и варьируют от нескольких десятков сантиметров до десятков километров при мощности в сотни метров. Значительных размеров олистостромы имеются и в Алтае-Саянской области. Крупные тела описаны в Титонском флише Болгарии (Начев, 1977) и мезозойских отложениях Северо-Востока России. В палеозойском флише Арда (Шваб, устное сообщение) олистострома Гарцгероде занимает площадь более 400 км² при мощности до 1000 м. Гигантских размеров олистострома развита во францисканской формации Береговых хребтов Калифорнии ([29], устное сообщение Дж. Роджерса). Не менее насыщена олистостромой и АСО, особенно в ее Тувинской части.

Матрикс. Прежде отметим, что у авторов существует принципиальное разногласие в определении матрикса (основной массы олистостромов) с М. Г. Леоновым и частично с Ж. Флоресом. Это

важно, потому что львиная доля информации о генезисе олистостромы, способах и дальности ее переноса, литофациальных условий формирования и пр. заключена в матриксе. В первоначальном варианте определение основной массы олистостромы Ж. Флореса звучало так: «В каждой олистостроме мы различаем: основную массу, сложенную гетерогенным, существенно пелитовым материалом, и включениями отторженцев более компетентных пород. Последние могут быть от гравия до глыб и огромных масс во многих кубических километры».

Уточним, что это определение основной массы было дано до введения термина «олистолит», который был предложен Маршетти (1967) для обозначения «... глыб, включенных в олистострому или плавающих в ней». В данном случае «основная масса» у Ж. Флореса — это не собственно компонент олистостромы, образующийся за счет тектонического разрушения инородных пород, а суть переотложенный и перемещенный олигоценый флиш Центрально-Сицилийского бассейна, т. е. это так называемая эндоолистострома по П. Эльтеру и Ж. Рагги.

Судя по литературным данным, этот тип олистостромы широко развит на Сицилии и в Апеннингах [37], в других же регионах мира его распространение, похоже, ограничено. В изученной части АСО нами этот тип олистостром не встречен. Подобное отнесение вмещающих пород к матриксу данного чисто оползневого типа эндоолистостромы нам понятно. Тем более, что это определение основной массы (матрикса по М. Г. Леонову) было дано до выделения другой составляющей олистостромы — олистолитов. Нам непонятна логика М. Г. Леонова в этом вопросе, особенно в случае существенно тектонической олистостромы.

По М. Г. Леонову [17] матрикс олистостромы представлен чаще всего пелитовым веществом с большей или меньшей примесью алевроитового, песчанистого или карбонатного. Интересно отметить, что матрикс всегда сложен тонкозернистым материалом. Т. е. в данном определении матрикс содержит все компоненты банального (как говорят французские геологи) флишевого осадконакопления. Олистострома — «это результат быстрого поступления в бассейн осадконакопления огромных масс грубообломочного материала, который отлагается в виде обособленных линз, горизонтов глыбовых брекчий хаотического облика» [17].

Основным поставщиком материала для олистостромы по М. Г. Леонову являются тектонические покровы, меланж, т. е. исключительно мобильные тектонические структуры. Эти образования не задерживаются на границах бассейнов осадконакопления, а быстро сползают в него почти без размыва и тем более перебива, ибо здесь к интенсивной тектонике присоединяется дополнительный гравитационный фактор. Для такого типа олистостром даже песчанистые продукты нехарактерны, не говоря уже

об алеврито-пелитовой размерности материала. Преимущественно же межолитовая основная масса (матрикс) сложена в различной степени дезинтегрированной тектонической брекчией.

Представляется, что М. Г. Леонов в олистострому объединяет генетически разные геологические образования. С одной стороны, осадочные отложения с нормальной эрозией (по Д. Рихтеру), а с другой, как говорит тот же Д. Рихтер, отложения, отражающие конседиментационные процессы тектогенеза. Т. е., исходя из своей же классификации, М. Г. Леонов объединяет вмещающие отложения и собственно олистострому, что принципиально неверно.

Совершенно очевидно, что олистостромообразование — очень сложный многофакторный процесс с разной степенью участия в нем и вмещающих отложений. В ряде случаев последние могут включаться в тело олистостромы; в частности, это имеет место при формировании эндоолистостромы оползневого типа [37] и при длительном переносе олистостромы. Вполне вероятно, что в зависимости от скорости поступления материала, его физических свойств, песчано-пелитовой размерности матрикс может возникнуть и за счет пород, образующих олистострому. Примером тому может служить олистострома офиолитового состава в Северных Апеннинах [37]. Там же отмечается обогащение олистостромы породами, по которым шло скольжение олистостромы. Однако все это частные случаи олистостромы, не отражающие ее главной сути.

Теоретически возможны следующие соотношения между скоростью движения покрова (шарьяжа) и скоростью разрушения его фронтальной части:

— скорость движения покрова меньше скорости эрозионного разрушения. Покров отстает; это приводит к нормальному эрозионному типу осадконакопления без олистостромы или с небольшим количеством ее;

— скорость движения покрова примерно равна его эрозионному разрушению. Фронт покрова устойчив или слегка колеблется в ту или иную сторону. Формируется олистострома с разным по степени эрозионной обработки матриксом;

— скорость движения покрова больше скорости эрозионного разрушения. Формируется брекчиевый матрикс целиком за счет тектонической переработки пород, слагающих олистострому, и без эрозионной обработки.

Наряду с отмеченными генетическими противоречиями имеются и «формальные» при определении состава матрикса только как фракции песчано-пелитовой размерности. Так, после выделения олистолитов как одной из составляющих олистостромы представляется логичным все межолитовое пространство считать матриксом. Вопрос упирается только в одно: с какого размера глыбы называть олистолитами. Абатте с соавторами предлагает

олистолитами считать глыбы размером более 4 м, Ф. Риго де Риги даже глыбы в несколько десятков кубических метров называет микроолистолитами. Если принять другую шкалу размерности, то глыбами считаются обломки горных пород более 1 м в диаметре (Геологический словарь, 1973). Представляется этот минимальный размер для олистолитов вполне приемлемым, но можно отнести к олистолистам и более мелкие (от 0,5 м) валуны. В любом случае весь материал мельче следует относить к матриксу, а не только песчано-пелитовую фракцию, которая, кстати, в олистостромых АСО практически отсутствует.

Важным критерием в определении матрикса является также литологический состав, который должен отвечать составу олистолитов. Во всех известных олистолитах АСО матрикс сложен продуктами тектонического разрушения олистолитов. Отметим, что брекчиевый шлейф продуктов разрушения олистолитов, как правило, располагается в подошве последних (рис. 2), в редких случаях он окружает весь олистолит (рис. 3), но преобладает в его нижней части. Это один из немногих признаков определения низа и верха олистостромы.

Следует отметить, что олистолиты в олистостроме способны к

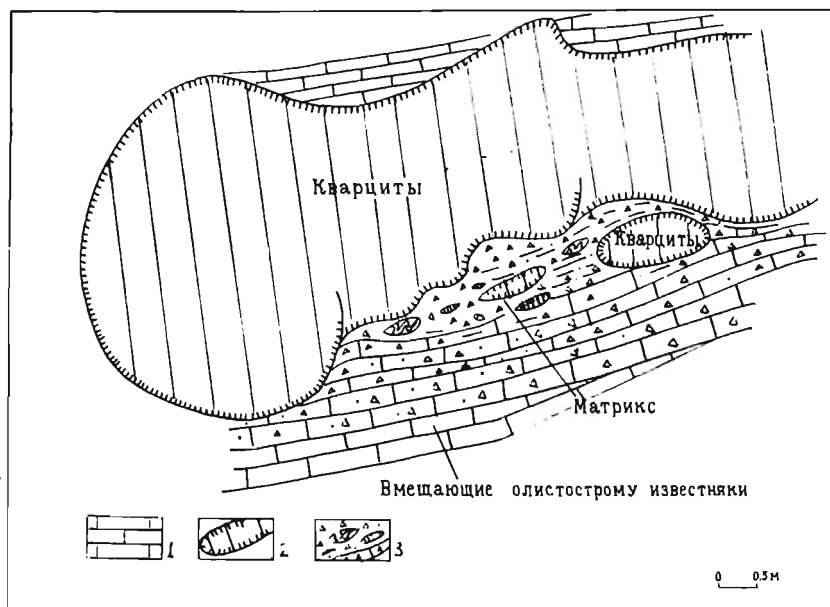


Рис. 2. Характер взаимоотношений олистолита, матрикса и вмещающих отложений.

1 - вмещающие олистоstromу карбонатные отложения, 2 — олистолиты кварцитов, 3 -- матрикс олистоstromы (кварцевая брекчия с примесью карбонатного материала).

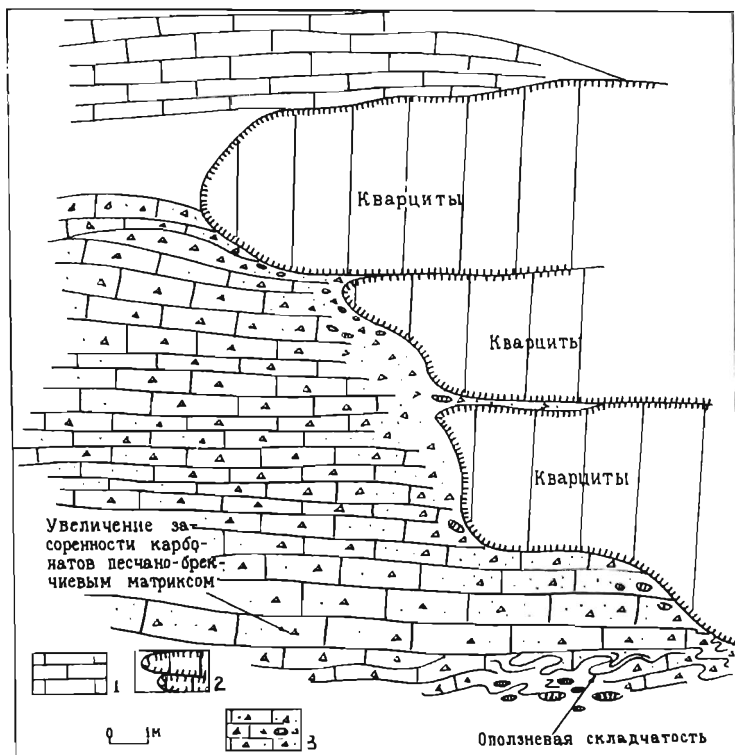


Рис. 3. Характер взаимоотношений олистолита и матрикса.

1 - вмещающие олистострому карбонатные отложения, 2 — олистолиты кварцитов, 3 — матриксы олистостромы (кварцитовая брекчия с примесью карбонатного материала).

самостоятельному (автономному) перемещению. В этом случае частично или полностью может происходить отрыв олистолита от своих олистостромовых корней (матрикса). Во фронтальной части автономно перемещающихся олистолитов во вмещающих породах может наблюдаться сложная складчатость, представляющая собой комбинацию складок волочения, выжимания и сползания в слабоконсолидированном осадке (рис. 4).

Авторами предлагаются следующие критерии выделения матрикса в общем случае. К матриксу относится весь обломочный материал, выполняющий межолитовое пространство. В его определение следует включать следующие признаки: хаотичность, отсутствие сортировки и стратификации, а также брекчиевая текстура обломков; их литологический состав должен отвечать составу олистолитов. В различной степени матрикс может быть засорен вмещающими отложениями.

В зависимости от степени участия основных олистостромо-

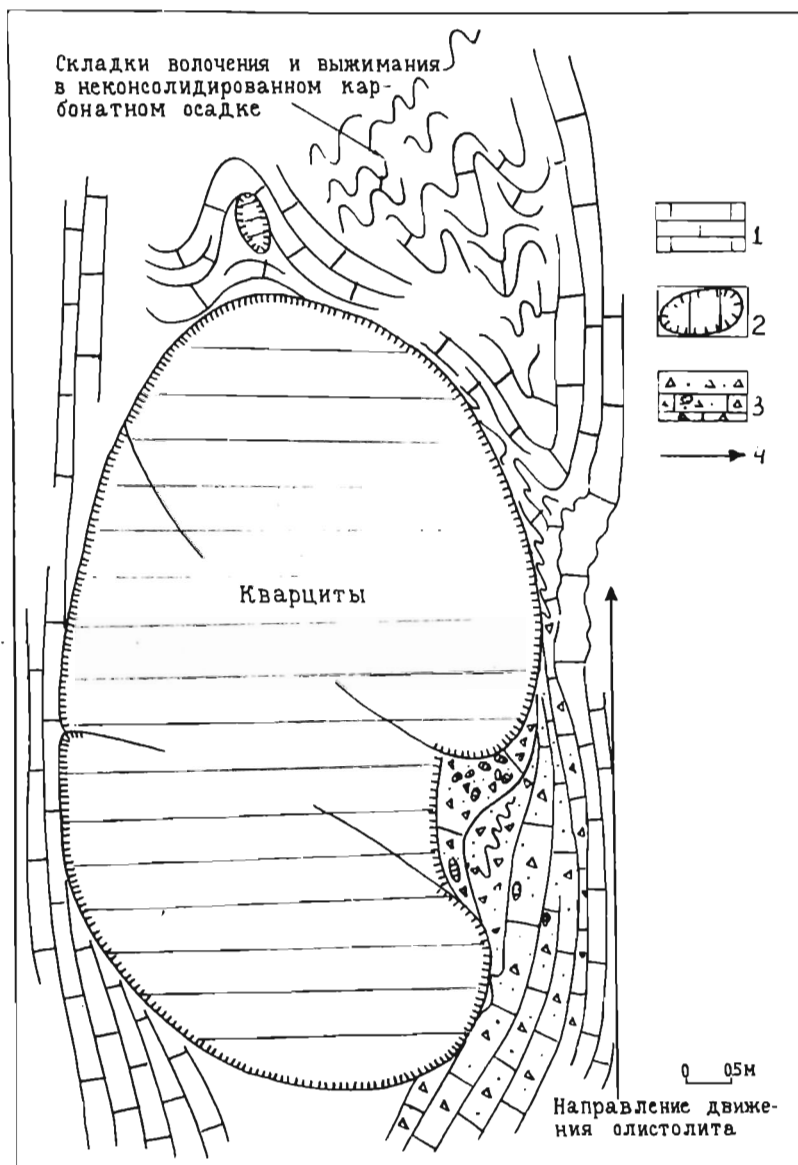


Рис. 4. Автономное движение олистолита с частичным отрывом от матрикса.
1 — вмещающие олистострому карбонатные отложения, 2 — олистолиты кварцитов, 3 — матрикс олистостромы (кварцитовая брекчия с примесью карбонатного материала), 4 — направление автономного движения олистолита.

образующих факторов (чистое оползание или тектоника) выделяются два крайних литологических типа матрикса:

— осадочный с нормальной эрозией в случае чисто оползневой природы олистостромы. Матрикс в крайнем типе этой олистостромы (эидоолистостромы) отвечает вмещающим породам. Чаще всего в этой роли выступает алевро-пелитовая составляющая флиша;

— в случае резкого преобладания тектонического фактора (субдукция) матрикс состоит из брекчиевых продуктов разрушения пород покрова (меланжа).

