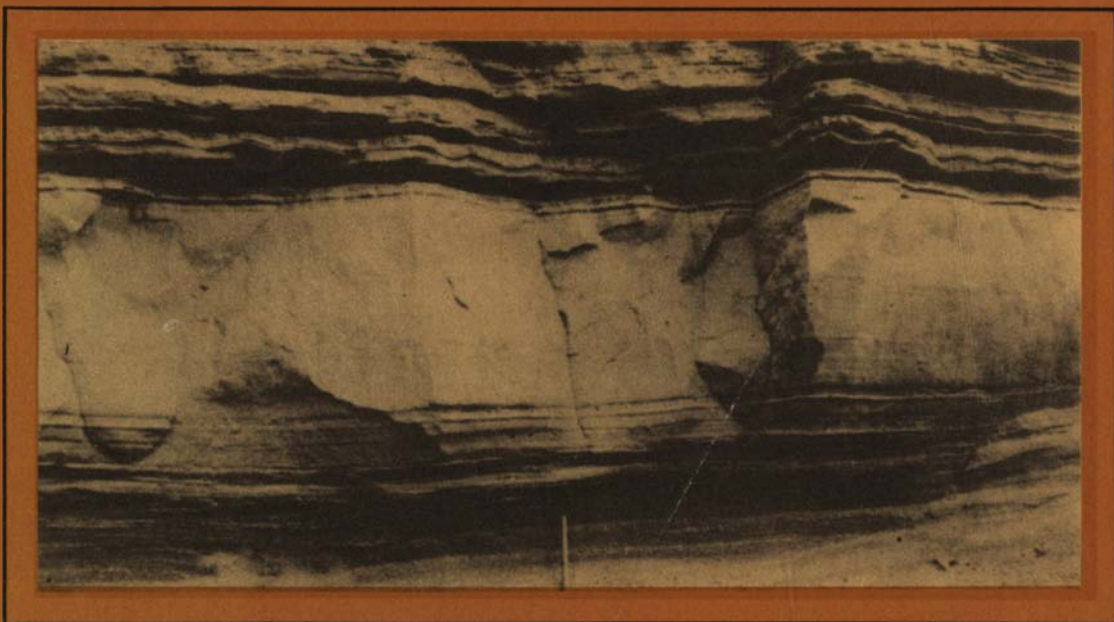


299



Т. Н. КРЕМЕНЕЦКАЯ

РЕЧНЫЕ, ЛАГУННЫЕ,  
ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
РАЙОНАХ  
(КАМЧАТКА)



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Т. Н. КРЕМЕНЕЦКАЯ

РЕЧНЫЕ, ЛАГУННЫЕ,  
ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
В ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ  
(Камчатка)

*Труды, вып. 299*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1977

Academy of science of the USSR  
Order of the Red Banner of labour Geological Institute

T. N. Kremenetskaya  
**FLUVIAL, LAGOONAL, LACUSTRINE DEPOSITS  
OF VOLCANIC REGIONS**  
(Kamchatka)

*Transactions, vol. 299*

---

Речные, лагунные, озерные отложения в вулканических районах (Камчатка). Кременецкая Т.Н. Труды ГИН, вып. 299. М., "Наука", 1977 г.

На примере плиоцен-четвертичных и современных отложений рассматривается влияние вулканизма на седиментацию. Это влияние отражается в структуре, первичных и вторичных текстурах пород, в особенностях аутигенного минералообразования в них, а также в стратификации и фациальном составе. Наиболее ярко влияние вулканических факторов проявляется в строении озерных и аллювиальных толщ, сформировавшихся вблизи вулканов. С удалением от активных вулканических центров в обстановках лагун и дельт направляющая роль вулканических факторов уменьшается, уступая место фациальным факторам. Аллювиальным отложениям присуща большая фациальная изменчивость, повышенная мощность и преимущественно констративный тип строения толщ, отражающих вулканическую и экзогенную ритмичность в поступлении обломочного материала. В дельтовом комплексе поступление больших количеств вулканического материала приводит к меньшему развитию болотных и озерных фаций и увеличению отложений речных выносов и аллювиальных, а также небольшой мощности дельтовых циклов и обратной их сопряженности с аллювиальными циклами. В лагунно-озерных условиях многократное чередование вулканической и фоновой аккумуляции в водоемах приводит к очень сложному строению толщ по вертикали и латерали, большой их изменчивости, а также повышенному темпу лагунно-озерной седиментации.

Табл. 1. Илл. 33, библи. 85 назв.

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

Н.В. Ренгартен

Editorial board:

Academician A.V. Peive (editor-in-chief),  
V.G. Gerbova, V.A. Krashenninikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

N.V. Rengarten

## ВВЕДЕНИЕ

Одна из актуальных проблем современной литологии – изучение вулканогенно–осадочного литогенеза. Основным методом решения этой проблемы является литологическое исследование вулканогенно–осадочных формаций. Среди них большой научный и практический интерес представляют формации, образованные под влиянием наземного вулканизма на поздних и завершающих этапах развития геосинклиналей. Примером таких формаций могут служить верхне–неогеновая и плейстоценовая вулканогенно–осадочные континентальные формации, накапливающиеся в орогенный этап геосинклинального развития в пределах вулканического хребта и его подножий. Среди отложений этих формаций в литологическом отношении сравнительно хорошо изучены образования самих вулканов, их склонов и подножий (Влодавец, 1940; Пийп, 1946, 1956; Заварицкий, 1955; Малеев, 1963; Горшков, Богоявленская, 1965; Краевая, 1969; Краевая, Мелекесцев, 1969; Мелекесцев и др., 1969). Осадки, формировавшиеся на пути вулканов к конечным областям аккумуляции (морям и океанам), исследованы недостаточно.

Перед автором стоял ряд задач: на конкретном примере изучить, как влияет вулканизм на формирование аллювиальных, дельтовых, лагунных и озерных отложений как в плане особенностей слагающих их пород, так и особенностей стратификации образуемых ими голц. Необходимо было выявить специфику генетических признаков пород, выяснить, как влияют разные типы вулканизма в различных ландшафтных условиях на особенности накопления этих отложений и те специфические черты, которые отличают их от невулканических областей. Спектр отложений этого генетического ряда был выбран потому, что они наиболее часто встречаются в ископаемом состоянии, перспективны на полезные ископаемые и менее других изучены в вулканических областях.

Объектами исследования были плиоценовые, четвертичные и современные отложения Тигильского района (среднего течения р. Тигиль, устья р. Этолоны), западного побережья Камчатки (устья рек Ича и Сопочная), Центральной Камчатской депрессии и района подножий Авачинского вулкана. В этом интервале времени в указанных районах наибольшее развитие имели интересующие нас фашии, а формирование отложений происходило в условиях интенсивного наземного вулканизма разного типа и неоднократного изменения климата и ландшафтных условий.

Отложения этого возраста хорошо изучены палеонтологически. В результате геологосъемочных и тематических работ различных организаций в этих районах в главных своих чертах стали известны общие палеогеографические условия образования плиоценовых и четвертичных отложений и эволюция вулканизма в целом. Все это способствовало концентрированию внимания на детальном фациальном анализе отложений выбранного генетического ряда и решению поставленных задач.

В основу работы положен материал, собранный автором при полевых исследованиях в течение ряда лет. В полевые периоды было детально изучено 700 погонных метров разреза; в камеральные – описано 800 шлифов; в лабораториях ГИН выполнены рентгенометрические и химические анализы, ИК–спектры. В работе использовались геологические материалы и результаты аналитических работ, выполненные 9–й экспедицией ВАГТ.

В основу исследований был положен метод фашиально-циклического анализа, разработанный для угленосных отложений в Геологическом институте АН СССР Л.Н. Ботвинкиной, Ю.А. Жемчужниковым, П.П. Тимофеевым и другими в 1959-1970 гг. Этот метод основывается на комплексном исследовании генетических признаков породы, изменений слоев по вертикали и на площади и на выявлении парагенетических связей, фашиальной принадлежности и последовательности образования.

В процессе исследования структурных и текстурных признаков пород в полевых условиях выявилось их большое разнообразие и своеобразие. Породы оказались резко отличными по крупности обломочного материала и его сортировке, очень своеобразными по форме фрагментов и в разных слоях часто резко различными по петрографическому составу. На этом этапе изучения пород особенно важными признаками оказались размер, форма обломков, их взаимное расположение друг с другом, соотношение с заполнителем (количество заполнителя, характер его распределения среди обломков), состав обломков и заполнителя, характер упаковки обломков. В результате изучения этих признаков были выделены такие типы пород, как туфы, тефроиды, грубообломочные смешанные породы, туффиты, вулканотерригенные и терригенные породы по терминологии, принятой в "Классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных пород" (1970).

По характеру поверхности фрагментов, их внутреннему строению, соотношению друг с другом среди туфов и грубообломочных смешанных пород были выделены две разновидности, из которых одна образовалась из холодного, другая - из горячего вулканокластического материала.

На основе определения генетических признаков пород (структуры, текстуры, органических остатков, конкреций, изменения слоя по разрезу, контактов и переходов, мощности и др.) выделялись литогенетические типы, устанавливалась генетическая и парагенетическая связь между ними и направленность в изменении их диагностических признаков. Прослеживалось пространственное размещение комплексов литогенетических типов и сравнивалось с размещением пород определенных фаций. После выявления и сравнительного анализа всех признаков фация получала свое название. Под фацией понимается совокупность физико-географических условий образования осадка, выраженных в литогенетических типах, тесно между собой связанных (Ботвинкина, 1954). Названия генетических типов давались по классификации Л.Н. Ботвинкиной (1972).

Влияние вулканизма на седиментацию осадков рассматривалось с разных позиций. Сначала прослеживалось влияние какого-нибудь одного типа вулканизма, например взрывного в отложениях определенной фашиальной обстановки. Наблюдения над изменениями вулканотерригенных и терригенных пород этой фашиальной обстановки давали представление о характере терригенной седиментации. Наблюдения в этих же разрезах над смешанными породами (туффитами) позволяли следить, как фоновую терригенную седиментацию изменяет примесь пирокластического материала. И наконец, отмечаемая частота и ритмичность в появлении туфов, тефроидов и грубообломочных смешанных пород давали возможность судить о том, в каких соотношениях находилась терригенная седиментация с вулканогенной. Затем прослеживалось влияние этих же типов вулканизма в разных фашиальных комплексах. Кроме воздействия на отдельные генетические признаки пород, выяснялось, как вулканизм сказывается на соотношении генетических типов в комплексе, на явлениях цикличности и ритмичности в их строении.

При изучении аутигенных минералов обращалось внимание на их связь с составом пород и фашиальными условиями образования. Исследовалось их распространение по разрезу и на площади.

В заключение пользуюсь возможностью выразить благодарность Л.Н. Ботвинкиной, Н.В. Ренгарден, Н.В. Пашалы, В.Н. Разумовой, Л.И. Боголюбовой, В.И. Копорулину, В.Н. Синельниковой, В.А. Ерошеву-Шаку, А.Р. Гептнеру, Л.Н. Котовой, Ю.А. Лаврушину за большую помощь, которая была мне оказана в консультациях и советах.

**КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ИССЛЕДУЕМЫХ РАЙОНОВ**

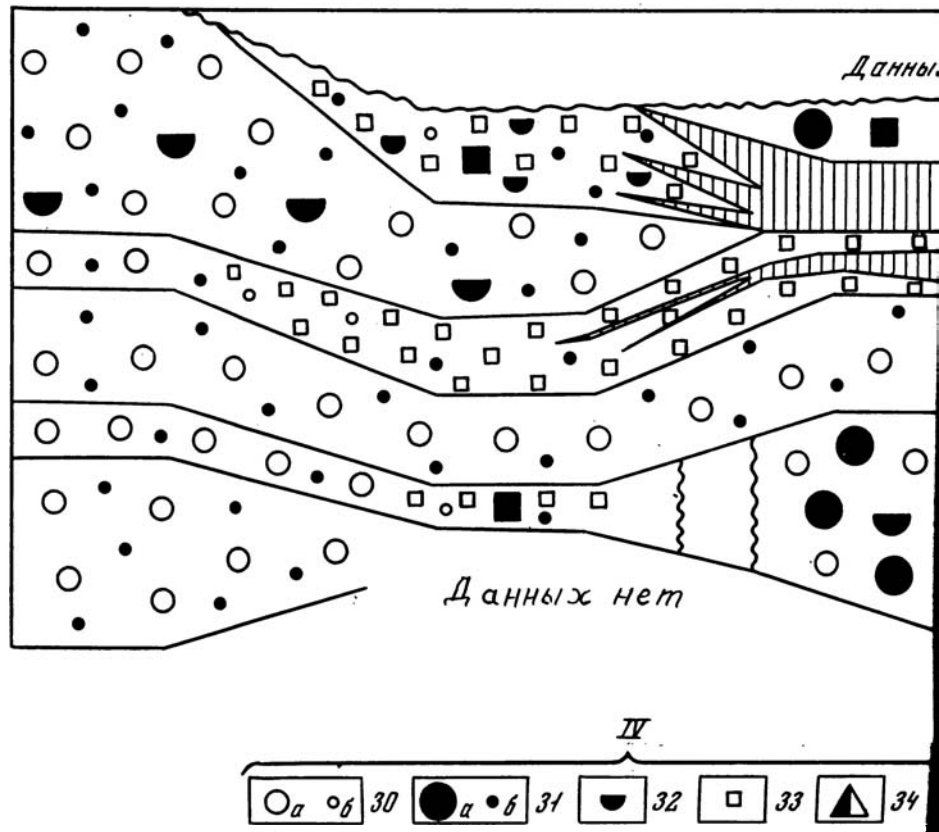
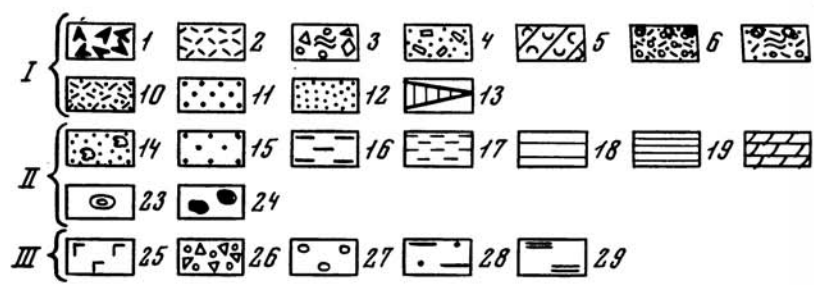
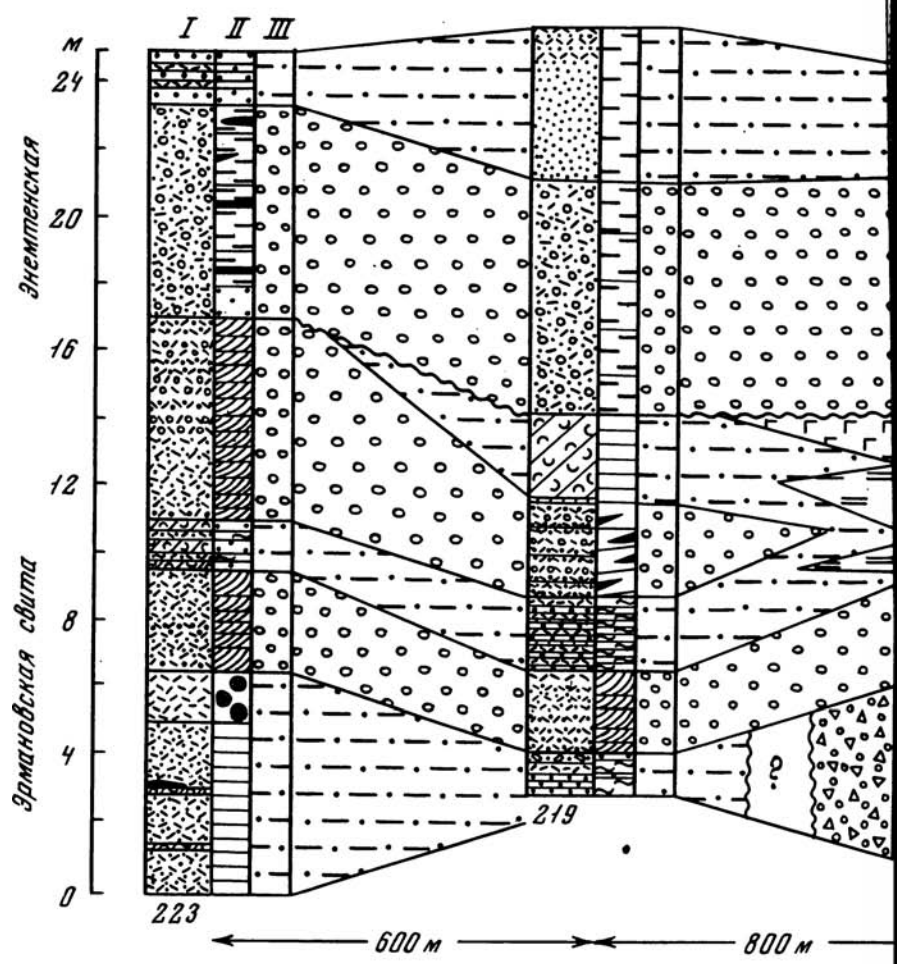
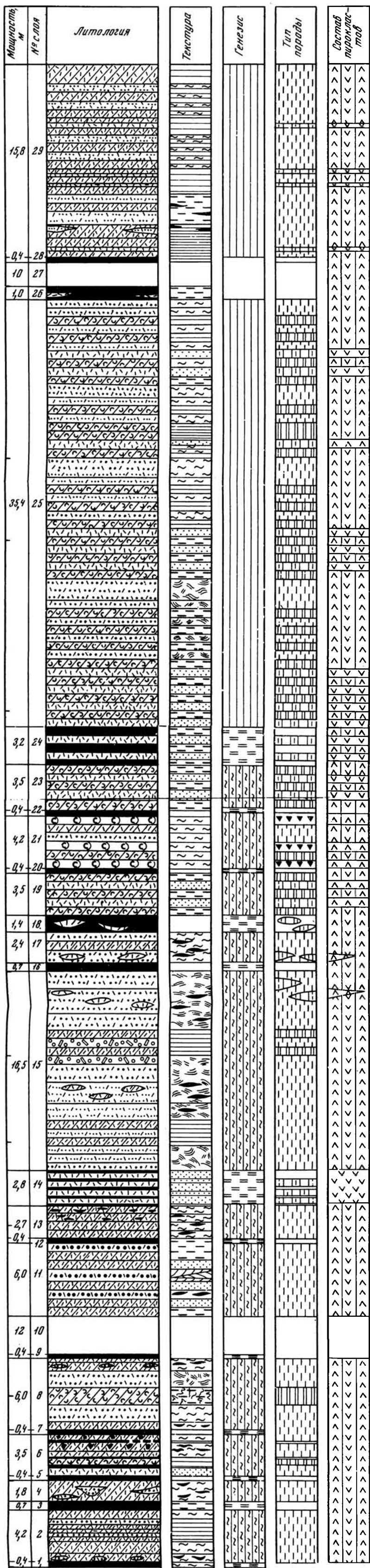
По работам М.Ф. Двали (1939), И.Б. Плешакова (1939), Б.Ф. Дьякова (1936, 1955), Л.В. Криштофовича (1947), А.В. Криштофович, А.П. Ильиной (1961), В.В. Меннера (1962), В.В. Меннера, В.Н. Куликовой (1961), А.Р. Гептнера (1961, 1968), В.Н. Синельниковой (1967), В.Н. Синельниковой, Ю.Г. Друшица (1971), А.И. Челебаевой (1971), А.И. Челебаевой и др. (1966) и геологосъемочным работам, проводимым геологами ВАГТа в среднем течении р. Тигиль и на западном побережье Камчатки (фиг. 1), стали известны стратиграфическое положение выделяемых в этих районах свит, вещественный состав и палеогеографические условия формирования отложений.

За основу возрастного расчленения вулканогенно-осадочных пород в настоящей работе принята схема Охинского стратиграфического совещания (Материалы совещания..., 1961). Согласно этой схеме, отложения этолонской и залегающей выше эрмановской свит относятся к верхней подсерии кавранской серии и имеют возраст верхний миоцен-плиоцен. Энемтенская свита условно помещена между плиоценом и плейстоценом.

Отложения этолонской свиты в среднем течении р. Тигиль представлены серыми и зеленовато-серыми туфами кислого, среднего и основного состава, тефроидами, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с сидеритовыми конкрециями, с прослоями туфогравелитов, туфоконгломератов, лигнитов и бурых углей. В составе пирокластического материала в этолонских отложениях преобладают пироксены при подчиненной роли амфиболов. Видимая мощность свиты - 200 м. В этолонское время в указанных районах общее поднятие территории вызвало регрессию моря. В то время, когда на западном побережье в районе устья р. Этолоны существовали морские условия, в среднем течении р. Тигиль господствовали континентальные. Осадконакопление здесь происходило в лагунах, постепенно утрачивающих связь с морем и периодически заболачивающихся. Терригенный и вулканический эксплозивный материал, видимо, поступал со стороны Срединного хребта, так как осадки заметно грубеют к хребту. Одновременно в область аккумуляции поступали вулканические продукты андезитового и дацитового, а в среднем течении р. Тигиль и андезито-базальтового состава.

Проведенный автором детальный фашиальный анализ позволил выделить среди образований этолонской свиты отложения центральных, относительно глубоких и мелководных частей лагун, а также отложения речных выносов (подводной дельты) и болотные.

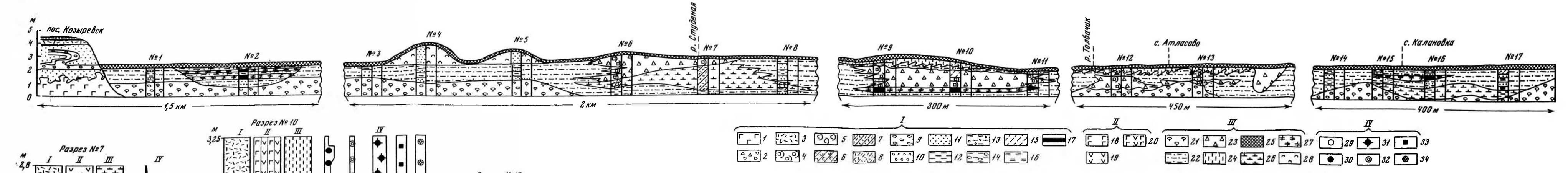
Эрмановская свита в среднем течении р. Тигиль представлена туфами основного и кислого состава, косослоистыми туфоконгломератами, туфогравелитами, песчаниками и туфопесчаниками, голубыми и рыжими глинами, к которым приурочены прослой и линзы лигнитов и бурых углей. В районе горы Тхалныч, по ручью Зессл, на левом берегу р. Тигиль среди указанных пород свиты наблюдались пласты базальтов, характеризующихся повышенным содержанием щелочных аломосиликатов, пониженным количеством аноритовой молекулы и более или менее резким преобладанием калия среди щелочей. В ней так же, как и в эрмановских отложениях (Точилинский разрез) устья р. Этолоны (Гептнер, 1968), в низах свиты преобладают роговообманковые туфы,



Фиг. 2. Отложения речной долины вблизи устья р. Кзыл. ный профиль (вверху) и совмещенный с ним профиль (в аутигенных минералов в слоях