Между крайними типами матрикса в зависимости от сочетания олистостромообразующих факторов возможны переходы. Однако даже в чисто тектоническом типе в зависимости от дальности транспортировки в оползне может происходить засорение вмещающими отложениями.

Для полноты картины к этим типам матриксной олистостромы нужно добавить третий — безматриксный, когда гигантского размера олистолиты (олистотриммы, олистоплаки по Д. Рихтеру) залегают непосредственно во вмещающих породах.

К сожалению, эти простые признаки определения вещества матрикса в конкретной обстановке в обнажениях далеко не всегда работают. В этом нас убедило длительное детальное знакомство с олистостромами АСО. Как уже отмечалось, олистостромообразование есть многофакторный процесс, поэтому матрикс может существенно меняться в геодинамически и литофациально различных типах олистостром. Например, в случае телеолистолитов или при образовании олистостром за счет разваливания аккреционного меланжа в подводных условиях матрикс вообще может отсутствовать, и олистолиты залегают прямо во вмещающих породах. Большие трудности возникают в определении матрикса в случае наличия нескольких литофациально и геодинамически различных источников поступления материала в олистостромы.

Подобные условия могут иметь место в аккреционном типе олистостромы в случае развития рифогенных известняков на аккреционном поднятии. Тогда в олистостромообразовании могут принимать участие, во-первых, разнофациальные породы — рифогенные известняки и породы аккреционного комплекса (офиолиты, гемипелагические желобовые отложения, гравититы конусов выноса); во-вторых, что представляется более важным, они подвергаются существенно различной тектоно-эрозивной переработке. Если за счет рифогенных известняков за небольшим исключением образуются осадочные, в том числе алевропсаммитовые отложения с нормальной эрозией, то породы аккреционного комплекса в основном подвергаются тектонической переработке. В случае участия в олистостромообразовании пород с разной тектоно-эрозивной переработкой продукты разрушения рифогенных известняков, особенно в случае их алевро-

псаммитовой размерности, будучи матриксом олистостромы, приобретают вид вмещающих отложений.

Для матрикса, как и для олистостром, в целом характерна бесструктурность, полное отсутствие внутренней стратификации, каких-либо признаков гранулометрической сортировки. Лишь в редких случаях в кровле олистостром наблюдается уменьшение размерности обломков и некоторое подобие гранулометрической градации. Не менее определяющим свойством матрикса является тектоническая переработка обломочного материала. Как правило, обломки крупных пород разбиты системой микротрещин, сланцы расчешуены.

Олистолиты — самая броская, впечатляющая часть олистостромы, их часто называют экзотическими глыбами. Под олистолитами понимается крупноглыбовая кластика, чаще тектонокластика олистостромы. Размеры олистолитов колеблются от десятков сантиметров до сотен метров и даже нескольких километров по длинной оси. Например, в олистостроме Швейцарских Альп имеется олистолит гранитов объемом 13000 м³ (Трюмпи, 1965). Связанные с олистостромами так называемые гравитационные пластины (олистотриммы, олистоплаки) иногда имеют гигантские размеры — до 25 км по длинной оси при мощности до 800 м.

Обширный материал по АСО позволяет утверждать, что форма и размеры олистолитов находятся в прямой зависимости от физических свойств пород. Так, кварциты, базальты и известняки в олистолитах чаще имеют форму утолщенных линз, изометричных или овальных глыб с неровными границами. Как правило, они будинированы с зеркалами скольжения или тектоническим брекчированием (без дезинтеграции) на поверхности глыб. Глинисто-кремнистые олистолиты имеют удлинленно-линзообразную или пластообразную форму и расчешуенную внутреннюю структуру. Мелкие олистолиты имеют остроугольную форму.

Ориентировка олистолитов может быть как согласной с простиранием, так и несогласной. Практически все олистолиты, а кварциты в особенности, выражены в рельефе скалами, выступами различных размеров. В эндоолистостромах песчано-сланцевые олистолиты часто изогнуты, закручены, разорваны. В слоистых слаболитифицированных олистолитах может наблюдаться микрокладчатость, не переходящая в окружающие породы.

Состав обломочного материала. В олистостромах отмечаются практически все разновидности магматических, метаморфических, осадочных пород. Преобладающими же в олистостромах АСО являются породы офиолитовой ассоциации (ОК): серпентиниты, габбро, толеитовые базальты, кварцито-фтаниты и вулканогенно-карбонатные (чаще карбонатные) породы островодужной серии, реже песчано-глинистые породы флишевой формации.

В АСО и на Северо-Востоке России существенную роль в составе олистостромы играют желобовые комплексы: гемипелагические туфокремнисто-глинистые породы, турбидиты. Вещественный состав олистостромы находится в прямой зависимости от геотектонических условий их формирования.

КАРТИРОВОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ ОЛИСТОСТРОМ

Немалый опыт работы с олистостромовыми образованиями убеждает, что картировочных и распознавательных признаков у них достаточно много. И вызывает большое удивление то, как можно было этого не замечать. По степени значимости признаки располагаются следующим образом: геологические, дистанционные, геоморфологические, геофизические.

Геологические признаки — главенствующие; они включают в себя общеизвестные литофизические признаки и дополнительные, выработанные в процессе картирования олистостромовых образований.

Определяют олистострому как самостоятельное геологическое тело следующие общие литофизические признаки:

— хаотичность внутреннего строения — один из главных признаков олистостромы, который обычно хорошо виден в обнажениях. Некая зрительная аналогия олистостромы — селя. Однако хаотичность в олистостроме проявляется значительно грандиознее, чем в селе. В олистостроме полностью отсутствуют осадочные структуры и текстуры (слоистость, за исключением слоистости олистолитов), стратификация. Характерно незакономерное, разноориентированное расположение олистолитов, непостоянное соотношение матрикса и олистолитов (рис. 5—7);

— большое количество грубокластического материала, а также крайнее разнообразие его размеров (от псефитовой размерности до гигантских блоков) и изменение этих размеров на коротких расстояниях;

— неокатанность как олистолитов, так и обломков матрикса, особенно в олистостромах тектоно-оползневой генезиса. Матрикс в олистостромах этого типа — тектоническая брекчия, в различной степени дезинтегрированная, а в случае суболистостромы — без дезинтеграции (рис. 8—10);

— обычно (но не всегда) гетерогенный состав кластического материала олистостромы. В непосредственной близости или в тесном соседстве в олистостроме могут присутствовать офиолитовый комплекс (серпентиниты, толеиты, кварцито-кремни океанической коры), вулканогенные и карбонатные породы островодужной



Рис. 5. Кварцитовый олистолит.

серии, гемипелагические туфокремнисто-глинистые породы желобового комплекса и песчано-глинистые породы флишевой формации; не исключены гранитоидные и метаморфические породы. К гетерогенности вещественного состава следует добавить и разновозрастность олистолитов олистостромом и вмещающих пород;

— исключительно сильная тектоническая переработка пород, слагающих олистостром (зеркала скольжения, эпидотизация, кварцевые и кальцитовые прожилки — обычные атрибуты пород олистостромов). Обилие микротрещин, как будто порода испытала взрыв на разрыхление. От удара молотка породы рассыпаются в мелкое крошево. В связи с тектонической переработкой олистостромов необходимо отметить два момента. П е р в ы й. В случае гетерогенной олистостромовы степень тектонической переработки



Рис. 6. Тектонизированный олистолит кварцитов в брекчиевом матриксе.



Рис. 7. Олистолиды кварцитов (светло-серые), известняков (светлое), туфокремней (темное) в брекчиевом матриксе смешанного состава.

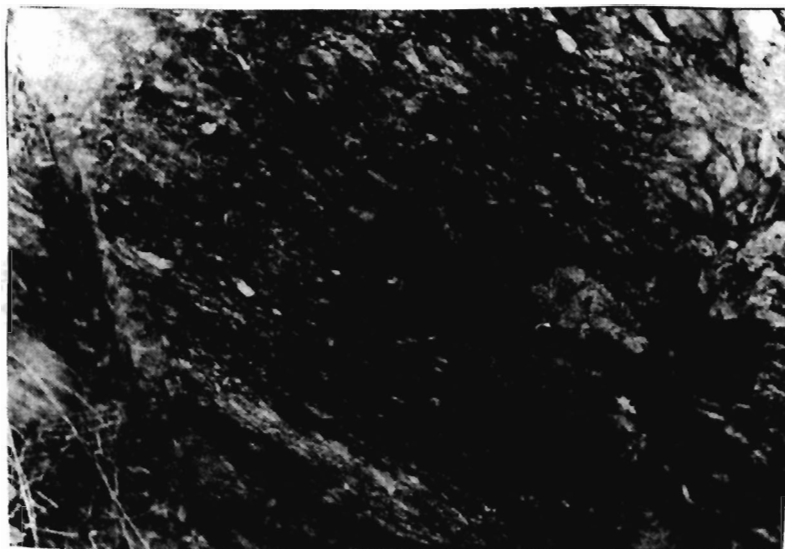


Рис. 8. Матрикс олистостромы преимущественно гравийной размерности.



Рис. 9. Матрикс олистостромы псефитовой размерности.



Рис. 10. Различная степень дезинтеграции матрикса олистостромы.

слагающих олистострому пород может быть разной. В известных примерах в АСО наибольшей тектонической переработкой отличаются породы офиолитового комплекса океанической коры; несколько менее тектонизированы гемипелагические желобовые осадки и значительно меньше — породы островодужных серий. Обычно мало тектонизированы вмещающие породы, но этот признак не работает в случае ремобилизованных осадочно-олистостромовых комплексов. Второй. Некоторые исследователи путают олистострому с тектоническими зонами. Такая путаница столь различных образований представляется результатом слабого знания предмета. Более злободневна проблема разделения тектоно-гравитационной олистостромы и меланжа. Эти образования стоят в одном ряду. На одном конце ряда располагается чисто тектоническое образование — меланж, на другом — тектоно-осадочное (тектоно-гравитационное) — олистострома. У них много общих черт, причем в АСО имеются переходные от меланжа к олистостроме образования, для которых авторами предлагаются названия субмеланж или суболистострома. Несмотря на некоторые отличительные признаки (переслаивание олистостромы с осадочными отложениями, наличие осадочных проявлений в олистостроме, четкие тектонические контакты в подошве меланжа и т. п.), эти образования часто путают. Подобная путаница и трудности распознавания объектов, особенно в случае так называемых ремобилизованных олистостром (которые широко развиты в АСО), вполне объяснимы:

— гетероморфность комплекса в целом. Вмещающие породы — осадочные, олистострома — тектоно-осадочное образование;

— форма залегания олистостромы также может быть отнесена к числу определяющих геологических признаков. Как правило, в плане и разрезе — это мощные и короткие линзы с тупым выклиниванием. В отличие от линзообразных тел чисто осадочных пород олистостромовые линзы часто двояковыпуклые или даже с выпуклостью вниз;

— границы олистостромовых тел также значительно отличаются от границ осадочных пород тем, что у олистостромовых тел они резкие как в кровле, так и подошве и по латерали;

— в случае существенной роли вмещающих пород в составе олистостромы (особенно это относится к эндоолистостромам) характерные элементы ее внутреннего строения — оползневая складчатость и другие явления, сопровождающие оползень;

— очень важным картировочным признаком олистостромы следует считать степень литификации ее матрикса. Во всех олистостромах АСО (исключение составляют некоторые молассоолистостромы) для матрикса характерна исключительно слабая литификация и при ударе матрикс рассыпается в мелкую крошку. Взятие образца в таких породах — проблема. Внешне матрикс напоминает слабощементированный дресвяник. По своим физическим свойствам и облику он похож на современные брекчии, слабощементированные травертином. Характерный вид имеет матрикс серпентинитового состава — это просто мыльная глинка, рассыпающаяся в муку при ударе.

Следует отметить, что все отложения, вмещающие олистостромы (особенно флишевые), несут те или иные следы и отметины олистостромообразования. К таковым относятся выпахивание, эрозия неконсолидированного осадка (от движения оползня). При этом целостность пластов по латерали часто нарушается, они разрываются, приобретают груболинзовидную форму. Движение оползневых олистостромовых потоков во вмещающих слабоконсолидированных осадках также вызывает оползневые явления (оползневые складки, конвалютные структуры). При движении же отдельных олистолитов в их подошве во вмещающих отложениях образуется подобие складок волочения, но с поправкой на степень консолидации осадков (см. рис. 4). Иногда у крупных олистолитов изометричной формы наблюдается оползание перекрывающего их неконсолидированного осадка с образованием оползневых складок весьма своеобразной формы.

Часто наблюдается засорение флиша грубой кластикой (микробрекчии, гравелитобрекчии) продуктов разрушения пород, слагающих олистостромы. Флишевые отложения, вмещающие олистостромы, более тектонизированы, чем флиш без олистостромы. Тектонизация вмещающих отложений значительно выше в случае офиолитовых олистостром, а также у аккреционного типа олистостром.

На основе опыта картирования олистостромовых образований в АСО в дополнение к текстурным тектоническим признакам олистостром авторы выделяют еще тектоно-структурные,

которые в обнажениях не видны, но считаются с геологических карт, АФС или визуально. К их числу относятся:

— диапиризм. Олистостромы, особенно офиолитового состава, — это исключительно мобильные геологические тела, поэтому при тектонических нагрузках они и вмещающий их флиш перемещаются в более верхние структурные этажи. В этом случае их поведение близко к поведению глин в глиняных диапирах, с той только разницей, что олистоstromам еще свойственно дифференцированное движение слагающих их пород. Наиболее подвижны серпентиниты, и, как ни странно, в дифференцированном движении активно участвуют и кварциты. Олистолиты серпентинитов нередко отрываются от своих олистоstromовых корней и протрудированы в более высокие горизонты. Есть данные о протрудировании серпентинитами чергакской свиты силура.

Флиш-олистоstromовые диапиры широко развиты среди ордовикско-силурийских отложений Хемчиско-Систигхемского прогиба, где они приурочены к центральным частям синклиналиных структур ордовика—силура. Олистоstromовые диапиры, в отличие от глиняных и солевых, имеют резко вытянутую в плане форму — до 100 км при ширине (по границе олистоstromы) 3—5 км, т. е. имеют форму линейных структур, напоминающих тектонические зоны. Это сходство усугубляется тектоническим состоянием олистоstromы и ее ремобилизованной природой в данных структурах. Поэтому и по сей день в АСО геологи относят эти структуры к глубинным тектоническим зонам (Никитчин и др., 1983). Наряду с резко выраженной линейностью в плане для диапиров характерна веерообразная структура в разрезе. Олистоstromовые диапиры местами хорошо просматриваются на КС.