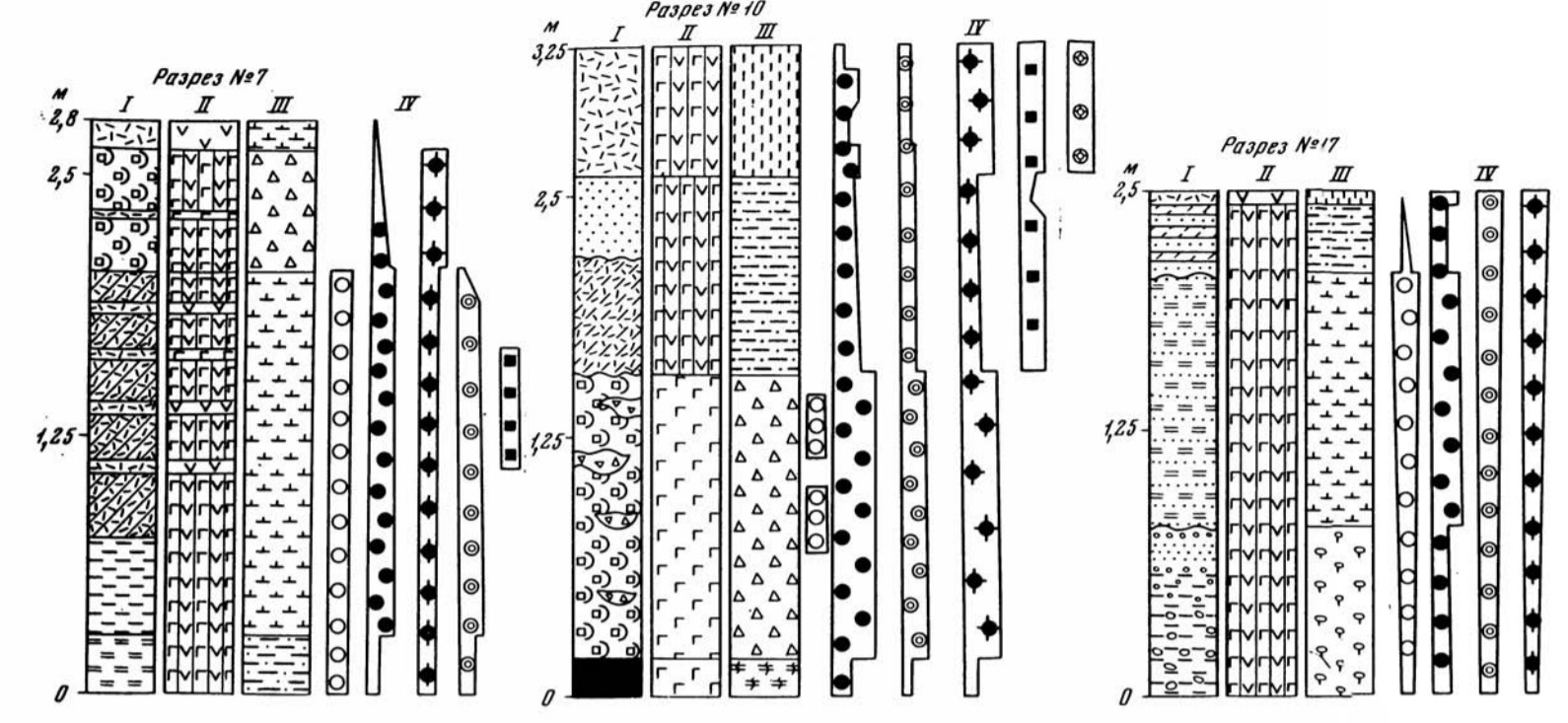
I - литологическая колонка: 1 - шлаки, 2 - конгломератобрекция с обломками пемзы и глыбами эффузива мелкообломочный, 5 - туффит тонкообломочный, 7 - туфоконгломерат с обломками пемзы, 8 - туфогрчаник крупнозернистый, 10 - туфопесчаник мелкозернистый, 12 - тефрогенный песок, 13 - бурый ра: 14 - беспорядочная с включениями глыб, 15 - масс слоистость нечеткая, крупная, горизонтальная, 17 - не зонтальная, 18 - правильная, горизонтальная, выдержан тальная, ритмическая, равномерная, 20 - косая одно ная, горизонтальная, прерывистая, волнистая, 22 - лие крещионная, 24 - нарушенная биогенная; III - генет ложений: 25 - лавовые, 26 - лахаровые, 27 - русли 29 - отложения болот; IV - аутигенные минера нит (а - много, б - мало), 31 - гидроокислы желе мало), 32 - хлорит, 33 - каолинит, 34 - сидерит,

Фиг. 20. Разрез лагунного комплекса в отложениях эрмандовской свиты на левом берегу р. Этолона. Условные обозначения см. на фиг. 19



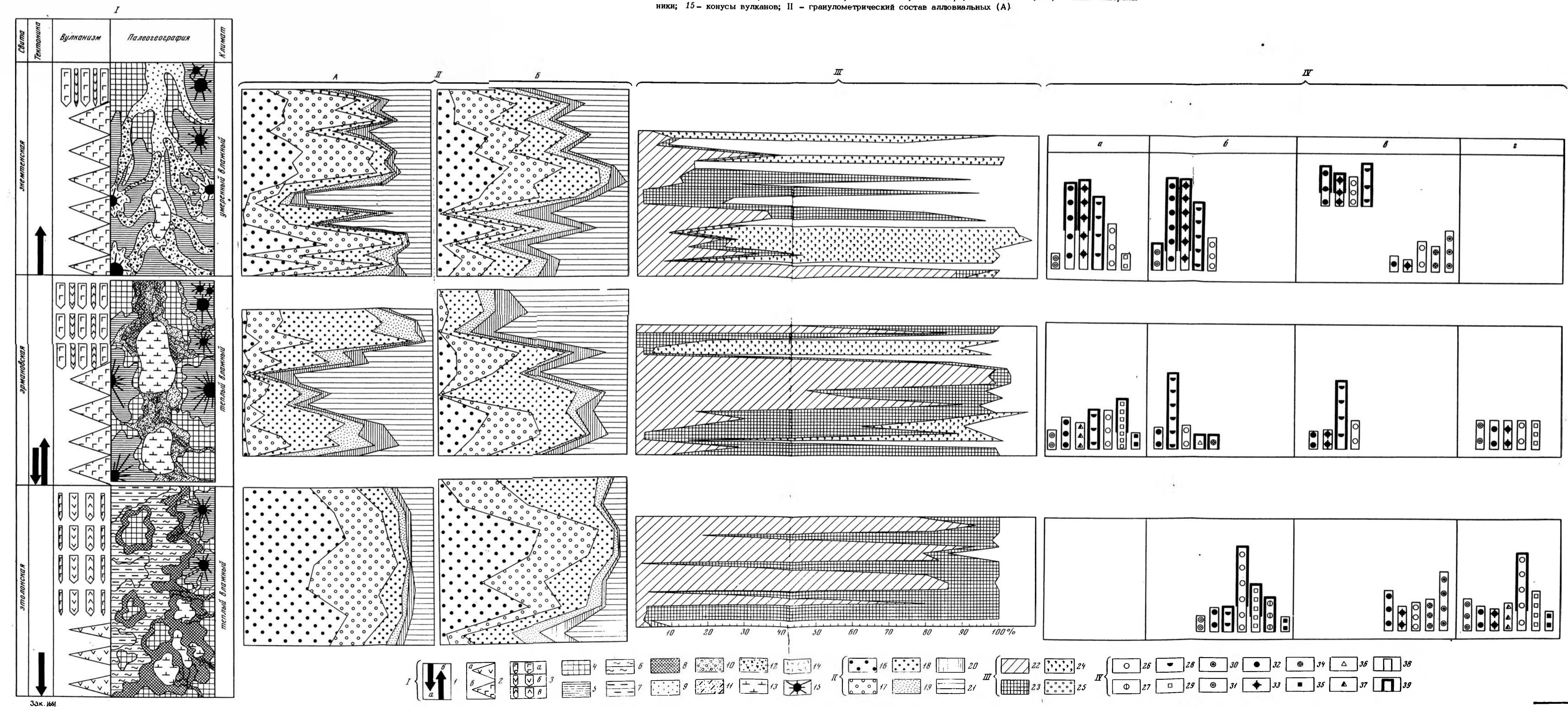
Фиг. 4. Фациальный и вещественный состав голоценовых пойменных отложений в долине р. Камчатка в районах активных вулканов (пос. Козыревск, реки Студеная, Толбачик, с. Атласово) и в удалении от них

суглинок, 17 - торф; II - пирокласты: 18 - базальты, 19 - андезиты, 20 - андезито-базальты; III - генетические типы отложений: 21 - русловые, 22 - пойменные, 23 - вулкано-пролювиальные, 24 - отложения пеплопадов, 25 - почвенно-пирокластические, 26 - озерные, 27 - отложения болот, 28 - эоловые; IV - аутигенные минералы: 29 - монтмориллонит, 30 - гидрокислы железа, 31 - гидрокислы марганца, 32 - сульфиды железа, 33 - опал, 34 - цеолиты

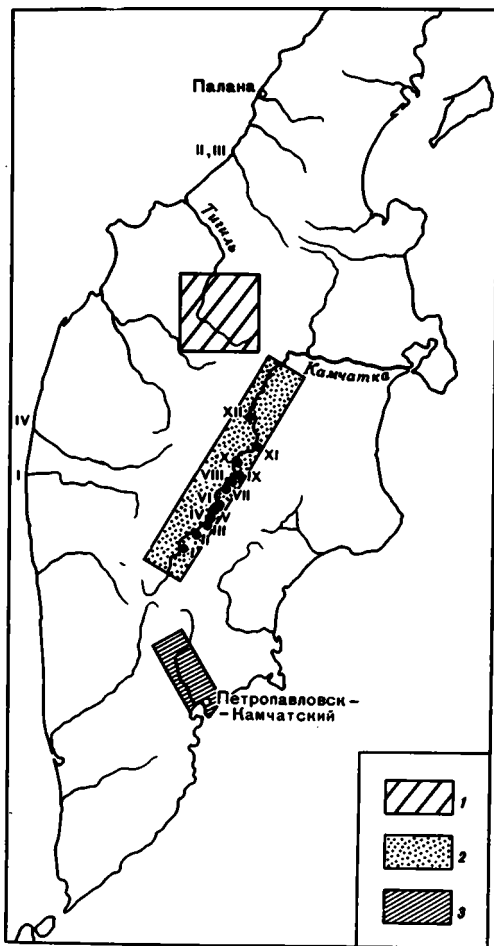


Фиг. 31. Схема корреляций между осадкообразующими факторами (I), гранулометрическим составом (II): А - аллювиальные отложения, Б - озерные отложения, минералогическим составом осадков (III) и аутигенным минералообразованием в них (IV)

и озерных (Б) отложений по фракциям (в мм): 16 - 1-0,5; 17 - 0,5-0,25; 18 - 0,25-0,1; 19 - 0,1-0,05; 20 - 0,05-0,01; 21 < 0,01; III - соотношение минералов тяжелой фракции (в %): 22 - пироксены, 23 - амфиболы, 24 - рудные, 25 - оливин; IV - распространение диagenетических и гидротермальных минералов по свитам и фациям: а - аллювий, б - озерные (слева - долинные, справа - приморские), в - речные выносы (слева - в опресненных, справа - в морских водоемах), г - лагуны: 26 - монтмориллонит, 27 - гидрокислы железа, 28 - хлорит, 29 - каолинит, 30 - глауконит, 31 - пирит, 32 - гидрокислы марганца, 33 - гидрокислы марганца, 34 - цеолиты, 35 - опал, халцедон, 36 - кальцит, 37 - сидерит, 38 - диagenетические минералы, 39 - гидротермальные минералы







Фиг. 1. Схема расположения районов исследований на Камчатском полуострове

1 - в среднем течении р. Тигиль; 2 - в долине р. Камчатка (яры: I - Генераловка, II - Половинка, III - Крутой, IV - Девиный, V - Маленький, VI - Средний, VII - Большой, VIII - Недоступный, IX - Катун, X - Диатомитовый, XI - Длинный, XII - Каледыч); 3 - у подножий Авачинского вулкана. Места составления разрезов: I - устье р. Ича, II, III - устье р. Этолоны, IV - устье р. Сопочной

хотя здесь же встречаются и ширококислые.

Характерная черта туфов нижнеэрмановской подсвиты - большое количество базальтической роговой обманки, плеохроирующей в красно-бурых тонах, а также увеличение содержания циркона. Для верхних частей свиты характерно меньшее содержание амфиболов и увеличение количества пирокластического апатита. Видимая мощность свиты - 140 м. Проведенный автором фашиальный анализ позволил установить широкое распространение в ней аллювиальных, дельтовых и озерных отложений. В Точилинском разрезе породы эрмановской свиты представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами с

прослоями пепловых туфов среднего и кислого состава, туфодиатомитов, лигнитов, бурьих углей, туфогравелитов и туфоконгломератов.

В эрмановское время в среднем течении р. Тигиль и в устье р. Этолоны установились континентальные условия. Осадконакопление происходило в лагунах, утративших связь с морем, в пресноводных условиях, в озерах, в дельтах рек, болотах и сопровождалось образованием лигнитов и бурьих углей. Угленакопление способствовал теплый и влажный климат. В среднем течении р. Тигиль среди вулканогенно-осадочных и осадочных отложений отмечается все большее количество грубообломочных туфов базальтового состава и покровов базальтов. При этом, видимо, продолжалось и поступление андезитового и дацитового вулканокластического материала. В устье р. Этолоны поступал только пепловый андезитовый и дацитовый материал. Неполная мощность свиты - 160 м.

По данным Ю.Н. Григоренко (Литолого-фашиальная..., 1968) и А.Р. Гептнера (1968), эрмановская свита в Точилинском разрезе сложена континентальными лагунно-озерными, болотными и аллювиальными осадками. По мнению автора, здесь не столь широко развиты аллювиальные, сколько дельтовые отложения речных выносов (подводной дельты в лагунных и озерных водоемах).