Косвенным указанием на наличие олистоstromы на глубине служат гребневидные (торцовые) антиклинальные складки в перекрывающем олистоstromу чехле, а также структуры типа битой тарелки в девонско-карбонных отложениях, развитых в Западно-Тоннуольской структурно-формационной зоне;

— веерообразные структуры. На основании достаточно большого материала по АСО эти структуры, или структуры «конского хвоста», можно смело рекомендовать как один из картировочных признаков олистоstromы аккреционного типа. Лучше всего это видно на АФС, реже визуально;

— структуры утыкания. Характерны для многих типов олистоstrom АСО, обусловлены различной ориентировкой длинных осей олистолитов. Местами углы утыкания достигают 60—70°. Структуры утыкания также хорошо просматриваются на АФС и нередко визуально;

— отсутствие голоморфной складчатости. За небольшим исключением в олистоstromовых образованиях АСО не встречено ни одной структуры с голоморфной складчатостью. В Агардаг-

ской зоне олистостромовый комплекс на всей площади развития имеет близкое к вертикальному залегание с южной vergentностью. Для этого участка наиболее вероятна структура прислоненных друг к другу аккреционных пластин, как это рисуется для зон субдукций с так называемым «бульдозерным эффектом»;

— современные оползни. Практически все откартированные олистостромовые образования АСО (за исключением моласо-олистостромы) сопровождаются современными оползнями. Размеры их обычно незначительны, не более 1 км. Они прекрасно дешифрируются на АФС. Причины оползней — глубоко врезаанный рельеф и слабая литификация матрикса олистостромы;

— магматические признаки. Косвенными признаками наличия офиолитового состава олистостромы на глубине (под перекрывающим чехлом) могут служить ксенолиты пород офиолитового комплекса (наиболее надежны серпентиниты) в магматических телах. Ксенолиты серпентинитов отмечались в дайках и эруптивных брекчиях разного возраста в районах развития олистостромы офиолитового состава. В Туве некоторые интрузии просто напичканы ксенолитами серпентинитов.

Дистанционные признаки. В известной обширной литературе нет указаний на применение дистанционных методов (как и описанных выше тектоно-структурных) при выделении и картировании олистостромовых образований. Вместе с тем с помощью дистанционных методов в зависимости от масштаба КС, АФС можно получить информацию двух уровней: по выявлению олистостромовых образований и по их картированию.

Информация по выявлению олистостром. В АСО данная информация надежно считывается с АФС стандартного масштаба 1 : 28 000—1 : 25 000, иногда и с КС масштаба 1 : 200 000. Неизвестна информативность КС масштаба 1 : 100 000, так как их не было в распоряжении авторов.

С КС масштаба 1 : 200 000 получена информация о наличии олистостром на трех участках: Тес-Хемском, Акдовуракском и Манском. Олистостромовые образования здесь были выделены по разным дешифровочным признакам. На Тес-Хемском и Манском участках это сделано на основе фототона. На Тес-Хемском участке наблюдалось сочетание светлых (белых) и темных (почти черных) фототонов мелкопятнисто-линзовидной формы. В данном случае светлые полосы отвечали олистостроме с карбонатно-брекчиевым матриксом, а темные — вмещающим ороговикованным туфокремнисто-глинистым породам. На Усть-Манской площади среди темно-серо-черного фототона наблюдаются довольно крупные линзовидные и изометричные пятна. Темно-черный фототон отвечает вмещающим флишоидным отложения Усть-Манского прогиба, а светлый — крупным олистолитам (олистотриммам) известняков собственно Манского прогиба (манской, овсянковой свит предшественников). На Ак-

довуракском участке дешифровочным признаком был «пипочный» рельеф. Выделенный тип рельефа обусловлен торчащими крупными олистолитами кварцитов, реже диабазов. Они образуют отдельные высотки, холмики разных размеров. Некоторые из них видны на КС масштаба 1 : 200 000.

На этих участках развиты олистостромы разного типа: на Тес-Хемском — олистострома аккреционного типа, а на Акдовуракском и Усть-Манском — флиш-олистострома. Можно предположить, что с КС масштаба 1 : 200 000 можно считать информацию о типах олистостром. Для полного утверждения этого нужен более обширный опыт и статистика.

Информация о наличии олистостром с АФС масштаба 1 : 25 000—1 : 28 000 более надежная и более полная. Практически все площади распространения олистостромы выявлены с помощью АФС. Как правило, АФС масштаба 1 : 25 000—1 : 28 000 содержат как фототоновую, так и частично рельефную информацию об олистостроме. Фототоновая информация двух типов: обычный мелкий пятнисто-линзовидный бесструктурный рисунок светлых и темных тонов, отвечающий олистостромовым телам, и ровно окрашенный светлый фототон на значительной площади, отвечающий вмещающим породам (рис. 11, 12).

Рельефная фотоинформация появляется на участках развития относительно крупных (более 50 м) олистолитов. Выражены они «пипочным» рельефом, в котором холмики, высотки представлены отпрепарированными олистолитами кварцитов, реже туфокремнисто-глинистых пород и базальтов, иногда и серпентинитов.

Важно отметить, что наличие фототоновой и рельефной информации на АФС масштаба 1 : 25 000—1 : 28 000 находится в прямой зависимости от ландшафтных зон. Особенно наглядно это демонстрируют АФС по Тес-Хемскому и Агардагскому участкам. Эти участки расположены в одной структуре — Агардагской зоне — и сложены одним, аккреционным типом олистостром, но участки различаются по ландшафтным условиям. На Тес-Хемском — это резко расчлененный, отпрепарированный, полностью обнаженный горный рельеф (см. рис. 11). На Агардагском — также расчлененный горный рельеф, но занесенный (присыпанный) золотыми отложениями. На первом участке работают и фототон, и рельеф, на втором — только рельеф, так как олистолиты слегка выступают над выровненной поверхностью (рис. 13).

Из рельефной информации, видной на АФС масштаба 1 : 25 000—1 : 28 000, следует отметить оползни. Задернованность значительно снижает количество информации АФС этого масштаба, но она достаточно надежна для выявления олистостромы. На тех же АФС местами видны и структурно-тектонические элементы олистостромы, в частности, веерообразная структура на участке Акдак-Сайыр.

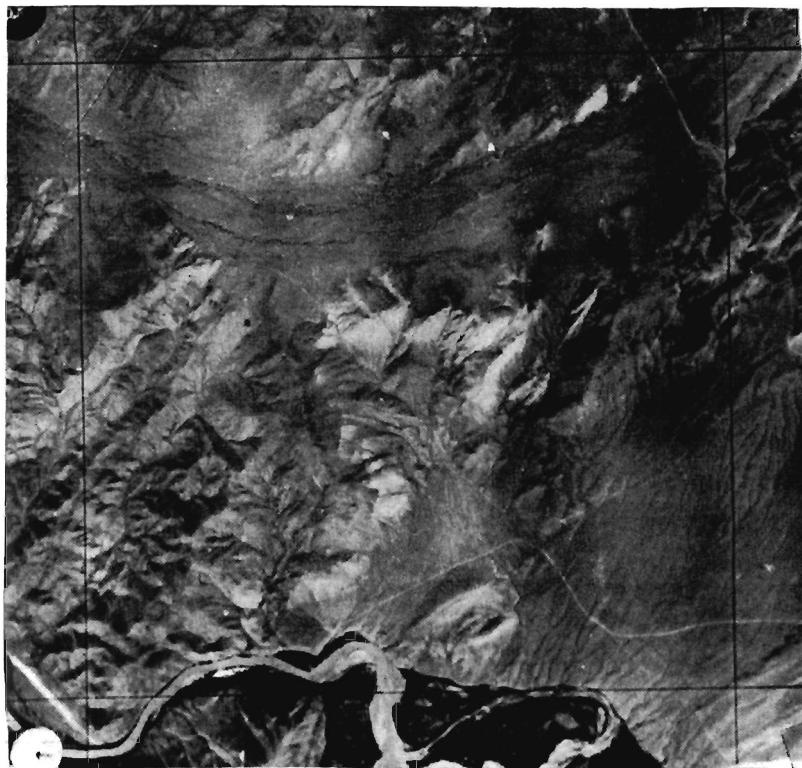


Рис. 11. Тес-Хемская олистострома на аэрофотоснимке масштаба 1 : 25 000.

Светлый (белый) фототон — вмещающие олистострому карбонатные породы серлигской свиты (кускунугской свиты) нижнего кембрия; пятнистый фототон среди карбонатных пород серлигской свиты — олистострома, где олистолиты кварцитов, туфокремнисто-глинистых пород, базальтов выделяются темно-серым, черным, а матрикс олистостромы — серым фототонами. Различимы скады олистолитов.

Информация по картированию олистостром. В опытном порядке на Тес-Хемском, Алашском, Боградском, Сыгдалыгском участках были поставлены крупномасштабные 1 : 10 000 и 1 : 5 000 аэрофотоработы. Если ориентироваться на АФС просто нормального (а не отличного) качества, то и в этом случае (Тес-Хемский участок) полученная с АФС масштабов 1 : 10 000, 1 : 5 000 информация превзошла все ожидания. На крупномасштабных АФС произошло не просто увеличение, а лавинообразное поступление качественно новой информации. Если на АФС традиционных для геологосъемочных работ масштабов содержится информация только по выявлению олистостромовых образований, то на крупномасштабных АФС эта информация уже иного, картографического уровня.



Рис. 12. Фрагмент Акдак-Сайырской олистостромы аккреционного типа на аэрофотоснимке масштаба 1 : 25 000.

Светлый (белый) фототон — песчанистый матрикс олистостромы существенно карбонатного состава; темно-серый и серый — вмещающие олистострому породы желобового комплекса с многочисленными олистолитами кварцитов, туфокремнистых пород. Мелкие «пипки» *темного* фототона — олистолиты.

АФС масштаба 1 : 10 000 в основном несет рельефную информацию, прекрасно отражающую глыбовую структуру олистостром. Все олистолиты размером более 10—15 м хорошо видны на АФС. Рельефное выражение олистолитов зависит от их размеров. Крупные (от 100 до 700 м по длинной оси) олистолиты выражены или скалистыми хребтиками, или отдельными вытянутыми высотками (если форма олистолитов пластообразная или линзовидная), а также небольшими гребешками, часто совпадающими с элементарными формами рельефа, реже скальными уступами, вытянутыми вдоль склонов. Мелкие олистолиты (10—20 м) выражены многочисленными «пипочками» микрорельефа (рис. 14—17).

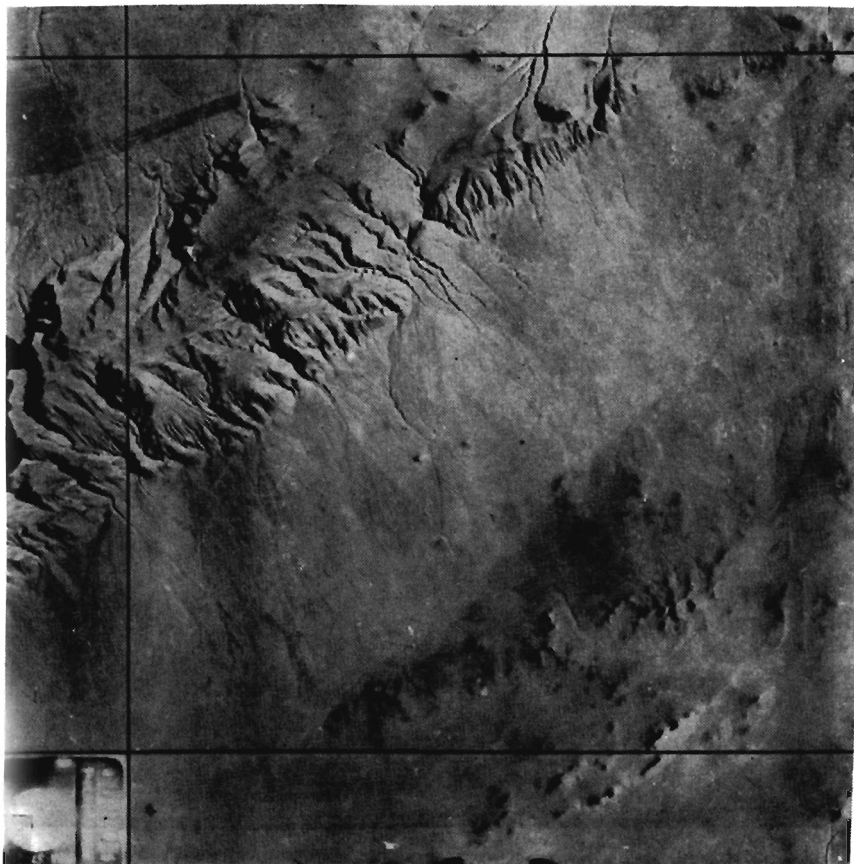


Рис. 13. Агардагская олистострома аккреционного типа на космоснимке масштаба 1 : 75 000.

Характерный вид олистостромы в каменной полупустыне с золотым покровом: все скальные «пипки» суть выходы олистолитов кварцитов, туфокремней, базальтов, серпентинитов (без расчленения).

Информация о литологии олистолитов на АФС масштаба 1 : 10 000 средняя. Иногда по фототону, форме и штриховому рисунку они разделяются, но чаще нет. Кварцитовые олистолиты почти все без исключения имеют неправильную форму с раздувами и пережимами. Их фототон от белого до серого. Олистолиты туфокремнистых пород имеют линзовидную, пластообразную форму, иногда с тонкой параллельной штриховкой, их фототон серый. Олистолиты базальтов не имеют фототоновой индивидуальности и не всегда выражены в рельефе.

Матрикс олистостромы выражен мелкими сглаженными фор-

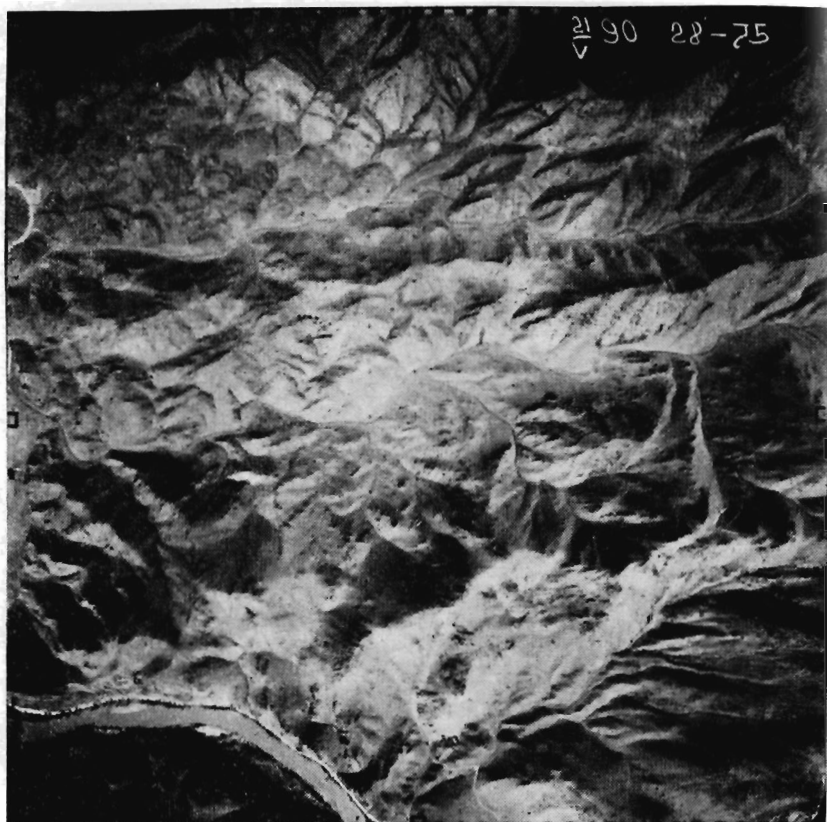


Рис. 14. Тес-Хемская олистострома на аэрофотоснимке масштаба 1 : 10 000.

Четко просматриваются «пипочный» рельеф олистостромы: скальные выходы на гребнях хребтиков и склонах — олистолиты; мягкие, сглаженные формы рельефа между ними — матрикс олистостромы. Хорошо видны веерообразные и оползневые структуры, столь свойственные олистостромовым образованиям.

мами рельефа, фототон светлый. Литология матрикса с АФС масштаба 1 : 10 000 не считывается. Более того, фототон матрикса близок к фототону серпентинитового меланжированного олистолита. Однако выраженностью в рельефе они различаются. У серпентинитов он более сглаженный и пониженный. На АФС светлым ровным тоном выделяются крупные поля вмещающих карбонатных пород.

С АФС масштаба 1 : 10 000 хорошо считываются и тектонические элементы олистостромы: веерообразные структуры, чешуйчатое строение без видимых складок, диапировая структура крупных кварцитовых олистолитов, а также современные оползневые структуры (см. рис. 14, 16).

На других участках (Агардагском, Алашском и Боградском)



Рис. 15. Мугур-Аксынская олистострома аккреционного типа на аэрофотоснимке масштаба 1 : 10 000.

Светлый фототон с линзовидными и изометричными пятнами серого, темно-серого цвета — олистострома, где линзовидные и изометричные пятна серого, светло-серого фототона — олистолиты кварцитов, туфокремней, туфокремнисто-глинистых сланцев, а полосы светлого фототона, различного оттенка — матрикс олистостромы, сложенный карбонатными в различной степени засоренными кварцито-туфокремнистым, серпентинитовым материалом; темно-серый фототон — вмещающие олистострому отложения желобового комплекса. Различными скалки олистолитов.

информативность АФС масштаба 1 : 10 000 значительно ниже из-за ландшафтных особенностей и технических причин. На Агардагском участке на значительной площади считываются только крупные (более 50 м) олистолиты. И только на участках, где золотой покров денудирован, информативность АФС аналогична Тес-Хемской. На Боградском участке большая часть информации фототонная и в меньшей степени рельефная. На заселенных участках информативность низкая.

АФС масштаба 1 : 5 000 несут еще более выраженную рельеф-



Рис. 16. Алашская флиш-олистограмма обдукционного типа на АФС масштаба 1 : 10 000.

Скальные гребни, «пики» темного фототона в верхнем левом углу снимка олистолиты вариолитовых базальтов океанической коры; сглаженные мягкие формы рельефа более светлого фототона — матрикс и вмещающие отложения, которые из-за плохого качества снимков (дымовая завеса от пожаров) видны плохо.

ную информацию, к которой прибавляется фототоновая информация по матриксу олистограмм. На них, еще более уверенно можно проводить разделение олистолитов по литологии. С достоверностью до 80 % выделяются кварциты, туфокремни, известняки. Существенно отличаются АФС этого масштаба по информативности в отношении матрикса. С надежностью до 50 % с АФС считывается информация о составе матрикса. Светлые пятна, линзы отвечают существенно карбонатному составу, а различной густоты серые тона — различной степени засорения карбонатов продуктами разрушения кварцитов, туфокремней, базальтов, серпентинитов. С АФС масштаба 1 : 5 000 еще лучше считываются

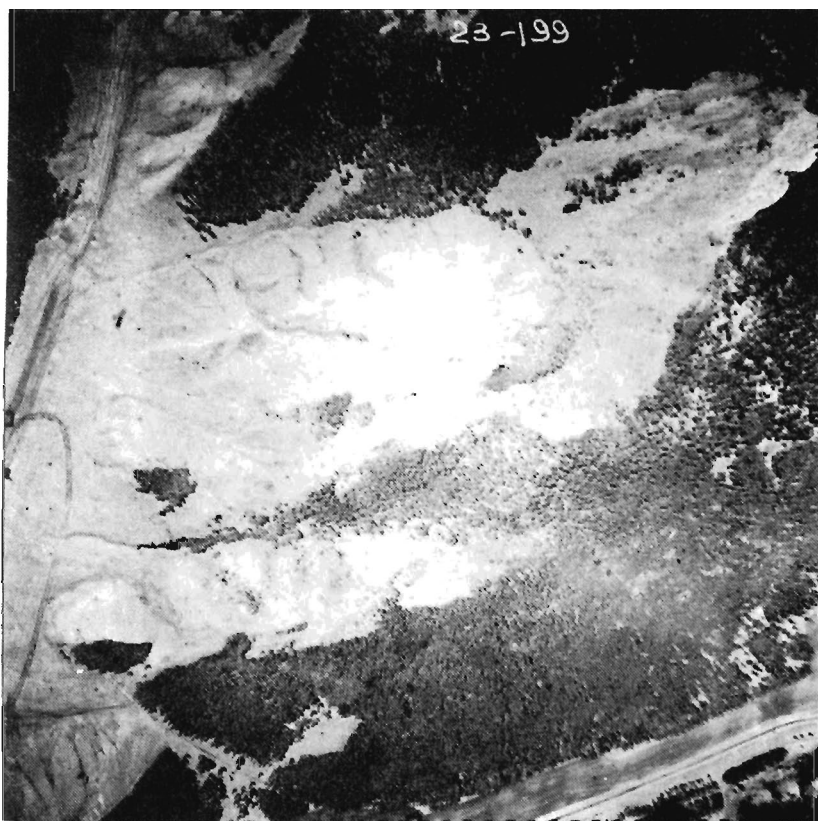


Рис. 17. Боградская флиш-молассо-олистострома горстонадвигового типа на АФ (масштаба 1 : 10 000).

На фоне вмещающей олистострому толщи светло-серого фототона хорошо видны отдельные скальные выходы белого фототона, сложенные олистолитами известняков, залегающие непосредственно во вмещающей толще без матрикса.

тектонические элементы олистостромы: веерообразные и чешуйчатые структуры, структуры утыкания, диапиризм кварцитовых олистолитов и современные оползни (рис. 18—20).

Так как из-за отсутствия аппаратуры запланированная аэрофотосъемка масштаба 1 : 2 000 не была выполнена, было решено провести эксперимент по увеличению снимков масштаба 1 : 5 000 до 1 : 1 000. Результат оказался великолепным. На увеличенных аэрофотоснимках видны не только олистолиты и матрикс, но и основные характерные черты олистостром: хаотичность, гетерогенность, оползневые структуры и т. д. Короче, видна олистострома как бы в натуре. Не увидеть олистостромы на этих снимках невозможно (рис. 21). В дополнение отметим, что большую и

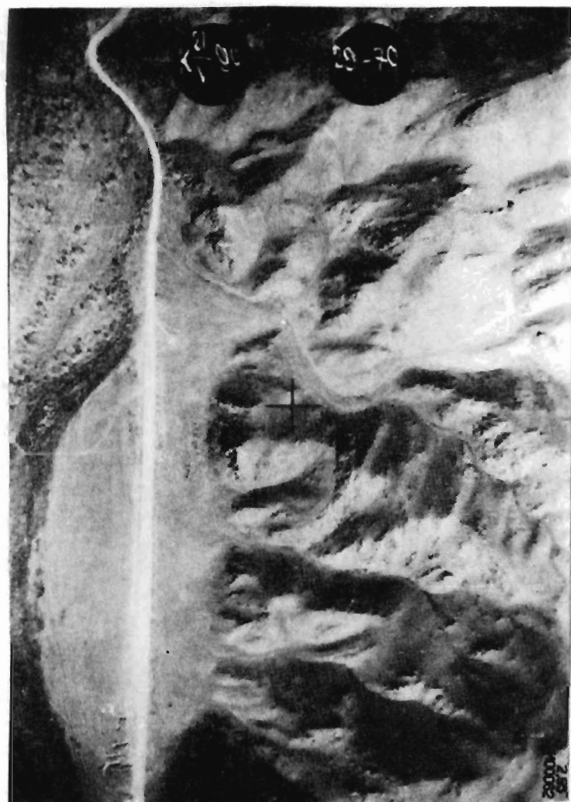


Рис. 18. Тес-Хемская олистострома аккреционного типа (междуговой подтип) на АФС масштаба 1 : 5000.

Считывается вся информация, необходимая для картирования олистостромной формы олистолитов, их литологический состав — наиболее выраженные в рельефе скалы — олистолиты кварцитов, менее выраженные — туфокремнисто-глинистых пород, базальтов; более вытянутые пластообразной формы с тонкополосчатым рисунком — олистолиты туфокремнисто-глинистых пород, более изометричны и, как и кварциты, более тектонизированы — диабазы. Сглаженные, мягкие, задернованные участки рельефа отвечают матриксу олистостром, а ярко-белые тона — вмещающим ее породам.

доказательную информацию несут простые фотоснимки олистостром в обнажениях.

Предлагаемая методика использования крупномасштабных аэрофотоснимков (в том числе и полученных фотоувеличением) большую помощь может оказать и при поисковых и геологоразведочных работах масштаба 1 : 10 000 и крупнее. Уверены, что это улучшит качество исследований и повысит интерес геолога к ним. Пример тому работа лесостроителей с использованием цветных снимков масштаба 1 : 500, где видна каждая скалка, каждый выход горных пород и т. д.



Рис. 19. Тес-Хемская олистострома аккреционного типа (междуговой подтип).

На АФС масштаба 1 : 5000 хорошо дешифрируется как олистострома, так и ее внутренняя веерообразная структура. Хребтик в нижней части рисунка сложен крупным олистолистом кварцитов (фтанитов) океанической коры. Олистолист испытал автономное перемещение в процессе ремобилизации олистостромы.

Авторы также провели эксперимент по увеличению фотопутем аэрофотоснимков стандартного масштаба 1 : 25 000—1 : 28 000. К сожалению, за неизменением негативов пришлось производить перефотографирование аэрофотоснимков с последующим увеличением. Даже при низком качестве таких снимков отдача от них есть, а при использовании негативов АФС стандартного масштаба для увеличения снимков их отдача будет несравненно большей (рис. 22, 23).

Геоморфологические признаки олистостром хорошо видны на детальных АФС, о чем упоминалось выше. Для олистостромовых образований характерно хаотическое сочетание скалистых и сглаженных участков, большое количество и разнообразие элементарных форм рельефа, вплоть до изумительного «пипоч-



Рис. 20. Тес-Хемская олистострома аккреционного типа (междуговой подтип) на АФС масштаба 1 : 5000.

Оползневая структура в олистостромовых образованиях.

ного» микрорельефа, создаваемого отпрепарированными олистолитами, высоко торчащими над выровненной поверхностью мелкокластического вмещающего материала. Все эти формы рельефа, а также более грубая глыбовость поверхности развития олистостромы хорошо видны визуально. При мелких размерах олистолитов возникает подобие «пенькового рельефа» — густо расположенных отпрепарированных столбиков высотой до 0,5 м, напоминающих деланки вырубленного леса. Такие особенности макро- и микрорельефа на полях развития олистостром хорошо видны и в обыкновенный бинокль, использование которого в маршрутах весьма желательно.

Все перечисленные геоморфологические признаки прекрасно читаются на фотографии (см. рис. 5—7). Хорошо картировочным подспорьем могут служить панорамные снимки (рис. 24). Еще раз подчеркнем, что сочетание мягких, выровненных, слегка задернованных участков с большим количеством различных по раз-



Рис. 21. Тес-Хемская олистострома аккреционного типа (междуговой подтип) на АФС масштаба 1 : 1000.

Считывается практически вся информация об олистостроме: форма, литологический состав, внутреннее строение, степень тектонизации олистолитов. В ряде случаев просматривается степень засоренности матрикса карбонатным материалом (от серого до светло-серого, белого фототонн), а также характер взаимоотношений олистолитов и матрикса олистостромы с вмещающими породами (структуры утыкания, всеобразные структуры).

меру скальных выходов, даже на пологих склонах, есть верный признак наличия олистостромы.

Геофизические признаки не столь однозначны, как вышеописанные группы признаков. Есть основания предполагать, что в Хамсаринско-Систигхемском прогибе и Западно-Тоннуольской структурно-формационной зоне знакопеременные отрицательные или положительные интенсивные гравитационные аномалии отвечают полям развития офиолитового меланж-олистостромового комплекса под чехлом ордовикско-силурийско-девонско-карбо-

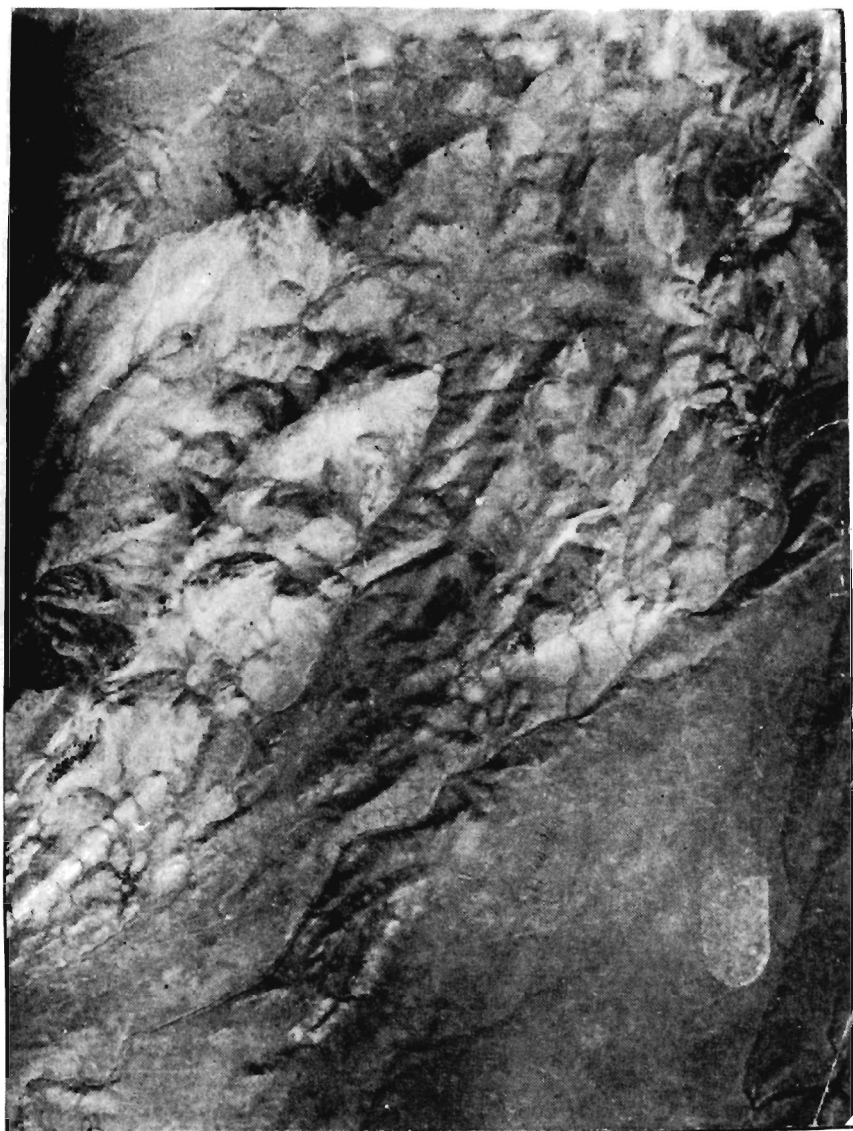


Рис. 22. Фрагмент Акдак-Сайырской олистостромы аккреционного типа (желобовый подтип) на АФС масштаба 1 : 9000, полученном путем перефотографирования и последующего увеличения АФС стандартного масштаба 1 : 28 000.