В конце кавранского этапа отложения кавранской серии в сахалинскую фазу складчатости были смяты в очень пологие брахиформные складки (Власов, Кленов, 1964; Горячев, 1966). В результате последовавшей за складчатостью эпохи поднятия и размыва кавранские отложения в среднем течении р. Тигиль были смыты на глубину 200-300 м (Кременецкая, 1970). В этот период

времени в древних долинах и на склонах накапливались маломощные аллювиальные, аллювиально-озерные и пролювиальные отложения энемтенской свиты. Вулканическая деятельность проявлялась в форме эффузий и эксплозий базальтов и андезито-базальтов. Периодически из отдаленных вулканических центров поступал материал андезитового и дацитового состава.

Энемтенская свита в среднем течении р. Тигиль с угловым несогласием и размывом залегает на отложениях эрмановской свиты и более древних образованиях и перекрывается вулканогенными четвертичными образованиями. Отложения свиты представлены сильно обохренными и омарганцованными туфоконгломератами, конгломератобрекчиями, туфами основного и среднего состава, туфопесчаниками, песками и глинами с пепловыми прослоями, лавами и лавобрекчиями базальтового и андезито-базальтового состава. В составе пирокластического материала в низах свиты преобладают пироксены (80-90%), в верхах - амфиболы (70-80%). Среди амфиболов много щелочных (арфедсонит, глаукофан). По химическому составу эффузивы энемтенской свиты представляют собой насыщенные кремнеземом умеренно богатые щелочами породы. По количеству цветных компонентов они близки к средним базальтам Среднего хребта. От этих средних типов и от нижнечетвертичных лав сходного состава они резко отличаются повышенным количеством щелочных алюмосиликатов, пониженным значением аортитовой молекулы, а также значительным преобладанием калия среди щелочей. Мощность свиты - 10-15 м.

Энемтенские отложения в устье р. Ича (у пос. Ичинского) представлены туфопесчаниками, туффитами, пепловыми туфами основного и среднего состава, туфоалевритами и тефроидами с линзами лигнитов и конкрециями сидеритизированных песчаников. В устье р. Сопочная разрез энемтенских отложений слагают песчаники с прослоями глин, туфопесчаники и туффиты. Изредка среди них встречаются пепловые туфы. Мощность энемтенских отложений в ичинском разрезе 25 м, в устье р. Сопочная - 35 м.

Проведенный автором фациальный анализ позволил установить, что в Ичинском разрезе энемтенские отложения представлены подводно-дельтовыми отложениями в опресненной лагуне, озерными вулкано-пролювиальными, лахарово-аллювиальными, пойменными и болотными (Кременецкая, 1972б), а в разрезе у р. Сопочная - морскими подводно-дельтовыми мелководными, лагунными, баровыми отложениями. В морскую дельту р. Сопочная наряду с терригенным поступал дальнеприносный пепловый андезитовый и дацитовый материал. В дельтовую область р. Ича наряду с терригенным и дальнеприносным пепловым андезито-дацитовым материалом с лахаровыми и вулкано-пролювиальными потоками поступал андезито-базальтовый и базальтовый материал. Вероятными его поставщиками были Ичинский вулкан и его побочные аппараты.

Начавшиеся в энемтенское время излияния и эксплозии базальтовых лав в четвертичное время развивались с нарастающей силой и завершились формированием крупнейших стратовулканов западных предгорий Среднего хребта - Ичинского, а в среднем течении р. Тигиль - Большого Чекчебона, Большой и Малой Кетепаны.

Изучавшиеся в Центральной Камчатской депрессии верхнеплейстоценовые средние и верхние отложения  $O_3^{2-3}$  залегают на межледниковых аллювиальных  $O_3^1$  и более древних образованиях. Они вскрываются в ярах на правом берегу р. Камчатки в районе Генеральского поднятия и представлены галечниками, песками, алевритами, пелитами, вулканическими пеплами, линзами и прослоями гумусированных алеврито-пелитов.

В отношении генезиса толщи мнения исследователей расходятся. Песчано-гравийно-галечные осадки нижней части, кроме яра Длинного, относились к аллювиальным (Стратиграфия четвертичных отложений..., 1968; Куприна, 1970). Песчано-алевритовые осадки верхней части толщи в разное время рассматривались как озерные (Кушев, Ливеровский, 1940), как "покровные" почвенно-пирокластические (Стратиграфия..., 1968) или делювиально-солифлюкционные образования (Куприна, 1970). В яре Длинном обе части толщи

рассматривались как флювиогляциальные осадки. Н.П. Куприна нижнюю часть толщи в этом яре относила к аллювиальным отложениям р. Камчатки, а верхнюю — к делювиально-солифлюкционным образованиям.

Толща "покровных" отложений формировалась во время верхнеплейстоценового двухфазового оледенения и межфазового промежутка в условиях холодного климата, неблагоприятного для произрастания обильной растительности, в обстановке широкого плоского дна речной долины. Со временем формирования толщи совпала мощная вспышка эксплозивного кислого вулканизма в Восточной Камчатской зоне (Мелекесцев, 1967). О.А. Брайцева и И.В. Мелекесцев считают, что пирокластический материал из этой зоны стал источником для образования толщи "покровных супесей" (Мелекесцев и др., 1969).

Проведенный автором фашиальный анализ позволяет утверждать, что толща имеет аллювиальный генезис, а ее своеобразие вызвано формированием в перигляциальной обстановке при поступлении в область осадконакопления больших масс эксплозивного пеплового материала (Кременецкая, 1973).

Голоценовые отложения, слагающие пойму р. Камчатки, наблюдались на участке с. Калиновка — пос. Козыревск. Они образуют обширную заболоченную аллювиальную равнину с многочисленной сетью рукавов, протоков, брошенных стариц и озер. Со склонов вулканов Ключевской группы на эту равнину поступает огромное количество песчаных наносов так называемых сухих рек и рек с ледниковым питанием. Кроме того, лавовые, лахаровые и агломератовые потоки в течение голоцена выносили свой материал на ее поверхность (Краевая, 1964). Пойма сложена вдали от вулканов галечниковыми, песчаными, алевроитовыми, глинистыми осадками и торфяниками с многочисленными пепловыми прослоями. Вблизи вулканов наряду с перечисленными осадками ее слагают тефрогенные пески, гравийники, валунники, конглобрекчи, грубообломочные туфы пирокластических потоков, лавы (Краевая, 1969; Краевая, Мелекесцев, 1969).

Современные отложения наблюдались в днищах рек Студеная и Пахча, стекающих с вулкана Толбачик, и в днище речки Сухая Авачинская, берущей начало со склонов Авачинского вулкана. Аллювиальные отложения здесь формируются реками, вытекающими из-под ледников. Они сложены валунниками, песками, алевроитами и пелитами. Современный аллювий в ряде мест перекрыт лавовыми и глыбово-валунно-песчаными отложениями водограекаменных потоков, образующихся при бурном таянии льда во время извержений. Вблизи Авачинского вулкана современный аллювий, кроме того, перекрыт туфами пирокластических потоков.

## КОМПЛЕКС ОТЛОЖЕНИЙ РЕЧНОЙ ДОЛИНЫ

Комплекс описываемых отложений слагают аллювиальные осадки с их фашиями и сопряженные с ними почвенно-пирокластические, вулкано-пролювиальные, лахаровые, а также отложения пирокластических и лавовых потоков. В главе дается характеристика аллювиальных отложений и связанных с ними образований иного генезиса. Аллювиальные толщи приобретают существенно отличные черты в разных тектонических и климатических условиях при изменяющемся характере вулканической деятельности. Совместное влияние тектонического и вулканического факторов прослеживается на примере аллювиальных отложений рек с грунтовым питанием, а именно таких, которые формировались сначала в условиях прогибания и эксплозивного характера вулканизма, а затем в обстановке поднятия и эффузивного типа вулканической деятельности. Их характеристика приводится в разделе "Аллювий рек с грунтовым питанием". Роль климатического и вулканического факторов анализируется на примере отложений рек с ледниковым питанием в разделе "Аллювий рек с ледниковым питанием". Объектами исследования служили плиоценовые и современные аллювиальные отложения, характеристика которых проводится в сравнительном плане.

### АЛЛЮВИЙ РЕК С ГРУНТОВЫМ ПИТАНИЕМ

Примером аллювиальных отложений рек с грунтовым питанием могут служить отложения эрмановской и энемтенской свит на левом берегу р. Тигиль, вблизи устья р. Кызыльм (фиг. 2, см. вкладку в конце книги). В разрезах, расположенных один за другим сверху вниз по течению р. Тигиль, вскрываются:

Мощность, м

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Туфопесчаники серые, неравномернозернистые, неясно горизонтально-слоистые, с примазками гумусового вещества, тонкими прослойками (2-3 мм) растительного детрита, с редкими прослоями (8-18 см) углистых туффитов. Границы прослоев с размывами . . . . .  | 5   |
| 2. Туф лито-витро-кристаллокластический, пемзовый, желтовато-зеленый, с брекчиевой текстурой, неслоистый . . . . .   | 1,5 |
| 3. Туфоконгломераты серые, мелкогалечные и туфогравелиты с косой однонаправленной слоистостью, образованной пачками косяк слоев мощностью 15-20 см. Слойки нечетко сортированы, толщиной 2-3 см, либо прямые, либо сходящиеся к основанию, либо мультобразно изогнутые. В пачке много остатков древесины (стволов, сучков и корешков деревьев) . . . . . | 3   |
| 4. Пачка туффитов, желтовато-зеленых, тонкообломочных, неслоистых, с прослоями туфопесчаников крупнозернистых, нечетко горизонтально-слоистых, с многочисленными остатками стеблей и листьев средней сохранности; мощность прослоев 3-5 см . . . . .   | 1,5 |

- 5. Пачка туфопесчаников серых, крупно- и среднезернистых, сменяющихся выше туфоконгломератами мелкогалечными; слоистость аналогична слою 3 . . . . . 6
- 6. Туфоконгломераты желто-серые, средне- и крупногалечные, образующие горизонтальные серии (0,5-1 м) с разной крупностью материала; слоистость в сериях подчеркнута ориентировкой галек длинной осью вдоль напластования. Подчиненно развиты линзы крупнозернистого гравелистого песка; на слое 5 залегают с размылом . . . . . 6,5
- 7. Пачка песков серых, неравномернозернистых, неясно горизонтально-слоистых, с прослойками серых вулканических пеплов. . . . . 2  
Общая мощность по разрезу 25,5 м.

На расстоянии 600 м вниз по течению р. Тигиль от предыдущего разреза в обн. 219 вскрываются:

- 1. Пачка равномерного ритмичного переслаивания туфопесчаников зеленовато-серых, среднезернистых и пепловых туфов розовато-серых; толщина слоев - 1,5-2 см; слоистость выдержанная, правильная, горизонтальная . . . . . 0,5
- 2. Туфы витро-кристалло-кlastические, розовато-серые, неясно горизонтально-слоистые, с линзовидными пропластками (2-3 см) туфопесчаников . . . . . 0,3
- 3. Туффит палево-серый, крупнообломочный, пемзовый, неслоистый, с фрагментами корешков трав, стеблей . . . . . 0,2
- 4. Пачка туфоконгломератов желто-серых, мелкогалечных, выше сменяющихся туфопесчаниками крупнозернистыми. Выделяются серии слоев толщиной 10-15 см (в нижней части) и 5-6 см (в верхней). Слоистость внутри них косая, образованная чередованием прямо сортированных слоев толщиной 2-3 см; Косые слои, сходящиеся книзу, образуют серии мощностью 10-15 см (в каждой серии они направлены в одну сторону); в основании пачки много мелкого растительного шлама . . . . . 2,5
- 5. Пачка правильного ритмического переслаивания туфопесчаников (1-2 см) и тонкообломочных туфов (1,5-1 см) с прослойками (1,5-2 см) растительного детрита. Границы между прослойками постепенные, между их парами - четкие, резкие; слоистость горизонтальная, выдержанная . . . . . 2
- 6. Туфоконгломераты голубовато-серые, средне- и мелкогалечные, в переслаивании с гравелистыми туфопесчаниками; образуют полого срезающие друг друга клиновидные серии с линзовидной слоистостью внутри; слои толщиной 3-5 см нечетко сортированы, отделяются прослойками мелкого растительного шлама . . . . . 3
- 7. Туффиты светло-бурые, мелко- и среднеобломочные, с многочисленными остатками листовой флоры хорошей сохранности, послойно расположенными; мощность прослоев от 0,5-0,3 м в нижней и до 0,1 м в верхней части пачки; внутри прослоев тонкая горизонтальная слойчатость, подчеркнутая скоплениями растительного детрита . . . . . 2,5
- 8. С размылом залегают туфоконгломераты желтовато-серые, слабобцементированные, крупногалечные с линзами мелкогалечных и гравелистого песка, выше сменяющиеся среднегалечными; слоистость нечеткая, горизонтальная, сериная; серии (до 1-1,5 м) клиновидные, полого срезающие друг друга, внутри . . . . .