Четко просматриваются контуры олистостромы с матриком существенно карбонатного состава — светло-белого фототона; вмещающие олистострому туфокремнистые породы желобового комплекса — темно-серый, серый фототон. Видны также отдельные олистолиты туфокремней (темно-серый, почти черный фототон), реже кварцитов (резко выступающие в рельефе скалки белого, светлого серого фототон).

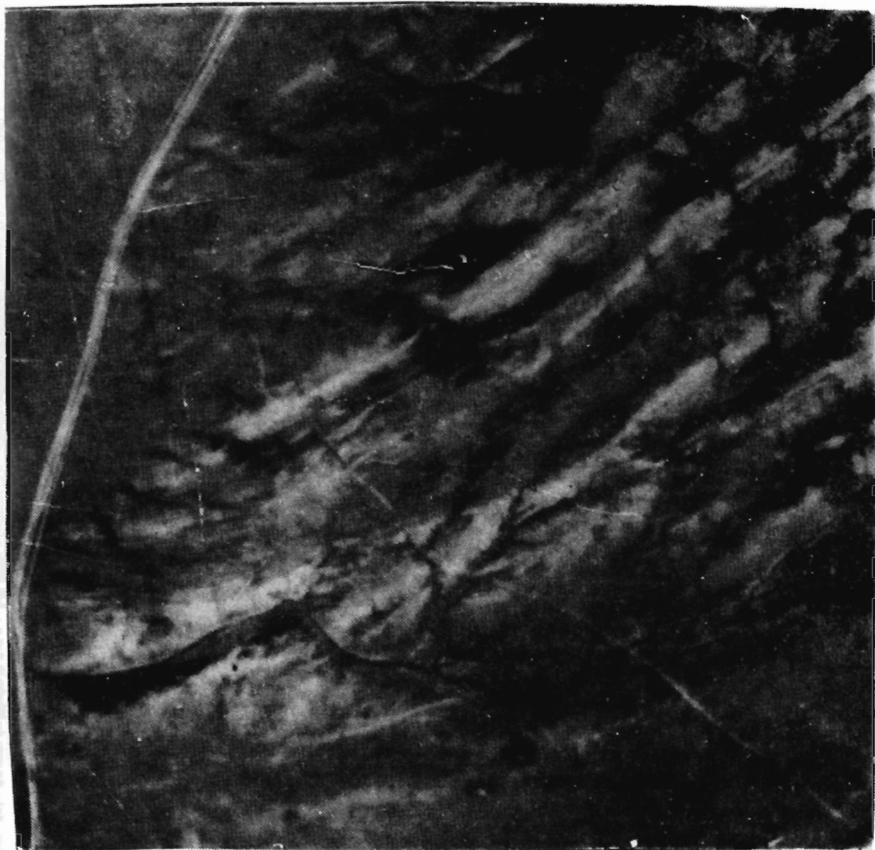


Рис. 23. Фрагмент Акдак-Сайырской олистостромы аккреционного типа (желобовый подтип) на АФС масштаба 1 : 3000, полученном путем перефотографирования и последующего увеличения АФС стандартного масштаба 1 : 28 000.

Песчанистый матрикс различается по степени засоренности карбонатным материалом (от белого до серого); выделяется вмещающая олистострому толща туфокремнисто-глинистых пород желобового комплекса — темно-серый, серый фототон, а также олистолиты туфокремнистых пород небольшого размера — черный, темно-серый фототон.

новых отложений. Возможно, меланж-олистостромовому комплексу офиолитового состава отвечают повышенные гравитационные аномалии под наиболее крупными ордовикско-силурийскими синклиналильными структурами Тувы. Это предположение подтверждается приуроченностью к центральным частям ордовикско-силурийских синклиналей вышеописанных диапир-антиклиналей, сложенных олистостромой офиолитового состава.

Поскольку олистострома — это смесь пород весьма различных по составу, а следовательно, и по физическим свойствам, представляется, что геофизические, в частности, магнитометрические



Рис. 24. Панорама олистостромы в районе горы Ак-Довурак.

методы, могут оказать существенную помощь в картировании олистостромы, особенно в закрытых районах.

Как видим, картировочных и распознавательных признаков у олистостромы достаточно много. Они вполне надежны и позволяют уверенно выделять олистострому на разных стадиях ее изучения.

ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЛИСТОСТРОМ

Механизмы тектоники плит и образования олистостром взаимосвязаны. Тектоника плит наполняет олистостромы геодинамическим, т. е. истинно генетическим содержанием. В свою очередь олистостромы позволяют существенно уточнять геодинамику зон субдукции, в частности, идет субдукция с обдукцией или нет, с «бульдозерным эффектом» или без него и т. п.

В литературе по олистостромам (за исключением работ К. Сю и отчасти Д. Рихтера) кроме указаний на абстрактные покровы и не менее абстрактные поднятия, например, сводовое поднятие (?) океанической коры в хребте Бракко, ничего нет. Даже в наиболее полной сводке по олистостромам [17] генезис олистостромы (см. например: «Принципиальный профиль через Альпийскую складчатую зону...» дается с позиции классической геотектоники, слегка подкрашенной плитной тектоникой в академическом варианте школы А. В. Пейве, т. е. настоящего генезиса олистостромы здесь тоже не дается. Исключением является работа К. Сю «Развитие Береговых хребтов Калифорнии в мезозое», в которой делается удачная попытка объяснить образование францисканской меланж-олистостромы с позиции тектоники плит. Первая попытка

разобрать генезис олистостромы с позиции тектоники плит вообще, а не на частном примере, как у К. Сю, предпринята в этой работе.

Согласно моделям теории тектоники плит на субдукционно-коллиззионном этапе развития островодужных и континентально-вулкано-плутонических геоструктур можно теоретически постулировать следующие геодинамические обстановки, приводящие к образованию олистостромы: обдукция, аккреция, горсто-надвиговая тектоника, коллизия.

Все эти геодинамические обстановки реализованы в олистостромах АСО, а также, судя по литературе, и в других регионах мира. Для каждого геодинамического типа олистостромы характерен свой набор определяющих признаков, достаточно устойчивых. К ним можно отнести литологический состав олистостромы, тип матрикса, размер олистолитов, соотношение вмещающих отложений и олистостромы, степень тектонизации, вмещающие отложения, форма залегания олистостромы, выраженность на КС и АФС, геоструктурное положение. Прежде чем перейти к описанию геодинамических типов, отметим, что их определяющие признаки оптимизированы лишь до некоторой степени, они не рассчитаны на крайние случаи (например, телеолистостромы).

Обдукционный тип олистостром. Среди названных типов олистостром в этом наиболее крайне проявлены горизонтальные движения — обдукция океанической коры на островодужные или континентально-вулкано-плутонические структуры (рис. 25). Определяющие признаки обдукционного типа олистостром в обобщенном виде следующие:

- литологический состав офиолитовый — серпентиниты, толеитовые базальты с преобладанием вариолитовых разностей, кремнекварциты (фтаниты). В приостровной части междугового прогиба или осадочной террасы возможны породы островодужной серии;

- матрикс наиболее резко выраженного тектонического типа. Это по существу тектоническая брекчия, несколько дезинтегрированная и слабосцементированная (точнее, пропитанная) карбонатным или терригенным материалом;

- значительные размеры олистолитов, особенно серпенти-



Рис. 25. Модель формирования олистостромы обдукционного типа.

нитов. Последние в АСО достигают десятка километров (Акдвуракский олистолит). Серпентинитовые олистолиты в современной структуре АСО ремобилизованы. При своем перемещении они насыщались глыбами как вмещающих, так и перекрывающих пород, в связи с чем по своему облику напоминают серпентинитовый меланж;

— наиболее тектонизированный тип олистостромы. Так, ее матрикс — это в различной степени дезинтегрированная тектоническая брекчия. Олистолиты, помимо поверхностной тектонической обработки, тектонизированы и во всем объеме (будинированы, поддроблены, окварцованы и пр.);

— соотношение с вмещающими породами таково, что вблизи корневой области олистострома обдукционного типа — это огромная масса меланжа, в проксимальной ее части доля вмещающих олистострому пород мала, но их количество увеличивается по мере удаления олистостромового оползня от фронтальной части покрова. Количественное соотношение олистостромы и вмещающих пород в общем случае может служить критерием дальности продвижения олистостромы в бассейн осадконакопления;

— хорошо выраженная линзовидная, выпукло-линзовидная (в проксимальной части) форма олистостромовых тел. По литературным данным [(3, 13, 17 и др.)], для обдукционного (или меланжевого) типа олистостром характерны наибольшие размеры обвального-оползневых структур;

— даже на КС масштаба 1 : 200 000 имеет рельефное выражение, которое еще больше усиливается на АФС стандартного масштаба 1:25000 — 1:28000. Крупные олистолиты базальтов имеют фототонное выражение — темный тон. Олистолиты серпентинитов, в зависимости от степени выветривания, имеют темный, почти черный или светлый фототон, даже белесый в случае глубокого выветривания пород;

— прямая связь обдукции с зонами субдукции уже в значительной степени определяет геоструктурное положение этого типа олистостром. Это междугловые бассейны, осадочные террасы и крайний вариант структурного положения олистостромы офиолитового состава — задуговой бассейн.

Олистострома обдукционного типа изучена на нескольких участках АСО (рис. 26). Детальное описание этих участков дается в отчетах Г. Г. Семенова и В. Г. Михайленко (1984, 1990).

Аккреционный тип олистостром. Образование олистостром аккреционного типа связано с развалом внешней невулканической дуги островодужных геоструктур. В литературе эти структуры называются аккреционными поднятиями, а весь аккреционный комплекс — меланжевым клином, так как в его строении принимает участие и океаническая кора. Олистостромы аккреционного типа, формально связанные с вертикальными движениями (аккреционное поднятие), по существу являются детищем горизон-

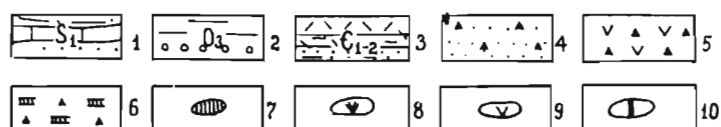
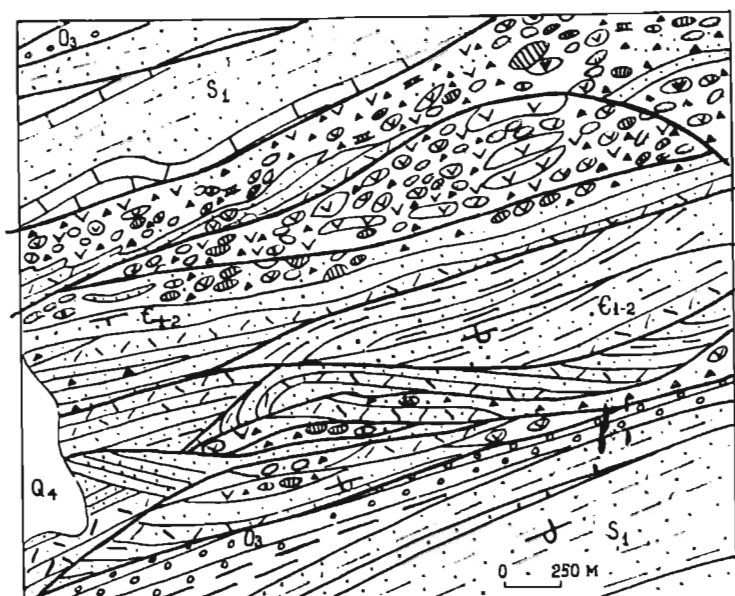


Рис. 26. Фрагмент флиш-олистостромы обдукционного типа. Алашский участок.

1 — известняки, мергели, алевролиты нижнего силура (чергакская свита); 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты верхнего ордовика; 3 — флиш-олистостромовый комплекс; 4—10 — вмещающая олистострому туфошлишевая толща собственно олистостромы (4—6 — брекчиевый и песчаный матрикс; 4 — смешанного состава, 5 — вулканического состава, 6 — кварцитового состава; 7—10 — олистолиты: 7 — кварцитов, 8 — вариолитов, 9 — базальтов, 10 — известняков).

гальных движений — субдукции, причем субдукции с «бульдозерным эффектом». В результате аккреционная призма прессуется и растет по латерали и вертикали. Детальные исследования современного аккреционного комплекса на о. Ниас (Зондский желоб) показывают, что за последние 21 млн. лет аккреционная призма увеличилась в объеме по меньшей мере в пять раз (Хатчисон, 1988). Для Центрально-Американского желоба по данным глубоководного бурения (рейс 66) скорость подъема осадков желоба на склон осадочной террасы достигает 400—500 м/млн. лет!

Следует отметить, что сама система дуга — желоб с перепадом высот до 15 км является, как подчеркивает А. П. Лисицын, громадным источником потенциальной энергии для гравитационного

перемещения осадочного вещества. Если к этому добавить тектоническую активность зон субдукции, особенно зон с «бульдозерным эффектом», то интенсивность лавинной, в том числе и олистостромовой седиментации в системе дуга — желоб многократно возрастает. К сказанному выше о широком развитии гравититов в желобовых структурах добавим, что в желобе Нанкай мощность четвертичных отложений составляет 720 м.

Приведенные геоморфологические, геодинамические факторы и факты о росте аккреционных структур и интенсивности лавинной седиментации однозначно свидетельствуют о том, что системы островная дуга (ОД) — желоб и континентально-вулканоплутоническая дуга (КВПД) — желоб — это наиболее олистостромообразующие геоструктуры Земли. И можно с полным основанием утверждать, что системы ОД, КВПД — желоб без олистостромы — это исключение. Материалы по АСО, а также по другим регионам мира подтверждают эту закономерность.

В целом аккреционный комплекс сложен как слабосвязанным рыхлым осадочным материалом, так и интенсивно тектонизированными и относительно литифицированными породами, поэтому аккреционное поднятие нестабильная (точнее, мобильная) геоструктура и по мере роста разваливается как в сторону желоба, так и в сторону междугового (или преддугового) прогиба (рис. 27). Естественно, что часто одновременно формируются два подтипа аккреционной олистостромы: собственно-аккреционный подтип в желобе и флиш-карбонатно-олистостромовый подтип в междуговом прогибе. Оба откартированы в Агардагской зоне (рис. 28—30).