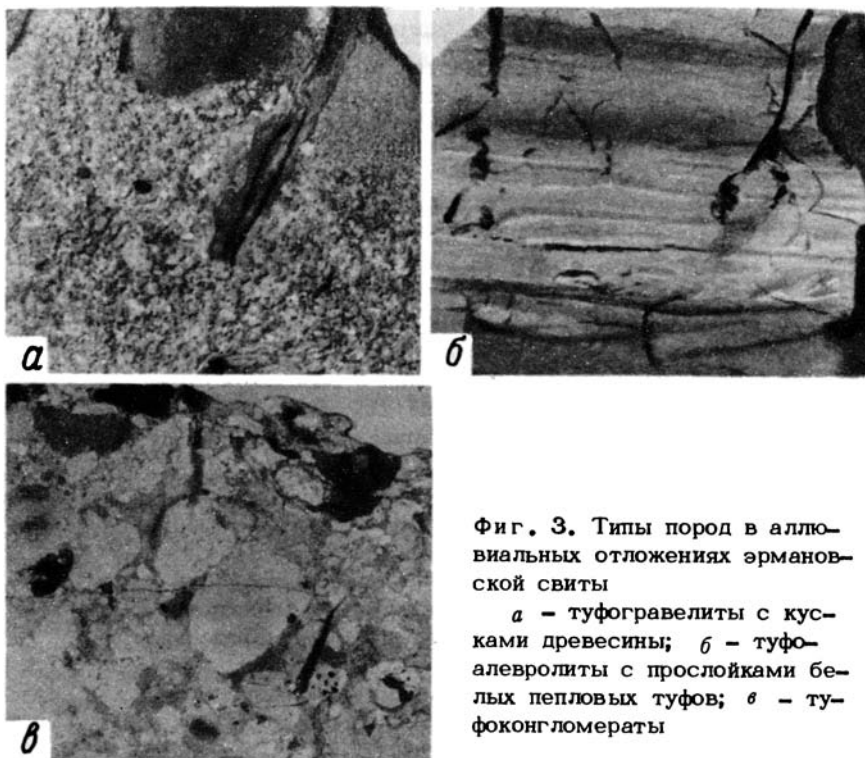
серий – нечеткая линзовидная слоистость; гальки длинной осью ориентированы вдоль напластования . . . . .	5
9. Пески палево-серые, мелкозернистые, алевритистые, неотчетливо горизонтально-слоистые, с прослоями светло-серых вулканических пеплов . . . . .	2
Общая мощность по разрезу 18 м.	

На расстоянии 800 м вниз по течению р. Тигиль от предыдущего разреза в обнажении вскрываются:

1. Конгломератобрекчия светло-коричневая, состоящая из мелких, средних, крупных галек и обломков; обломки в различной степени окатаны; заполнитель, составляющий 20–30% породы, палево-серый мелкообломочный туффит; фрагменты распределены беспорядочно, слоистость отсутствует . . . . .	5
2. Туфоконгломераты, аналогичные слою 4 предыдущего обн. 219	3
3. Пачка туфопесчаников серых, мелкозернистых и бурых углей; в туфопесчаниках неясная горизонтальная слоистость; в плотных рассланцованных бурых углях слоистость обусловлена тонкими (1–2 мм) линзовидными прослойками тонкообломочных туффитов и туфоалевролитов; мощность прослоев туфопесчаников 0,2–0,5 м, бурых углей – от 0,8 до 2 м . . . . .	3,5
4. Красно-бурые шлаки, спекшиеся с обломками туфопесчаников и бурого угля; залегают на размытой поверхности слоя 3. . . . .	1,8
5. Туфоконгломераты средне- и крупногалечные . . . . .	6,5
6. Пески с прослоями вулканических пеплов . . . . .	3
Общая мощность по разрезу 21 м.	

Еще ниже по течению на 600 м (обн. 221) вскрывается следующий разрез толщи:

1. Туфоконгломераты светло-желтые, в нижней части крупно- и среднегалечные, в верхней – мелкогалечные; подчиненно среди них развиты крупнозернистые гравелистые туфопесчаники, в которых рассеяны конкреции сидеритов . . . . .	7,5
2. Пачка ритмического переслаивания туфопесчаников серых, гравелистых и крупнозернистых, с многочисленными остатками листовой флоры хорошей сохранности и бурых плотных углей, рассланцованных с матовым блеском; в туфопесчаниках горизонтальная слоистость образована чередованием прямосортированных слоев мощностью 2–3 см; протяженность слоев до 0,7–1 м. В бурых углях тонкая слоистость (1–2 мм) из-за чередования углистых туфоалевролитов и туффитов; мощность слоев туфопесчаников и бурых углей 0,5–0,6 м. . . . .	5
3. Красно-бурые шлаки, глыбы и куски лавы, размером от 0,5 до 0,8 м; в низах слоя – обломки спекшихся со шлаками туфопесчаников и туфоалевролитов . . . . .	3
4. Туфоконгломераты светло-желтые, крупно- и среднегалечные, с неясной горизонтальной слоистостью, образованной чередованием более и менее крупных разностей; границы между слоями (0,5–0,7 м) неясные . . . . .	5
5. Пески серые, нечетко горизонтально-слоистые, с прослоями серых вулканических пеплов. В нижней части пачки – пески крупно- и среднезернистые, выше постепенно сменяются мелкозернистыми . . . . .	3
Общая мощность по разрезу 23,5 м.	



Фиг. 3. Типы пород в аллювиальных отложениях эрмановской свиты

*a* - туфогравелиты с кусками древесины; *б* - туфоалевролиты с прослойками белых пепловых туфов; *в* - туфоконгломераты

Еще ниже по течению на 800 м разрез толщи (обн. 222) аналогичен предыдущему, но в нем возрастает мощность пластов бурых углей от 1 до 3,5 м, и общая мощность толщи достигает 34,5 м.

Как видно из приведенной серии разрезов, толщу слагают семь сменяющих друг друга типов отложений.

1. Туфоконгломераты (фиг. 3,в) туфогравелиты (фиг. 3,а) с косой однонаправленной слоистостью (отложения нижней части прирусловой отмели).
2. Туфопесчаники (фиг. 3,г), туфоалевролиты (фиг. 3,б), туффиты, туфы с остатками листовой флоры, неяснослоистые или отчетливо горизонтально-слоистые (пойменные).
3. Вклинивающиеся в тип 1 и 2 конгломератобрекции неслоистые (лахаровые).
4. Бурые угли с прослоями туфопесчаников (болотные).
5. Туфоконгломераты с неясной горизонтальной или пологой клиновидной слоистостью (русловые, стрежневые).
6. Пески неяснослоистые с прослоями вулканических пеплов (отложения верхней части прирусловой отмели).
7. Шлаки и блоки лавы (лавовые).

Типы отложений 1-4 относятся к одному аллювиальному (эрмановская свита) циклу мощностью 17 м, типы отложений 5-7 - к другому аллювиальному циклу (энемтенская свита) мощностью 8-10 м. Аналогичный описанному разрез, но в более древних этолонских отложениях, наблюдался на правом берегу р. Зесхл. Ниже приводится фациальная характеристика отложений толщи.

1. Отложения нижней части прирусловой отмели слагают туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники. Это плохо сортированные породы, состоящие из различно окатанных, преимущественно угловато-округлых обломков и алеврито-песчаного заполнителя. Слоистость в них крупная, косая, однонаправленная, с небольшой мощностью серий (10-15 или 20-30 см) и малой их протяженностью (0,2-0,3 до 0,5 м). Форма косых слойков (прямые, сходящиеся к основанию) сближает эти отложения с береговыми русловыми, а именно отложениями нижней части прирусловой отмели (Ботвинкина, 1962; Лаврушин, 1966).

2. Пойменные отложения представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами средне и хорошо сортированными. Они образуют три варианта пачек: а) туфы с линзами туфопесчаников; б) ритмическое чередование туфопесчаников и туфоалевролитов (или туффитов); в) туфопесчаники с линзами туфоалевролитов (или туффитов). Во всех разновидностях пород содержится большое количество растительного детрита и остатки листовой флоры хорошей сохранности. Внутри слоев отмечается тонкая горизонтальная слоистость. По простиранию пачки часто замещают друг друга. В вертикальном направлении их чередование закономерно.

Перечисленные разновидности пачек образуют в толще пологие, постепенно выклинивающиеся линзы мощностью от 1,5–2 до 10 м, протяженностью до 200–500 м, редко до 1 км. Выпуклая сторона линз обращена к подошве. Преимущественное развитие в них горизонтальной слоистости или слоистости, хорошая сохранность листовой флоры свидетельствуют о спокойных условиях среды накопления. Часто отмечаемая прямая сортировка в слоях указывает на выпадение осадка из взвеси и отложение в водной среде. Довольно существенные гранулометрические отличия между пачками, замещающими друг друга по простиранию и по разрезу, связаны с отличиями динамических условий в этой водной среде как в пространстве, так и во времени. Линзовидный характер распространения этих отложений свидетельствует о разобщенности их на площади во время формирования. Перемежаемость в разрезах с русловыми образованиями позволяет рассматривать их как пойменные отложения, так как именно на пойме возможно сосуществование в пространстве и смена во времени разнообразных динамических условий (Шанцер, 1961).

3. Лахаровые отложения представлены конгломерато-брекчиями, состоящими в основном из неокатанных, угловатых обломков красных и черных шлаков базальтов или желтой и серой волокнистой или пузыристой пемзы. Подчиненно среди фрагментов развиты окатанные обломки разнообразных эффузивных и осадочных, а также метаморфизованных пород. Примесь этого терригенного материала составляет до 30% от общей массы обломков. Заполнителем служит тонкообломочный витрокристалло-кlastический туф с незначительной примесью песчаных терригенных зерен. Крупнообломочный материал составляет от 60 до 70% породы. Обломки распределены равномерно и как бы "плавают" в тонкообломочном заполнителе. С вмещающими русловыми и пойменными отложениями конгломерато-брекчии имеют резкие и четкие границы в вертикальном направлении. Переходы по простиранию остались неясными. Конгломерато-брекчии на площади повторяют контуры распространения русловых отложений.

Ассоциация конгломерато-брекчий с русловыми отложениями, форма их залегания, казалось бы, указывают на формирование водными потоками, но текстурные и структурные свойства не позволяют считать их аллювиальными образованиями. Преобладание неокатанных фрагментов в смеси с окатанными, беспорядочность в их распределении, плотная скрепляющая их грязевая масса сближают конгломерато-брекчии с отложениями грязекаменных потоков. Преобладание среди обломков пирокластических фрагментов сравнительно однородного состава позволяет предполагать лахаровый генезис этих образований (Краевая, 1969; Ротман, 1960). В этом предположении дает возможность утвердиться тот факт, что конгломерато-брекчии наиболее часто встречаются в разрезах, расположенных поблизости от вулканов.

4. Болотные отложения представлены бурьми углями, чередующимися с туфопесчаниками. Бурье угли (от 1 до 3,5 м) плотные, рассланцованные, с многочисленными тонкими прослойками тонкообломочных туффитов и туфоалевролитов. Эти прослойки имеют линзовидную форму толщиной 1–2 мм и длиной 10–20 см. Микрослойчатые бурье угли ритмично переслаиваются с туфопесчаниками, которые образуют две разновидности слоев (0,3–1 м); с тонкой нечеткой горизонтальной слоистостью и ритмической равномерной слоистостью. В них содержатся многочисленные растительные остатки средней и хорошей сохранности и мелкий растительный шлам.



Пачки бурьх углей и туфопесчаников образуют выпуклые к подошве, резко выклинивающиеся линзы с максимальной мощностью в центральных частях (до 16 м) и протяженностью до 1,5–2 км.

Горизонтальная слоистость отложений, хорошая сохранность в них листьев растений, прямая сортировка слоев в туфопесчаниках свидетельствуют о накоплении в спокойной водной среде. Ритмичное чередование туфопесчаников с бурьми углями указывает на периодическую смену водных условий заболачивания. Ассоциация в разрезах с русловыми и пойменными отложениями, сходство с последними и условия залегания в толще позволяют считать их образованиями периодически заливаемых пойменных болот (Ботвинкина, 1963).