Еще два замечания в отношении аккреционной олистостромы. В зависимости от конкретной обстановки у этого типа олистостромы может быть один, два и даже три источника питания. Например, аккреционное поднятие, аккреционное поднятие и вулканическая островная дуга, аккреционное поднятие, но уже с рифовыми постройками, аккреционное поднятие с рифами и вулканическая островная дуга. Отметим, что практически все аккреционные острова Индонезийской островной дуги, во-первых, сопровождаются коралловыми рифами, во-вторых, в строении многих из них при-

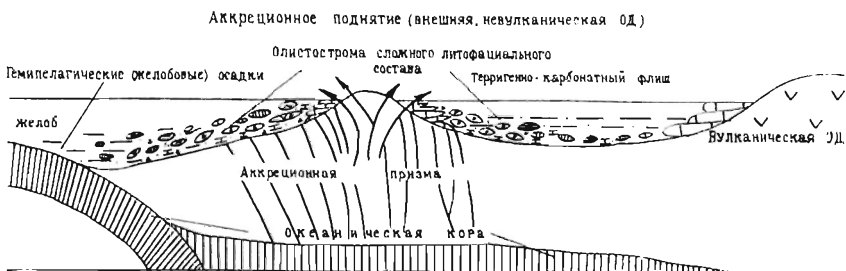


Рис. 27. Модель формирования олистостромы аккреционного типа.



Рис. 28. Фрагмент олистостромы аккреционного типа (междуговой подтип). Тес-Хемский участок.

1 — вмещающая олистострому карбонатно-вулканогенная толща нижнего кембрия (серлигско-кусунугский уровень); 2—9 — олистострома II этапа (2—5 матрикс олистостромы: 2 — брекчиевый с примесью карбонатного материала, 3 — песчаный, 4 — существенно вулканомиктового состава, псаммитовый, 5 — брекчиевый; 6—9 — олистолиты: 6 — вариолитов, 7 — кварцитов, фтанитов, 8 — туфокремнисто-кварцитового состава (переотложенная олистострома I этапа), 9 — туфокремней).

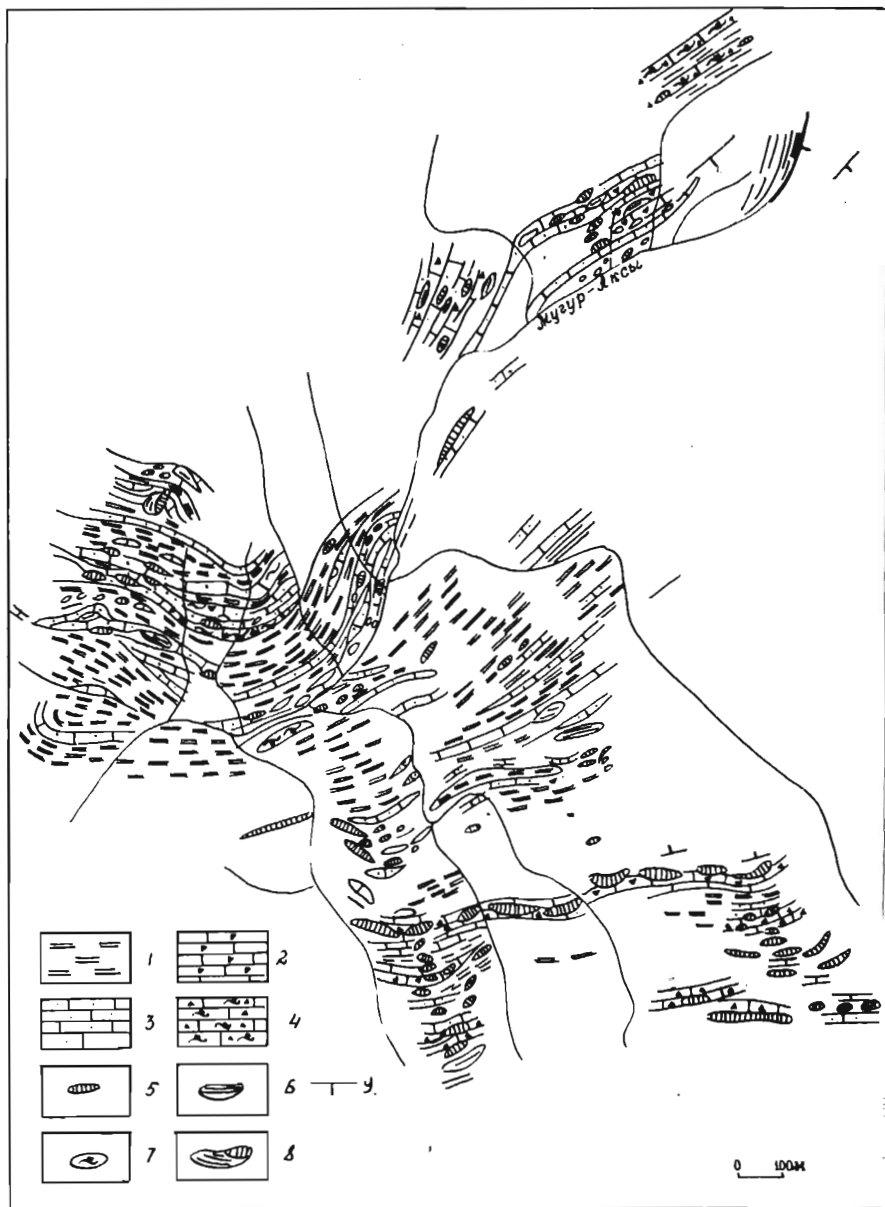


Рис. 29. Фрагмент олистоstromы аккреционного типа (желобовый подтип).
Участок Мугур-Аксы.

1 — вмещающие олистоstromу II этапа породы желобового комплекса нижнего кембрия, ороговикованные туфокремнистые и глинисто-кремнистые сланцы;
2—8 — собственно олистоstromа II этапа (2—4 — матрикс олистоstromы; 2

нимают участие офиолиты океанической коры, т. е. имеет место полная аналогия с Агардагской аккреционной палеоструктурой.

Само аккреционное поднятие может разваливаться как в надводных, так и подводных условиях. К тому же все многообразие условий может меняться во времени и пространстве неоднократно. Поэтому в результате формируется исключительно сложный тип олистостромы. Другая особенность аккреционного типа олистостромы — ее неоднократное последовательное переотложение в том же бассейне. Последнее обусловлено тем, что олистострома на прижелобовом склоне может опять вовлекаться в аккреционное поднятие, которое, как это установлено для Индонезийской островной дуги, во времени перемещается в сторону желоба и снова может участвовать в олистостромообразовании. И неоднократно.

Отметим, что все это полностью реализовано в аккреционной олистостроме Агардагской зоны (см. рис. 28—30). Трудно дать полное описание всех характеристик олистостромы этого типа, учитывая всю сложность и многообразие условий ее образования.

Литологический состав. В составе олистостромы обязательно присутствуют породы океанической коры (серпентиниты, толеиты, кварциты) и туфокремнисто-глинистые породы желобового комплекса, могут присутствовать и карбонатные породы, причем в собственно аккреционном подтипе в форме биокластов. Во флиш-олистостромовом подтипе в случае, если источником питания служит и вулканическая дуга, к перечисленным породам добавляются породы островной серии, чаще всего рифогенные известняки, реже базальты и интрузивные породы.

Матрикс. В связи с многоликостью этой олистостромы матрикс также разнообразен и по составу, и по своему типу. В матриксе в различных соотношениях и различной степени тектонической и водной обработки могут вместе или отдельно присутствовать все вышеперечисленные породы. В силу своих физических свойств кластика карбонатных пород в матриксе имеет преимущественно псаммитовую размерность, создавая ложное впечатление вмещающих пород, за которые их порой и принимали. Еще одна особенность этой олистостромы — часто отсутствие матрикса. Это типично для олистостромы первого поколения, образование которой связано с развалом подводного аккреционного поднятия. Следует отметить схожесть этой (без матрикса) разновидности аккреционной олистостромы с так называемым осадочным меланжем, за который она, судя по литературным данным, и принимается.

псефитовой размерности кварцито-туфокремнистого состава с обильным карбонатным цементом, 3 — то же, псаммитовой размерности, 4 — серпентинитового состава с примесью карбонатного материала, 5—8 — олистолиты олистостромы II этапа: 5 — кварциты, 6 — туфокремни, 7 — серпентиниты, 8 — кварцито-туфокремнистого состава — (переотложенная олистострома I этапа).

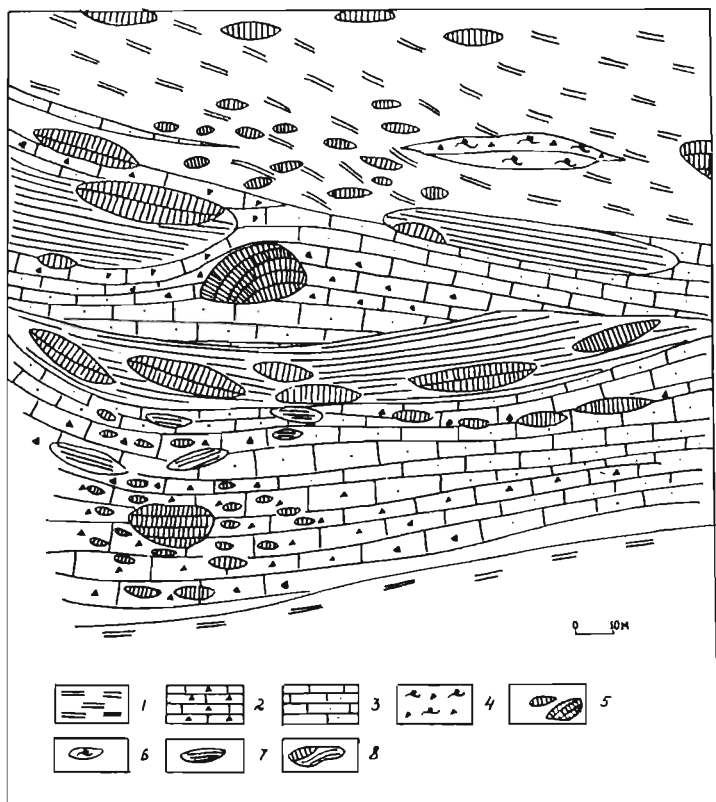


Рис. 30. Фрагмент олистостромы аккреционного типа (желобовый подтип). Акдак-Сайырский участок.

1 — вмещающая олистострома II этапа желобового комплекса, ороговикованные туфокремнистые, глинисто-туфокремнистые породы; 2—8 — олистострома, где 2—4 — ее матрикс (2 — карбонатный, засоренный грубообломочным материалом кварцито-туфокремнистого состава, 3 — карбонатный, засоренный песчаным материалом того же состава, 4 — олистостромовая брекчия серпентинитового состава; 5—8 — олистолиты: 5 — кварциты, 6 — серпентиниты, 7 — туфокремни, 8 — олистолиты кварцито-туфокремнистого состава — переотложенная олистострома I этапа).

Размеры олистолитов. Характерны обычно мелкие, от нескольких до первых десятков метров. Реже отдельные олистолиты кварцитов достигают 600—700 м по длинной оси и 200—300 м по ширине. Как исключение, отмечаются единичные олистолиты серпентинитов длиной до 15 км (Агардагский серпентинитовый олистолит). Отметим, что если кварцитовые олистолиты из олистостром обдукционного типа имеют обычно округлую форму, то

в аккреционной олистостроме олистолиты тех же кварцитов имеют линзовидную и пластообразную форму.

Соотношение вмещающих отложений и олистостром. В желобовом подтипе это соотношение близко к 1:1, во флиш-аккреционном — это соотношение непостоянно, но с преобладанием олистостромы. Крайние соотношения: 70% — олистострома, 30% — вмещающие породы.

Степень тектонизации в аккреционном типе олистостром значительно меньше, чем в субдукционном, но тектонические брекчии развиты достаточно широко, особенно для пород океанической коры.

Вмещающие отложения. В случае желобового подтипа — это гемипелагические туфокремнисто-глинистые породы, в междууговом прогибе — это флиш, причем существенно карбонатный.

Форма залегания олистостром. В желобовом комплексе — пластообразная, во флише — линзообразная.

Выраженность на КС, АФС. Степень выраженности двух подтипов аккреционного типа олистостромы весьма различна. При соответствующих условиях съемки собственно аккреционный (желобовый подтип) достаточно хорошо видны уже на КС масштаба 1 : 200 000 сочетания светлых и темных фототоннов пластили или линзообразной формы. На АФС же стандартного масштаба (1 : 25 000—1 : 28 000) желобовый подтип олистостром дешифрируется просто прекрасно по тем же признакам. Более того, при некотором навыке дешифрируются даже олистолиты (см. рис. 12). И совсем неожиданный эффект получаем от простого фотоувеличения переснятых АФС. Там четко видны форма олистостромовых тел и даже отдельные олистолиты кварцитов и туфокремней (см. рис. 22, 23).

Геоструктурное положение. Весь аккреционный комплекс и структурные элементы, его составляющие, расположены между желобом и вулканической островной дугой. Этот тип олистостромы еще теснее связан с зоной субдукции, чем обдукционный тип. Образно говоря, он живет ее жизнью: есть субдукция с аккрецией — есть олистострома, нет аккреции — нет олистостромы.

К олистостромам аккреционного типа относятся все участки, расположенные в Агардагской зоне: Тес-Хемский, Мугур-Аксынский, Акдак-Сайырский, Агардагский (см. рис. 28—30). Детально они описаны в отчетах Г. Г. Семенова и В. Г. Михайленко (1984, 1990).

Горсто-надвиговый тип олистостром. Это наименее изученный тип олистостром. Более того, его выделение в какой-то степени ассоциативно. Эти ассоциации возникли после знакомства с материалами по зоне Гаврово—Триполис в Греции. Там в ионическом флише и флише Гаврово—Три-

полис Рихтером и Мариолакосом описываются разновеликие, чаще крупные и гигантские глыбы (более 1 км^3) верхнемеловых и третичных известняков. Отличительной особенностью этих олистостромоподобных образований является отсутствие грязевых потоков, т. е. матрикса. Рихтер предложил для них название олистотримма (осколок оползания). По Рихтеру такая разновидность олистостром образуется в результате тектонического расчленения и последующего развала горст-антиклинальной структуры. Крупные блоки и целые горы известняков, как пишет Рихтер, сползают в бассейн осадконакопления и там захораниваются.

По нашему мнению, аналогичная картина имеет место и в Усть-Манском прогибе АСО. Здесь на значительном расстоянии, от р. Б. Кершул до устья р. Мана, среди флишоидных отложений, относимых разными исследователями к урманской или тюбильской свитам, разновеликие, но чаще гигантские (до $10 \times 3 \text{ км}$) тела известняков манской или овсянковой свит прослеживаются в разрезе по р. Мана. Некоторые тела сопровождаются более мелкими (от первых до десятков метров) телами и даже олистостромовой брекчией карбонатного состава (матриксом). Эти олистостромового типа образования по р. Мана наблюдались в районе горы Столбики в непосредственном контакте известняков собственно-Манского прогиба с флишоидными отложениями Усть-Манского прогиба в устье р. Тустак, а также в ряде других мест.

В составленной авторами геологической карте Манского участка проблема структурного положения известняков манской, овсянотнесена к олистолитам, а большая часть туда, где этих образований не было, по традиции включена в кувайско-урманско-манской свит была решена двояко. Часть известняковых тел, кований не было, по традиции включили в кувайско-урманско-манский разрез, правда, с тектоническими контактами у известняковых тел.

Знакомство с зоной Гаврово—Триполис побудило пересмотреть прежнее решение и прийти к иной трактовке природы карбонатных тел в структуре Усть-Манского прогиба:

— тела известняков манской, овсянковой свит прежних исследователей среди флишоидных отложений урманско-тюбильской свит имеют тектоно-гравитационную (олистостром-олистотриммовую) природу;

— образование флиш-олистостромо-олистотриммового комплекса связано с продвижением собственно-Манского карбонатного прогиба на структуру Усть-Манского флишоидного прогиба с разваливанием, разрушением, последующим скольжением и захоронением известняковых глыб в бассейн с флишоидным осадконакоплением. Соответственно меняется возраст и стратиграфическое положение флишоидных и карбонатных образований Усть-Манского прогиба. Известняки принадлежат к анастасьинско-унгетскому уровню нижнекембрийского возраста, а значи-

тельная часть флишеидных отложений (тубильская свита) — к нижнему — среднему кембрию.

Авторская характеристика тектонических движений с преобладанием горизонтальной составляющей при формировании олистостромовых образований несколько отличается от данной Д. Рихтером (рис. 31). Представляется, что по этому признаку АСО — не единственное исключение. Так, значительные горизонтальные перемещения установлены для зоны пеннинских утесов Северных Карпат (Андрусов, 1967) имеющих природу, сходную с Усть-Манской структурой. Правда, зону пеннинских утесов даже называют осадочным меланжем. Название кажется не вполне удачным. Далее дается непосредственное описание выделенного горст-надвигового типа олистостром.

Литологический состав. В примерах по АСО и по другим регионам мира состав олистостром — карбонатные породы.

Матрикс. Обычно нехарактерен, но может присутствовать в небольших количествах.

Размеры олистолитов. В основном гигантские, местами со шлейфом более мелких тел, что может служить признаком незначительного переноса.

Соотношение с вмещающими породами. Этот признак не является характерным, чаще наблюдаются огромные глыбы известняков, плавающие во «флишевом море».

Степень тектонизации. По сравнению с двумя вышеописанными типами олистостром здесь она значительно меньше. Тектонизация в основном ограничена поверхностью известняковых тел. Это зеркало скольжения, иногда брекчирование, залеченное кальцитовыми прожилками.

Вмещающие отложения. В известных примерах — это флишеидные отложения, местами с элементами молассы.

Форма залегания. Форма олистотриммовых тел чаще линзовидная, но есть и овальные тела.

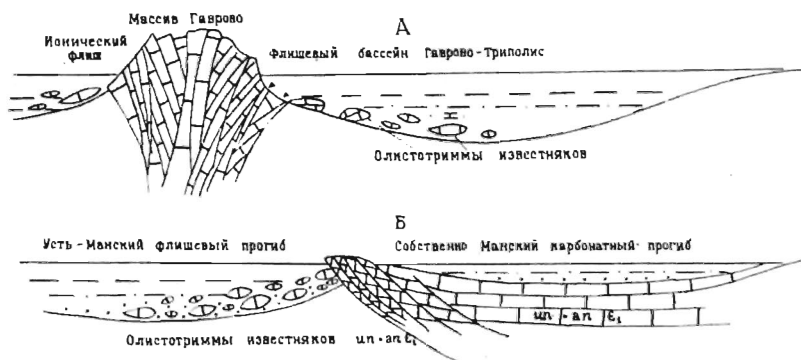


Рис. 31. Модель формирования олистостромов горсто-надвигового типа.

Выраженность на КС и АФС стандартного масштаба, хорошая, в основном фототонная, но есть и рельефная, та и другая крупно-размерные. В связи с задернованностью Манского прогиба крупные олистотриммовые тела известняков как бы распадаются на несколько пятен.

Геоструктурное положение. В отличие от двух предыдущих этот тип олистостромы удален от зоны субдукции и связан с ней опосредованно. Местом его положения может быть вулканическая островная дуга и задуговой прогиб, как в случае Манского — Усть-Манского прогибов (рис. 32, 33).

Тип тектонических движений. В стратотипе — зона Гаврово—Триполис по Рихтеру — это преимущественно вертикальные движения. Ограничивать образование этого типа олистостром только вертикальными движениями нельзя. Помимо вертикальных движений, свойственных вулканическим островным дугам, здесь тектонические движения могут иметь и существенную горизонтальную составляющую, что и характерно для задуговых бассейнов типа Усть-Манского.

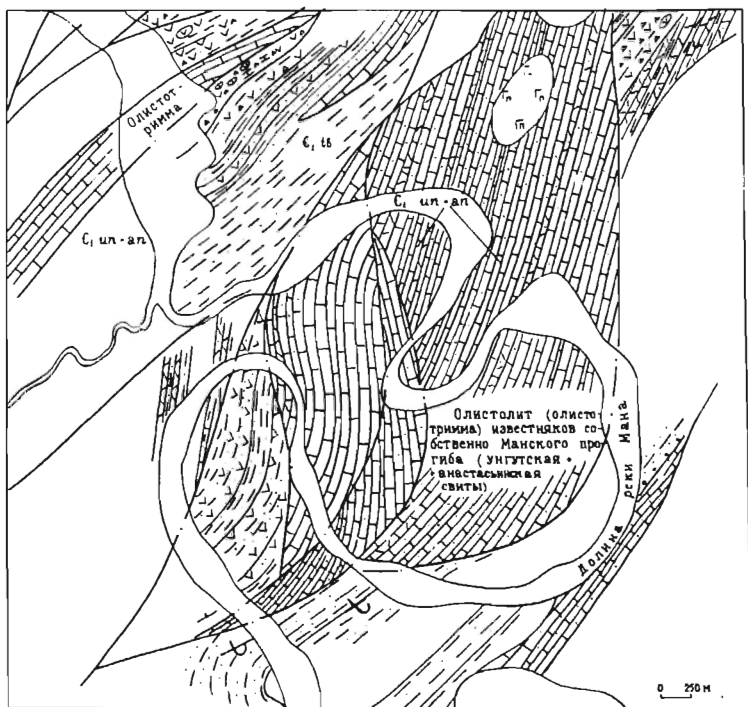


Рис. 32. Фрагмент олистостромы горсто-надвигового типа. Усть-Манский участок.

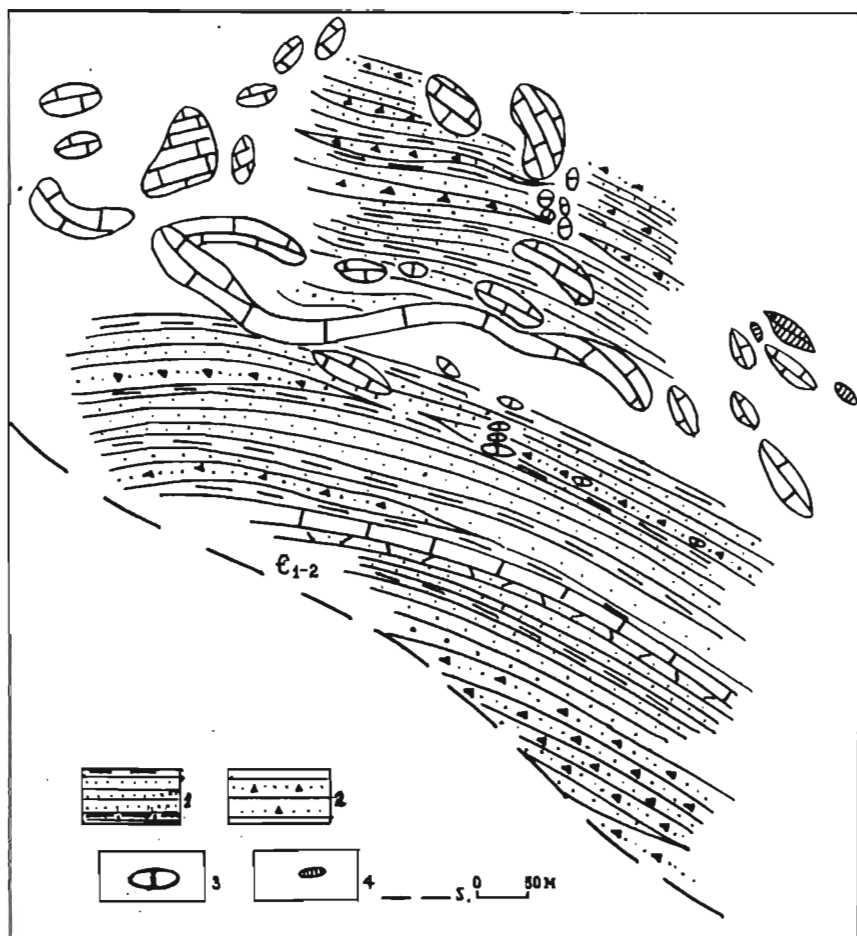


Рис. 33. Фрагмент олистостромы горсто-надвигового типа. Богградский участок.

1—4 — флише-молассо-олистостромовый комплекс нижнего—среднего кембрия, где 1 — вмещающая олистострому флише-молассовая толща; 2—4 — олистострома: 2 — матрикс олистостромы существенно вулканомиктового состава; 3—4 — олистолиты: 3 — известняков, 4 — туфов риолитов.

Коллизионный тип олистостромы. Этот тип олистостромы в основном формируется на заключительной, так называемой коллизионной, стадии развития островодужных и континентально-вулканоплутонических структур при столкновении континентальная плита — континентальная плита, континентальная плита — островная дуга, островная дуга — островная дуга, т. е. в различного типа сутурных зонах (рис. 34). В АСО этот тип развит хоть и узлокально, но практически во всех регионах (точнее, в суту-

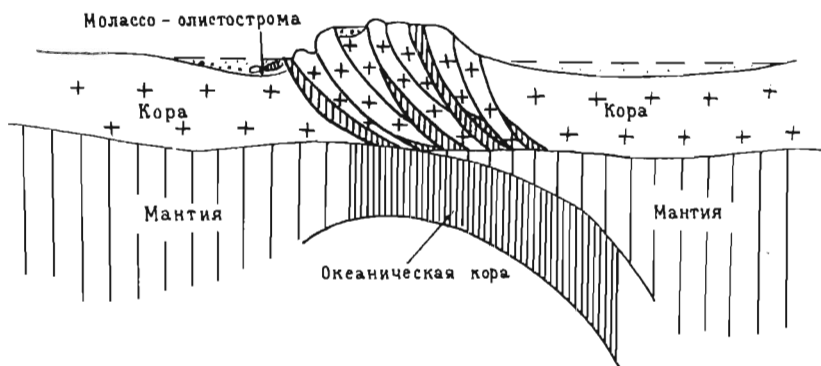


Рис. 34. Модель формирования олистоstromы коллизионного типа.

рах этих регионов). Возрастной диапазон также широк: от среднего кембрия до верхнего силура, но резко прерывистый во времени. По ряду причин этот тип изучен слабо.

Литологический состав олистоstrom. В этом типе может быть исключительно пестрым. Все зависит от литологического состава воздымающегося горного сооружения. Однако в АСО и других местах (Шерба, 1975; Леонов, 1981) известны примеры мономиктовых карбонатных олистоstrom. Для этого типа олистоstrom характерным признаком можно считать наличие гранитоидных олистолитов.

Матрикс. Он не является характерным признаком; по облику близок к конглобрекциям; причем в матриксе присутствуют породы эрозионного происхождения.

Размер олистолитов. Колеблется в широких пределах: от глыб размером в первые метры до олистоплаков в несколько километров длиной.

Соотношение вмещающих пород и олистоstrom. Обычно соотношения различные, но в известных примерах по АСО сама олистоstromа не имеет четких ограничений; более выражены олистолиты.

Степень тектонизации. Близкая к степени тектонизации горстонадвигового типа.

Вмещающие отложения. Вмещающими является моласса как морская (сероцветная), так и эпиконтинентальная (пестроцветная); соответственно выделяются два подтипа олистоstromы.

Выраженность на КС, АФС. Не изучалась.

Геоструктурное положение. Это предгорные прогибы зон столкновения и остаточные междуговые прогибы.

Олистоstromы этого типа в АСО имеют широкое региональное развитие. Детальное описание участков с развитием олистоstromы данного типа дано в геологических отчетах Г. Г. Семенова и В. Г. Михайленко (1984, 1990).

В АСО встречены даже неогеново-четвертичные олисто-

стромовые образования. Они четко связаны с покровно-надвиговыми структурами, активными в настоящее время, о чем свидетельствуют современные оползни в их фронтальных частях.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО КАРТИРОВАНИЮ ОЛИСТОСТРОМ

Предлагаем следующую последовательность по выявлению и картированию олистостром:

— изучение печатной и фондовой литературы по региону. К сожалению, в фондовой литературе по АСО нет прямых указаний на наличие олистостром. Лишь в нескольких отчетах последних лет Ю. М. Мальцева, Г. Г. Семенова, В. Г. Михайленко, А. С. Гибшера, В. Ю. Зальцмана об этом упоминается. Поэтому при изучении фондовой литературы рекомендуется использовать всю сумму распознавательных признаков, изложенных в разделе о картировочных признаках олистостром, как геологических, так геофизических и геоморфологических. Вообще же большой опыт картирования олистостром подсказывает, что любое присутствие пород океанической коры, всей ее офиолитовой триады или отдельных ее членов в современных структурах АСО — надежное указание на наличие олистостром как минимум на глубине. Данный признак в АСО ни разу не подводил. То же, но в меньшей степени относится к гемипелагическим туфо-кремнистым отложениям. Достаточно надежный признак олистостром — пестрота литологического состава. К примеру, частое «переслаивание» и «замещение» на коротких расстояниях таких разнофациальных пород, как конгломераты, кварциты, песчаники, кремни, сланцы, известняки, базальты (разных типов) и т. п. — верный признак олистостром. Близкое соседство даже только конгломератов и кварцито-кремнистых пород — серьезное указание на олистострому. Хорошим определением могут служить также брекчин;

изучение КС, АФС стандартного масштаба, т. е. использование дистанционных признаков. Заметим, что в зависимости от типа олистостром изучение КС и АФС масштаба 1 : 25 000 может дать как косвенные, так и прямые сведения о наличии олистостром. В зависимости от информации, полученной из фондовых материалов, а также при дешифрировании КС и АФС стандартного масштаба на перспективных участках, можно переходить к углубленному их анализу. В этом случае рекомендуется увеличение фотоснимков либо с негативов, либо путем перефотографирования самих АФС с последующим их увеличением. При выборе АФС для увеличения следует руководствоваться степенью обнаженности участка;

— выбор площади под детальную аэрофотосъемку, что при

многолетних геологосъемочных работах несложно. Либо в процессе подготовки площади под геологосъемочные работы, либо в первый год полевых исследований произвести заверку подозрительных на олистостромы площадей. В случае подтверждения следует постановка детальной аэрофотосъемки.