5. Русловые стрежневые отложения слагают туфоконгломераты, состоящие из гальки уплощенной, овальной, округлой, реже угловато-округлой формы. Заполнителем служит материал гравийной, песчаной и алевритовой размерности, окатанный значительно хуже, чем гальки, и образующий смесь, равномерно заполняющую промежутки между ними. Гальки в породе плотно уложены, ориентированы длинной осью по напластованию. Крупнообломочный материал составляет 60–70% породы. Туфоконгломераты такого типа образуют в толще протяженный пласт, вытянутый вдоль долин рек Тигиль, Текловая, Тихая, Зесхл. Его мощность нарастает по направлению к центральным частям долин от 2,5–2 до 10 м, в связи с чем в поперечном направлении (по отношению к долине) он имеет форму выпуклой к подошве линзы. В продольном направлении вверх по долине пласт расщепляется на ряд слоев мощностью 0,5–1 м, разделенных слоями конгломерато-брекчий типа, описанного в пункте 3. На подстилающих отложениях туфоконгломераты залегают с размывом.

Развитая в туфоконгломератах слоистость и структурные свойства указывают на то, что они были отложены водными потоками. Хорошая окатанность материала, отчетливая, постоянного направления ориентировка галек объясняются длительной обработкой в этих водных потоках, которые, вероятно, имели постоянное направление и существовали длительное время. Форма залегания туфоконгломератов в речных долинах позволяет связывать их образование с русловыми потоками, сформировавшими эти долины. Развитая в них клиновидная слоистость и сравнительно плохая сортированность сближают их со стрежневыми фашиями русловых отложений (Шанцер, 1961).

6. Отложения верхней части прирусловой отдели представлены песками с прослоями вулканических пеплов. Пески крупно-, средне-, мелкозернистые, алевритистые, состоят из средне и хорошо окатанных зерен разнообразных эффузивных и осадочных пород как свежих, так и измененных. Все эти фрагменты составляют 50–60% осадка. Остальная часть представлена неокатанными пирокластическими обломками: плагиоклазами, пироксенами, роговой обманкой, рудными, осколками вулканического стекла, пемзы. Пирокластический материал очень свежий. По своему происхождению рассматриваемые осадки — пирокласто-осадочные.

В нижней части песков материал более грубый, чем в верхней. В нечетко выраженных песчаных слоях едва намечается прямая сортировка. Границы слоев почти не выражены, протяженность их до 0,7–0,8 м. Пески хорошо сортированы.

Вулканические пеплы псаммитовой и алевритовой размерности (среди песков) представлены либо осколками темно-бурого вулканического стекла с примесью кристаллов плагиоклазов и пироксенов, либо смесью кристаллов плагиоклазов, роговой обманки и светлого вулканического стекла. Мощность пепловых прослоев от 1 до 3–5 см. Границы их с песчаными осадками очень неровные, особенно в кровле прослоев: "разлохмаченные", пикообразные, занозистые. Редко пеплы образуют выдержанные по мощности прослой, чаще они линзовидные.

Песчаные осадки развиты полосой вдоль долин, совпадая с контурами распределения русловых отложений. Их мощность меняется незначительно от 1,5 до 3 м. В направлении вверх по долинам мощность песчаных отложений сокращается до 0,5–1 м.

Развитая в песках нечеткая горизонтальная слоистость, хорошая сортированность материала, пепловые прослои, слабо, но все-таки выраженная прямая сортировка в песчаных слоях свидетельствуют об отложении осадков в водной среде, в спокойных динамических условиях. Залегание их во всех разрезах на русловых образованиях, распространение в долинах, сравнительно постоянная мощность, характер слоистости позволяют рассматривать их как отложения верхней части прирусловой отмели (Лаврушин, 1966).

7. Отложения лавовых потоков сложены шлаками и блоками лавы, спекшимися с обломками из подстилающих пород и, вероятно, доставленными к месту захоронения в горячем состоянии. В других разрезах прослеживалась связь шлако-глыбовых образований с лавовыми базальтовыми потоками, в которых шлако-глыбовые лавы образуются во фронтальной и в верхней частях. Видимо, в разрезах по р.Тигиль наблюдалась какая-то часть лавового потока.

Итак, участвующие в строении толщи типы отложений неоднократно чередуются; при этом по разрезу отмечаются изменения в наборе фаций.

Нижняя часть толщи состоит в основном из пойменных, болотных, русловых (прирусловой отмели) и подчиненно лахаровых отложений, верхняя — из отложений стречневых, прирусловой отмели, лахаровых и лавовых потоков и подчиненно пойменных.

Верхняя часть толщи сложена значительно более грубым материалом, чем нижняя. Это произошло не только из-за увеличения в ней роли грубообломочных осадочно-пирокластических образований, но также из-за увеличения крупности терригенных обломков. В нижней ее части в разных местах отмечается различное соотношение фаций. Так, в долине р.Тигиль русловые осадки преобладают над пойменными, а в разрезах по рекам Зесхл и Большой Текловойям, напротив, пойменные преобладают над русловыми.

Верхняя часть толщи изменчива: в направлении вверх по долинам с приближением к вулканам в ней увеличивается роль лахаровых, лавовых отложений по сравнению с русловым аллювием и резко сокращается роль пойменных. Мощность толщи постепенно уменьшается в верх по долинам.

Изменения в соотношении фаций в нижней части толщи связаны не только с различиями в гидрологическом режиме сформировавших ее рек, но и с разными условиями поступления в долины вулканического материала. Так, преобладание русловых фаций над пойменными в долине р.Тигиль, вероятно, было обусловлено отсутствием резко выраженных паводков и половодий на этой реке и в связи с этим неблагоприятными условиями накопления мощного пойменного аллювия. Возможной причиной этого был сравнительно зарегулированный сток реки вследствие ее озерного питания (выше уже отмечалось, что во время формирования эрмановской свиты в средней части долины р.Тигиль существовал проточный озерный водоем). Нижняя часть толщи сходна с одним из вариантов аллювиальных свит, выделенных Ю.А. Лаврушиным (1966) для определенных климатических зон, а именно такого, для которого характерно резкое преобладание русловых фаций над пойменными. Подобное строение свойственно некоторым рекам с местным, в том числе с озерным, питанием. Как отмечает Ю.А. Лаврушин, в климатическом отношении эти реки являются азональными.

Не исключается и влияние дополнительной подачи в долину больших масс вулканического материала с лахаровыми и лавовыми потоками, которая вызвала резкое увеличение уклонов рек и смену пойменных фаций русловыми. Это предположение вполне вероятно, так как рассматриваемые аллювиальные отложения развивались в условиях прогибания и угленакопления и в них логичнее было бы ожидать преобладающего развития пойменных, а не русловых фаций.

В то же время в других долинах в нижней части толщи отмечается преобладание пойменных отложений над русловыми (реки Зесхл, Большой Текловойям). Так же как и в долине р.Тигиль, аллювий рассматриваемых долин накапливался в условиях прогибания и поступления больших масс вулканического материала. Возможно, одной из причин преобладания пойменных фаций над русловыми

был несколько иной гидрологический режим рек, т.е. значительные весенние половодья, во время которых реки переносили достаточное количество взвешенных наносов, необходимых для накопления мощного пойменного аллювия. Как отмечает Ю.А. Лаврушин, такое строение характерно для аллювиальных свит на реках с восточносибирским типом гидрологического режима, характеризующимся резко выраженным весенним половодьем, после которого наступают низкие уровни летней межени (Лаврушин, 1963). Именно такой гидрологический режим характерен для камчатских рек.

Не менее вероятна и еще одна причина – подпруживание рек лавовыми потоками, которые в изобилии встречаются в разрезах аллювиальной толщи по р. Зескл. Это подпруживание могло вызывать смену по латерали русловых фаций пойменными на участке выше подпруды.

Отмечаемое во всех разрезах поглубение материала в верхней части толщи, резкое сокращение по сравнению с нижней роли пойменных и возрастание русловых фаций, видимо, были вызваны тектоническими и вулканическими причинами, так как климат во время формирования толщи существенно не менялся.

Поглубение аллювия в верхних частях толщи позволяет предполагать увеличение уклонов рек, которое привело к способности рек переносить значительно более грубый, чем раньше, материал. Это увеличение уклонов могло быть связано не только с началом тектонического поднятия (в энеметенское время), но и с перегрузкой долин вулканическим материалом. Увеличение в верхней толще роли лахаровых и лавовых отложений в направлении вверх по долинам свидетельствует о возможности в долинах такой избыточной аккумуляции.

Уменьшение мощности русловых водотоков в верховьях и перегрузка их обломочным материалом приводили к накоплению в руслах и на прилегающих к ним участках то русловых, то лахаровых отложений. В средних и нижних частях долин грубообломочный вулканопролювиальный материал лахаровых выносов перерабатывался уже мощными водотоками и входил в объем руслового аллювия. Как показали исследования фациального состава вулканогенных образований этого времени (Кременецкая, 1972в), на склонах крупных вулканов существовали ледники и связанный с ними комплекс вулканоледниковых отложений. В условиях интенсивной вулканической деятельности многочисленные эксплозии и эффузии вызывали бурное таяние ледовых масс и частое появление в долинах лахаровых потоков.

Таким образом, подача вулканического материала в долины могла усилить тенденцию к смене пойменных фаций русловыми, уже и без того вызванную тектоническими причинами.

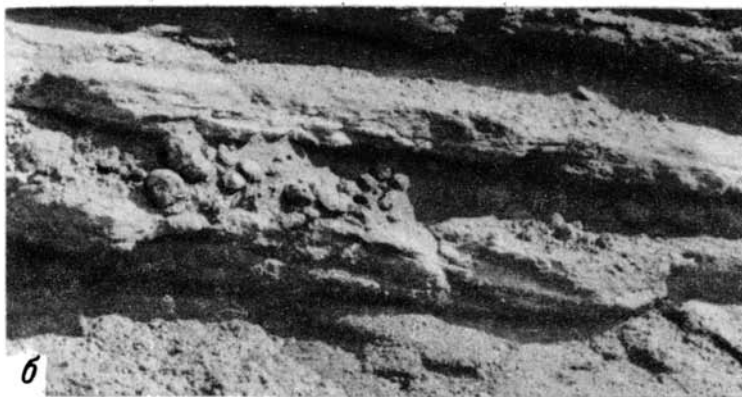
Неоднократное, на разных уровнях разреза чередование русловых и пойменных отложений отражает констративный тип строения рассматриваемой аллювиальной толщи в целом, пользуясь терминологией В.В. Ламакина (1948). Трудно оценить, какой из факторов сыграл в этом главную роль, но несомненно участие и тектоники и вулканизма.