На основании опыта, с учетом финансовых соображений и геологической эффективности для картирования олистостромы рекомендуется АФС масштаба 1 : 10 000. В случае необходимости выборочно, путем простого фотоувеличения с негативов АФС масштаба 1 : 10 000 можно получить дополнительную информацию, вполне достаточную для картирования деталей олистостромы.

В отличие от работы с осадочно-магматическими образованиями с помощью АФС картирование олистостром требует самого тесного общения геолога с АФС на всех стадиях проведения работ и особенно в маршруте. Образно говоря, с детальными АФС в маршруте ты зрячий, без АФС — почти слепой.

При картировании олистостромы зарисовку маршрута лучше всего производить на планах масштаба 1 : 1 000, полученных либо путем увеличения негативов (что несравненно лучше — больше информации), либо увеличения схем дешифрирования. Это очень облегчает маршрут (либо описывать олистострому по маршруту — дело очень кропотливое, трудоемкое и бесперспективное) и повышает его качество. Густота маршрутов при картировании олистостромы с помощью АФС регламентируется опытом и знанием этих образований, но при достаточно хорошем качестве АФС и фотогеничности олистостромы они могут быть разрежены.

Вообще для картирования олистостром требуются исключительно тщательные и детальные наблюдения с изучением контактов олистолитов на значительном расстоянии по протиранию, а иногда и по всему контакту вокруг олистолита. Маршруты вкрест простиранию, принятые за основу при геологосъемочных работах, при картировании олистостром, особенно на первых стадиях изучения, до выявления надежных картировочных признаков олистостромы в целом, олистолитов, матрикса, вмещающих пород вообще неприменимы. Доказательством тому служит «опыт» геологосъемочных работ, где олистостромовые образования были пропущены при всех видах геологических исследований. Тогда как для их выявления достаточно было пройти по контакту олистостромы или отдельного олистолита, чтобы убедиться, что это быстро, часто тупо выклинивающиеся тела с продуктами их разрушения (в случае олистолитов). При этом без каких-либо намеков на литофациальные переходы от олистолита к вмещающим породам. Поэтому основным видом полевых исследований олистостром (помимо дешифрирования) являются маршруты типа челночных, с тщательным изучением контактов. Очень затрудняет полевые исследования то, что олистостромы АСО относятся к ти-

пу сильно переработанных последующими тектоническими движениями, в связи с чем их первичная природа, особенно в том случае, когда олистолиты оторваны от своего матрикса, сильно затусована.

Как установлено, большинство олистостром в Тувинской, Восточно- и Западно-Саянской частях АСО относятся к ремобилизованным. О трудности картирования олистостром говорит и тот факт, что несмотря на хорошее знакомство с олистостромовыми образованиями, многие маршруты приходилось повторять по 2—3 раза. И при этом часть вопросов геологического строения так и оставалась невыясненной.

При картировании олистостром лучше широко использовать зарисовки, чем описания, ибо исключительная изменчивость литологии олистостромовых образований на расстояниях даже десятков сантиметров требует многих страниц текста для их описания, которое однако не отражает всей сложности строения разных частей олистостром.

Картографическое изображение олистостромовых образований при геологосъемочных работах разного масштаба зависит от размера тела олистострома, ее внутреннего строения (в частности, от размеров олистолитов) и технической возможности самой карты. В общем случае, в зависимости от сочетания этих условий, возможны три варианта рисовки олистостром на геологических картах (рис. 35):

— для геологических карт масштаба 1 : 200 000 и мельче для показа олистостром представляется целесообразным использовать условный знак. Учитывая главное свойство матрикса олистостромовых образований — брекчиевость, — предлагается использовать условный знак брекчий. Тот же знак можно использовать и для среднемасштабных карт в случае мелких размеров олистостромовых тел и их мелкоолистолитового внутреннего строения. Ввиду геологической важности олистостромового офиолитового состава для ее показа предлагается несколько оттенить олистостромовый знак;

— для карт среднего масштаба при достаточных размерах олистостромовых тел, но с мелкими олистолитами, предлагается использовать сочетание олистостромового и общепринятого литологического знака;

— для среднемасштабных карт и, как исключение, для мелко-масштабных при значительных размерах олистостромовых тел и крупных (масштабных) размерах олистолитов в дополнение к олистостромовому условному знаку вводится знак олистолитов с общепринятым литологическим наполнением.

В случае сложного строения олистостромовых тел используется сочетание условных обозначений.

Для олистотриммы предлагается использовать знак олистолита без условного знака олистостромов.

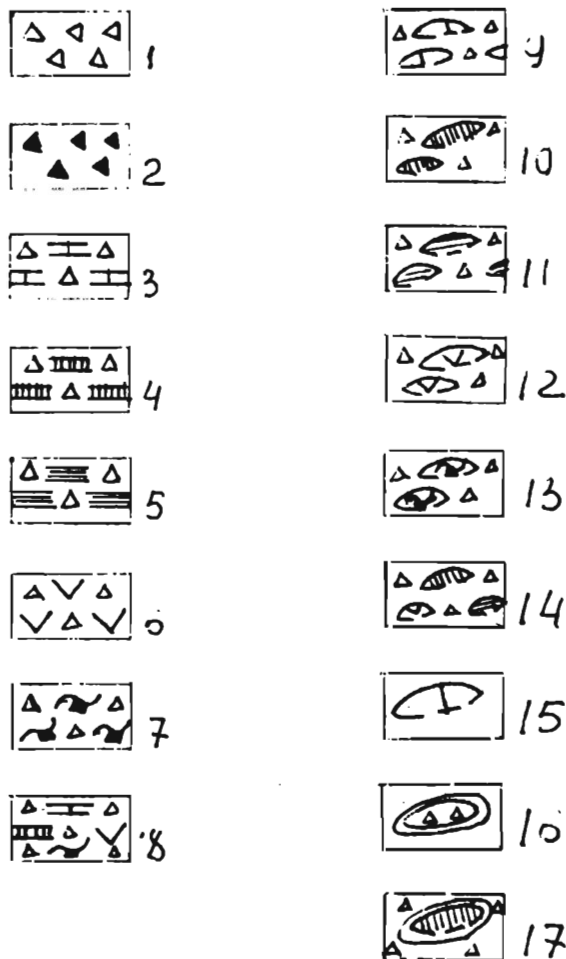


Рис. 35. Принципиальный вариант условных обозначений для олистостромовых образований (1—2 — для геологических карт масштаба 1 : 200 000 и мельче; 3—17 — для карт среднего масштаба).

Олистостромы 1 — смешанного и 2 — существенно офиолитового состава. Олистостромы с мелкими олистолитами: 3 — существенно карбонатного, 4 — существенно кварцитового (фтанитового), 5 — существенно туфокремнистого, 6 — существенно вулканомиктового, 7 — существенно серпентинитового и 8 — смешанного состава. Олистостромы с крупными (масштабными) олистолитами с преобладанием олистолитов: 9 — карбонатного, 10 — кварцитового (фтанитового), 11 — туфокремнистого, 12 — серпентинитового и 14 — смешанного состава (пунктиром обозначена подошва олистолита). Олисториммы — 15. Ремобилизованные олистостромы — 16 и олистолиты — 17.

Для ремобилизованной олигостромы и ремобилизованных олигостолитов предлагается окружать их еще одной линией.

Расчет дополнительных затрат на детальные АФС масштабов 1 : 10 000 и 1 : 5 000 в настоящее время произвести трудно. Если учесть, что участки олигостромовых образований в среднем составляют 5—10 % площади геологосъемочных работ, то прибавка к стоимости всех работ будет незначительна, да и это с лихвой окупится качеством съемки.

Опыт подсказывает, что не только полезно, но и необходимо производить детальную аэрофосъемку масштаба 1 : 10 000 для площадей с очень сложным геологическим строением (зон скучивания, меланжа). Кстати, эти площади можно наметить уже сегодня.

Заключение

Знание олигостром имеет прямое отношение ко всем разделам региональной геологии (стратиграфии, тектонике, магматизму, полезным ископаемым) и, как следствие, к качеству геологосъемочных работ.

В олигостромовых образованиях содержится значительная (в современных условиях) информация о геодинамике прошлых зон субдукции (проходила субдукция с обдукцией, аккрецией или нет), а также о степени активности в прошлом субдукционных структур в целом.

Наиболее информативен при выявлении и картировании олигостром дистанционный метод. Как наиболее оптимальный для картирования рекомендуется АФС масштаба 1 : 10 000. Для получения дополнительной информации предлагается увеличение с негативов АФС фотопутем. Предлагается также использовать аэрофотосъемку масштаба 1 : 10 000 для площадей с очень сложным геологическим строением (зон скучивания и меланжа), а АФС масштаба 1 : 2000 — на участках детальных поисково-разведочных работ.

При расчете затрат на геологосъемочные работы не следует забывать обо всех «штуках» олигостром и во что они обходятся региональной геологии и народному хозяйству.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А. А., Богданов Н. А., Белобжский С. Г. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 60—72.
2. Алтай-Саянская область. Сводный путеводитель экскурсий 050, 058 27-го Международного геологического конгресса. Новосибирск, Наука, 1984. 180 с.
3. Белостоцкий И. И. Тектонические покровы. В кн.: Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ. М., Недра, 1977, с. 120—179.

4. *Белостоцкий И. И.* Зоны меланжа и хаотических структур. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнослоистованных толщ. М., Недра, 1977, с. 114—156.
5. *Берзин Н. А.* Геотектоническая обстановка формирования олистостром Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы. Сиб. отд. АН СССР. — Геол. и геофиз., 1987, № 1, Новосибирск, Наука, 1987.
6. *Богданов Н. А.* Глубоководное бурение — основные результаты и направления работ. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М., Наука, 1984.
7. *Вассоевич П. В., Божаяев М. М.* Происхождение глыбовых брекчий в каменноугольном флише восточного склона Среднего Урала. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 6.
8. *Гончаренко А. И., Баранов М. А., Сибилев А. К.* Пластические деформации и петроструктура офиолитов Иджимского массива (Западный Саян). — В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, 1980.
9. *Диденко А. Н. и др.* Палеомагнетизм офиолитов Ягельного комплекса Корякского нагорья. — Геотектоника, 1990, № 6.
10. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М., 1979.
11. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. И.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976.
12. *Книппер А. Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, № 6.
13. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 267, 1975.
14. *Книппер А. Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. — Геотектоника, 1978, № 2.
15. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978.
16. *Леонов М. Г.* Олистостромы и их генезис. — Геотектоника, 1978, № 5.
17. *Леонов М. Г.* Олистостромы в структурах складчатых областей. М., Наука, 1981.
18. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении. М., Наука, 1988.
19. *Лукьянов А. В. и др.* Псевдотиллиты, связанные с тектоническими покровами. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, т. 40, вып. 5.
20. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., Мир, 1984.
21. *Никитчин А. П. и др.* Геологическая карта Тувинской АССР, 1983.
22. *Пейве Л. В.* Океаническая карта геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
23. *Семенов Г. Г., Любалинская З. П.* Вариолит-диабазовые породы Куртушибинского хребта в Западном Саяне. — В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972.
24. *Семенов Г. Г.* Развитие центральной части Саяно-Алтайской складчатой области с позиции тектоники плит (в связи с вопросами палеореконструкций). Экспресс-информация, общая и региональная геология, геологическое картирование, вып. 1. М., 1983.
25. *Смирнов Г. А.* Верхнерифейская олистострома на восточном склоне Южного Урала. — Ежегодник, Свердловск.
26. *Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и позднемерловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, 1977.
27. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974.
28. *Ставский А. П., Чехович В. Д. и др.* Палинологические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиции тектоники литосферных плит. — Геотектоника, 1988, № 6.
29. *Сю. К.* Развитие Береговых хребтов Калифорнии в мезозое (повторный обзор). — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., Мир, 1976.

30. Трифионов В. Г., Макаров В. И. Корреляция структурных планов различных горизонтов литосферы. — В кн.: Геологическое изучение Земли из Космоса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 317, 1978.
31. Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. В кн.: Тектоника Альпийской области. М., Мир, 1965.
32. Хаин В. Е., Лобковский Л. И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов. — Геотектоника, 1990, № 6.
33. Хатчисон Ч. С. Наращивание континентальной коры, столкновение континентов и поиски полезных ископаемых в Юго-Восточной Азии. — В кн.: Живая планета Земля. Импакт, 1988, № 1.
34. Хоментовский В. В., Гибшер А. С. Раннекаледонская моласса на северо-западе Восточного Саяна. — В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Сб. научн. тр., Новосибирск, 1980.
35. Шульц С. С. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Л., Недра, 1991.
36. Щерба И. Г. Олистострома в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5.
37. Эльтер П., Тривизани Л. Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., Мир, 1976.
38. Marchetti M. The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. — In: Congr. Geol. Intern. 20th Ses. Mexico, 1957.
39. Richter D. Olistostrom, olistholit, olisthotrimma und olistoplaca als Merkmale von gleit- und Resedimentations-Vorgängen infolge synsedimentärer tectogentischer Bewegungen in Geosynklinalen berichen. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1973, Bd. 43, H. 3, S. 304—344.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Раздел 1. Хаотические комплексы палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня (В. М. Ненахов, В. Ю. Лыточкин, А. С. Перфильев, Л. В. Кузнецов)	8
Введение	11
Олистоостромы, их генезис и особенности строения	43
Тектонические меланжи	64
Микситы сложного генезиса	67
Микситы и их значение при геологическом картировании	83
Заключение	85
Список литературы	85
Раздел 2. Хаотические комплексы мезозойско-кайнозойской Корякской аккреционной области (А. П. Ставский, О. Л. Морозов, В. Г. Сафонов, О. С. Берзнер)	88
Введение	—
Крагкий обзор геологического строения и истории развития Анадырско-Корякского региона	—
Майишцкая тектоническая зона	94
Эконайская тектоническая зона	110
Пекульнейская тектоническая зона	123
Результаты исследований	151
Список литературы	166
Раздел 3. Хаотические комплексы Алтае-Саянской области (Г. Г. Семенов, В. Г. Михайленко)	168
Введение	169
Олистоостромы и их значение в региональной геологии (на примере АСО)	174
Олистоостромы	177
Строение олистоостромовых комплексов	186
Картировочные признаки олистоостром	208
Тектоника плит и геодинамические типы олистоостром	223
Рекомендации по картированию олистоостром	227
Заключение	227
Список литературы	227

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ
ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпущено ВСЕГЕИ по заказу Центра «Геолкарт»

Редактор *В. И. Гинцбург*

Технический редактор *А. А. Иванова*

Подписано в печать 28.12.92. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура
Литературная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,5. Ус. кр.-отт. 15,4.
Уч.-изд. л. 15,97. Тираж 1000 экз. Заказ 323. Цена договорная.

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72.