### **Сравнительная характеристика древнего и современного аллювия рек с грунтовым питанием**

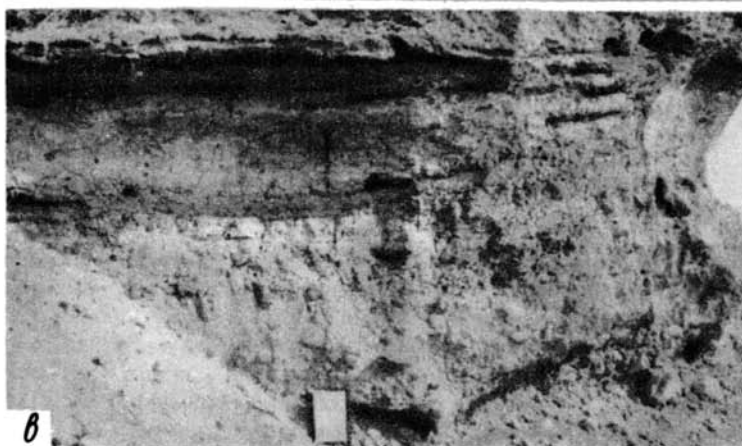
Современная пойма р. Тигиль в районах распространения плиоценовой аллювиальной толщи развивается в условиях погружения и очень сильного заболачивания. Высота весенних паводков в долине достигает 4 м. Глубина плесов в русле р. Тигиль составляет в среднем 2,5–3 м. В разрезах высокой поймы собственно пойменные отложения резко преобладают над русловыми. Среди отложений поймы наибольшее развитие имеют пойменные болотные и старичные фации. Ширина поймы 10–12 км. Если пойменные отложения р. Тигиль представить в ископаемом состоянии в констративно построенной толще, то эта толща состояла бы преимущественно из пойменных, старичных, болотных и подчиненно русловых осадков. Ни на одну из плиоценовых аллювиальных толщ (эрмановскую и энеметенскую) ее отложения не были бы похожи ни по соотношению фаций, ни по мощностям, хотя они и были бы, как эрмановская толща,



*a*

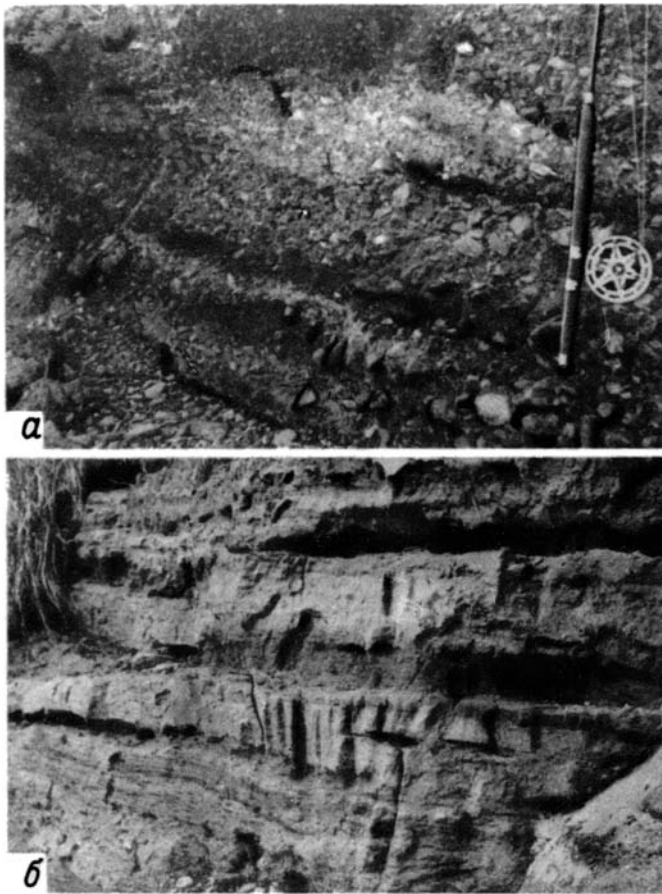


*б*



*в*

Фиг. 5. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения на поймах рек в вулканических районах  
*a* - лавовый поток (голоценовый) на пойме р. Тихая (Срединный хребет); *б* - вулкано-пролювиальные отложения подножий Авачинской сопки (терраса  $O_3-O_4$ );  
*в* - почвенно-пирокластические отложения на террасе р. Авача ( $O_3 - O_4$ )



Фиг. 6. Пойменные голоценовые отложения в долине р. Камчатка, сформированные вдали от вулканов

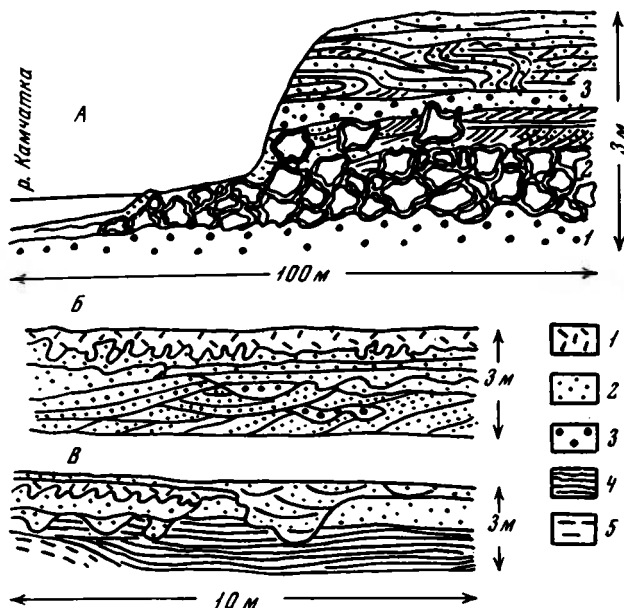
*a* - русловые галечники с песчано-алевритовым заполнителем; *б* - пойменные песчано-алевритовые осадки

сформированы в условиях погружения. Как уже упоминалось ранее, это объясняется не только различиями в гидрологических условиях формирования аллювия (озерное питание р. пра-Тигиль в эрмановское время и половодный режим у современной р. Тигиль), но и разными условиями аккумуляции обломочного материала в долинах. В эрмановское время в р. пра-Тигиль поступали большие массы вулканического материала, на современную пойму р. Тигиль поступают незначительные количества вулканических пеплов.

Вследствие условий избыточной аккумуляции в эрмановское время по сравнению с современным формировался аллювий значительно большей мощности (мощность одного эрмановского аллювиального цикла 10-12 м, а современного - 2,5-3 м). Этот пример иллюстрирует роль вулканического фактора в создании аллювиальных толщ повышенной мощности.

Комплекс энемтенских отложений в бассейне среднего течения р. Тигиль очень сходен с комплексом отложений речных долин вблизи вулканов Толбачик и Ключевская сопка. Здесь в разрезах пойм русловые отложения замещаются вулcano-пролювиальными, роль собственно пойменных при этом сокращается (фиг. 4, см. вкладку в конце книги). Аллювиальные отложения вблизи вулканов перемежаются с лавовыми (фиг. 5,а), лахаровыми, а также отложениями пеплопадов (фиг. 5,в).

Своеобразны и сами аллювиальные осадки. Вдали от вулканов они сложены галечниками, песками, супесями и суглинками (фиг. 6), а вблизи -



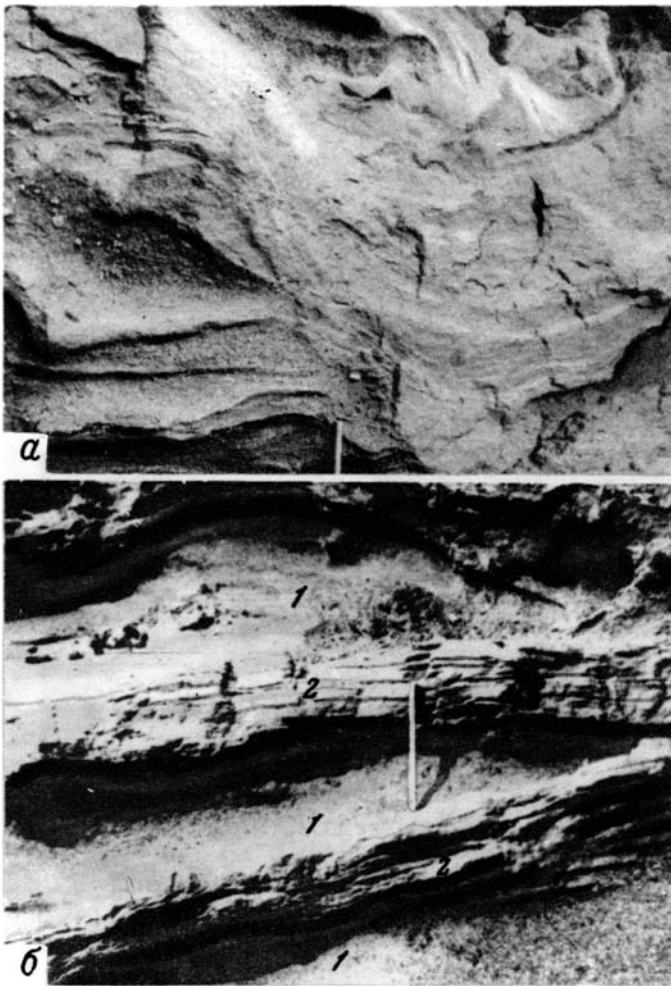
Фиг. 7. Аллювиальные отложения вблизи действующих вулканов

А - контакт русловых (1,3) и лавовых (2) образований в толще аллювиальных отложений пятиметровой террасы р. Камчатка; Б, В - вулканопролювиальные прослой (грубая и крупная тефра) среди пойменных отложений в долине р. Камчатка в районе вулкана Толбачик

1 - вулканический пепел; 2 - песок; 3 - галечник; 4 - глина; 5 - суглинок



Фиг. 8. Контакт лавового потока (2) с русловыми галечниками (1) в террасе р. Тихая

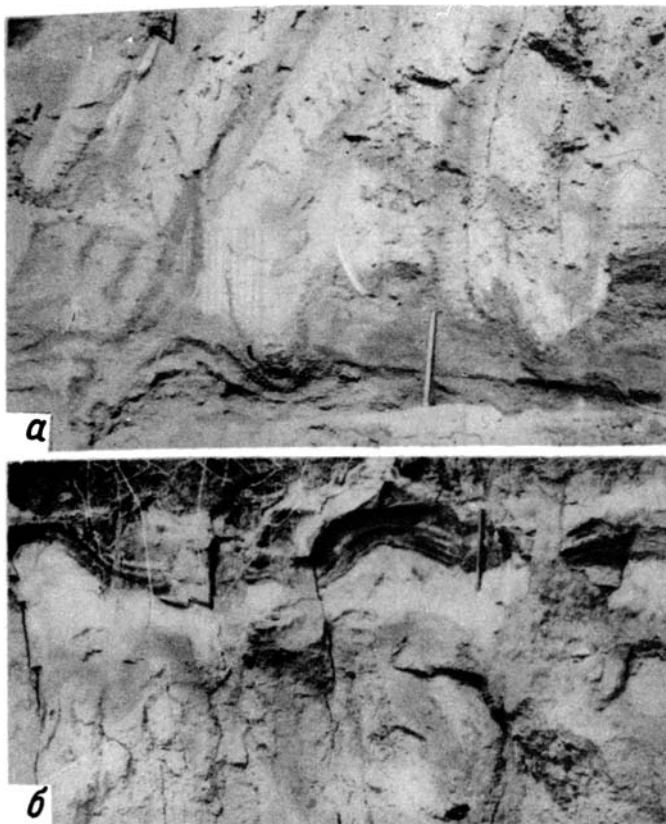


Фиг. 9. Пойменные отложения вблизи вулкана Толбачик, район с.Атласово  
 а - текстуры оползания, изгибания, разрывов слоев;  
 б - чередование пойменных суглинков (2) с вулканопролювиальными гравийными песками (1)

тефроконгломератами, тефropесками, тефрогенными песками и алевролитами. Среди русловых образований вблизи вулканов появляются глыбы, подушки и шары лав, которые образуют рассеянные, цепочковидные или линзообразные скопления. Промежутки между фрагментами заполнены аллювиальным материалом с присущей ему слоистостью (фиг. 7, А, 8). Таким образом, формируется своеобразная порода, крупнообломочная часть которой сложена вулканическим материалом, а заполнитель - терригенным.

Для аллювиальных отложений вблизи вулканов Толбачик и Ключевская сопка характерны текстуры нарушения слоистости типа обрушения, оползания, смятия, изгибания слоев, мелких и частых разрывов (фиг. 9, а), имеющих, вероятно, сейсмотектоническую природу. В пойменных отложениях с большим количеством пепловых туфов обильны текстуры нарушения слоистости мерзлотной природы (фиг. 10): мерзлотные котлы и клинья, трещины со смешениями, изгибания и разрывы слоев, возникающие в пепловых туфах или на границе их с вмещающими породами (Кременецкая, 1972а).

Быстрое поступление в долину р. Камчатки больших масс лахаровых, пирокластических потоков и отложений направленных взрывов и в связи с этим



Фиг. 10. Текстуры нарушения слоистости в пепловых и смежных с ними слоях в пойменных голоценовых отложениях р. Камчатка в районе вулкана Толбачик  
 а - мерзлотные клинья; б - текстуры изгибания слоев: белый слой - пепел, серый слой - алевроиты с прослойками пеплов

резкое увеличение уклонов реки и ее притоков при равенстве всех других условий вызывают в разрезах смену пойменных фаций русловыми (пример современного аллювия р. Камчатки в районе рек Толбачик, Студеная и Пахча).

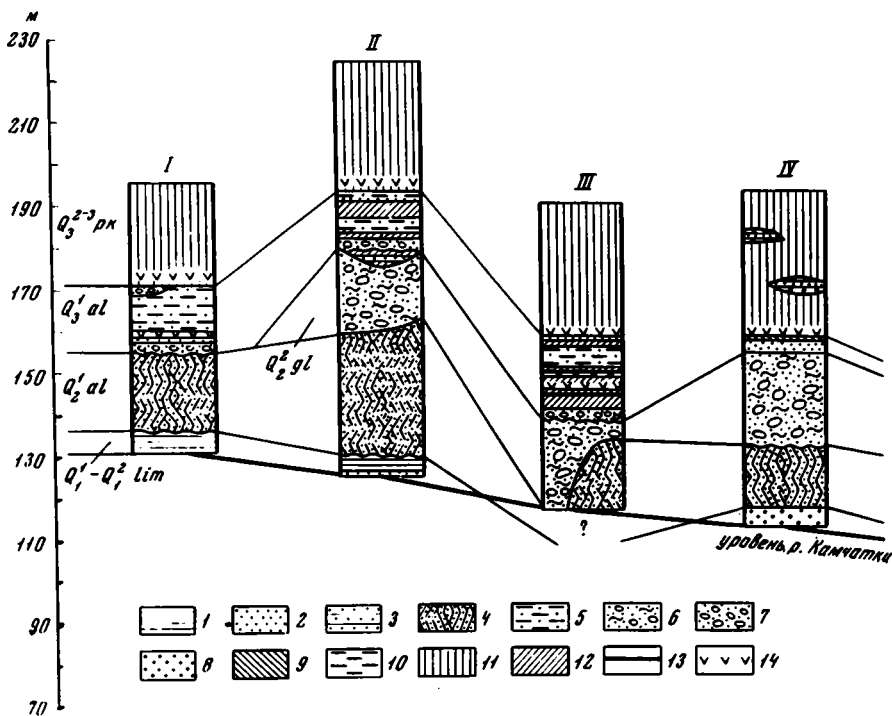
Смена типов подачи вулканического материала на разных участках долины р. Камчатки создает в одних случаях разрезы пойм с преобладанием пойменных и пойменно-озерных фаций (ассоциация аллювия с лавовыми потоками, отложениями пеплопадов), в других случаях - разрезы с преобладанием русловых фаций (ассоциация аллювия с лахаровыми, вулкано-пролювиальными, пирокластическими потоками).

Дополнительная подача вулканического материала на пойму р. Камчатки увеличивает мощность ее отложений на 1,5-2 м (в удалении от вулканов мощность осадков поймы - 2-3 м, вблизи вулканов - 4-5 м).

#### АЛЛЮВИЙ РЕК С ЛЕДНИКОВЫМ ПИТАНИЕМ

Отложения этого типа рассматриваются на примере толщи осадков верхнеплейстоценового возраста  $O_3^{2-3}$ , известной в Центральной Камчатской депрессии под названием "покровной" (Стратиграфия четвертичных отложений..., 1968). Эта толща наблюдалась на правом берегу р. Камчатки в районе горы





Фиг. 11. Сопоставление основных разрезов (по ярам) Центральной Камчатской депрессии (по данным О.А. Брайцевой)

I - Генераловка, II - Половинка, III - Неприятный, IV - Девичий, V - Средний, VI - Большой, VII - Длинный, VIII - Каледыч

1 - тонкопереслаивающиеся суглинки, супеси, пески; 2 - пески; 3 - пески горизонтальнослоистые; 4 - пески "косослоистые"; 5 - пески пылеватые; 6 - несортированные супеси с галькой (морена); 7 - галечник; 8 - гравий; 9 - супеси; 10 - супеси слоистые; 11 - супеси покровные; 12 -

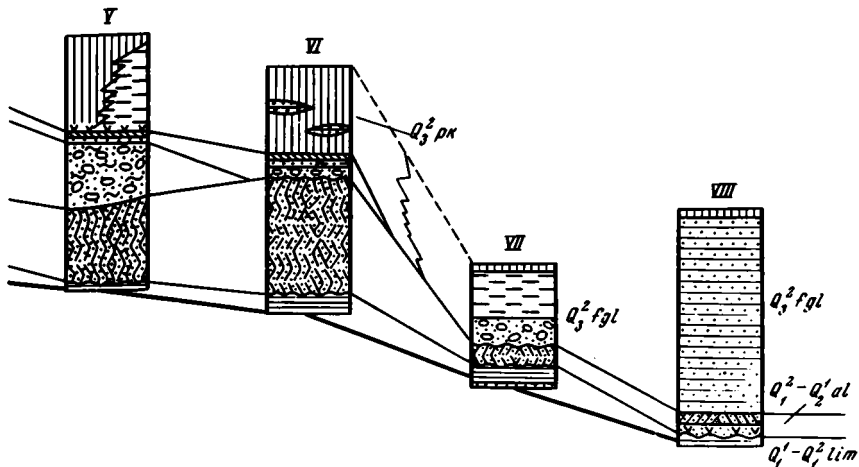
Генераловка и северо-восточнее от нее, в ярах Генераловка, Половинка, Крутой, Девичий, Средний, Большой, Недоступный, Длинный (фиг. 11).

На подстилающих образованиях отложения толщи залегают с очень неровной границей. Наблюдения (автора и А.Р. Гептнера) над характером контактов в ярах Генераловка и Большой показали, что с древними террасовыми уступами они имеют контакты прислонения и облекания. В яре Недоступном отчетливо выделяются разновозрастные порции отложений этой толщи, граничащие по контактам размыва и прислонения. Эти наблюдения позволяют отрицать покровный (облекающий) характер залегания толщи на подстилающих образованиях. Ее кровля частично размывта и ничем не перекрывается. Рассмотрим разрезы толщи в ярах, расположенных снизу вверх по течению р. Камчатки в последовательности: Длинный, Недоступный, Большой, Средний, Девичий, Крутой, Генераловка. В этом направлении постепенно нарастает мощность толщи от 16,5 до 56 м.

В яре Длинный рассматриваемые отложения с размывом залегают на толще косослоистых песков. Ниже приводится их разрез.

Мощность, м

1. Галечник буровато-серый, рыхлый, с песчаным заполнителем, с прослоями гравия. Галька (1-5 см) и гравий (0,5-1 см) средне и хорошо окатаны. Слои образуют клиновидные серии,



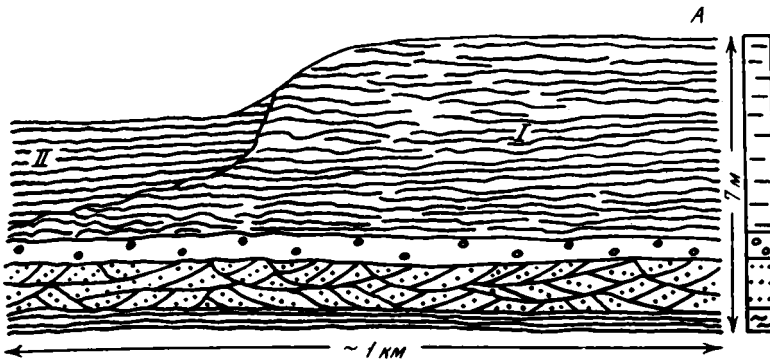
суглинки; 13 - торф; 14 - прослой вулканических пеплов;  $Q_1^1 - Q_1^2 \text{ lim}$  - озерные "синие глины";  $Q_1^2 - Q_2^1 \text{ al}$  - аллювиальные "косослойные пески";  $Q_2^2 \text{ gl}$  - ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения ("мореноподобная" толща);  $Q_3^1 \text{ al}$  - аллювиальные межледниковые отложения высоких погребенных террас р. Камчатки;  $Q_3^{2-3} \text{ pk}$  - покровные супеси;  $Q_3^2 \text{ fgl}$  - флювиогляциальные отложения I фазы позднеплейстоценового оледенения

- |   |             |
|---|-------------|
|   | Мощность, м |
|   | 4,5         |
| 2. Гравелистый крупнозернистый серый песок с линзами алевритистого мелкозернистого песка, выше сменяющийся мелкозернистыми песками с частыми линзовидными прослоями глинистого песка (2-3 см); гравийные и песчаные зерна средние и хорошо окатаны; слоистость мелкая, косоволнистая и мультислойная; толщина косых слоев 3-5 см, длина 0,2-0,6 м. Количество прослоев глинистого песка в верхней части пачки заметно нарастает по сравнению с нижней . . . . . | 2,5         |
| 3. Песок серый, мелкозернистый, с прослойками (0,5-1 см) сильноглинистого тонкозернистого песка. Зерна средние и хорошо окатаны; слоистость аналогична слою 2; толщина косых слоев 10-15 см, длина 0,1-0,2 м . . . . .  | 1,0         |
| 4. Глинистый песок, тонкозернистый, палевоый, с зернами гравия и мелкой гальки, с линзочками мелкозернистого песка; слоистость неясная, горизонтальная . . . . .  | 0,3         |
| 5. Песчаный алеврит с редкими зернами гравия; отмечается горизонтальная тончайшая слоистость . . . . .  | 0,2         |

6. Пачка алевроитов палевых или светло-бурых, состоящая из дробного чередования слоев (0,5–2 см) то более, то менее песчаных алевроитов; слои линзовидны, протяженность их колеблется от нескольких сантиметров до 1–1,5 м; переходы от одной разновидности алевроитов к другой постепенны, границы между слоями нечеткие расплывчатые, их очертания неправильно волнистые; внутри слоев тонкая прерывистая слоистость; в целом слоистость пачки горизонтально-волнистая, мелколинзовая; в пачке семь прослоев пеплов, много вертикально расположенных остатков корешков трав . . . . . 1,0
7. Пески серые, мелко- и тонкозернистые, полимиктовые, с тончайшими прослойками белых пемзовых песков; слоистость параллельно-линзовая, мелкая, в сочетании с мелкой косоволнистой мульдобразной; пески хорошо сортированы, песчаные зерна среднего размера, хорошо окатанные; толщина линзовидных прослоев от нескольких миллиметров до 2–3 см, линз – 5–6 см. . . . . 1,5
8. Пачка алевроитов палевых, светло-бурых, с прослоями белых пеплов псаммитовой и алевроитовой размерности, образующих невыдержанные по мощности прослои от 2–3 до 5–6 см с неравными волнистыми, иногда пикообразными границами; разделяющие их алевроиты различны по цвету, структуре и строению – это либо серии, состоящие из чередования слоев, аналогичных описанным в слое 6, либо серии из чередующихся слоев песчаных алевроитов и алевроито-пелитов с довольно четкими границами между ними; мощность серий от 0,3 до 0,5 м; всего в пачке выделяется шесть серий, слоистость в которых либо аналогична описанной в слое 6, либо мелкая, косоволнистая . . . . . 1,0
9. Пески, аналогичные слою 7 . . . . . 1,5
10. Алевроиты палевые, однородные, с четырьмя прослоями белых пеплов (1–2 см), состоящие из чередования слоев толщиной 1–2 см с едва заметной прямой сортировкой в них; в низах каждого слоя алевроит песчаный, в верхах – пелито-алевроит с постепенными переходами; характер слоистости одинаков со слоем 6; алевроиты с мелким детритом пронизаны вертикальными корешками растений с плохо сохранившейся ожелезненной, разложившей органической массой; толщина корешков 1–2 мм . . . . . 1
11. Пески, аналогичные слою 7 . . . . . 0,5
12. Алевролиты палевые, однородные, с прослоями белых пеплов (2–3 см), аналогичные слою 10, содержат много железистых журавчиков, корешков, мелкого растительного детрита . . . . . 0,5
13. Пески, аналогичные слою 7 . . . . . 0,3
14. Алевроиты палевые, однородные, аналогичные слою 10 . . . . . 0,7
- Общая мощность по разрезу 16,5 м.

В пределах обнажения мощность толщи и ее пачек постепенно уменьшается вверх и вниз по течению р. Камчатки. Песчаные прослои имеют линзовидную форму. Форма алевроитовых прослоев не ясна. По простиранию каких-либо изменений в строении толщи не отмечается. В вертикальном направлении наблюдается довольно резкая смена между ее грубообломочной (слои 1,2,3) и тонкообломочной (слои 4–14) частями как по гранулометрическому составу, так и по формам слоистости. Такая резкая смена типов осадков, по-видимому, связана с изменением динамических условий их накопления.

В яре Недоступном (фиг. 12) разрез сходен с разрезом яра Длинного. Мощность толщи здесь 14,2 м. В отличие от яра Длинного, тонкообломочная часть толщи построена более монотонно, но смена грубых осадков в низах толщи тонкими сверху такая же резкая, как и в яре Длинный.

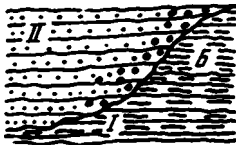


Фиг. 12. Яр Недоступный

А - соотношение разновозрастных слоев отложений (I и II) в толще  $Q_2^{2-3}$ ;

Б - характер контакта на границе разновозрастных слоев отложений I и II

Условные обозначения см. на фиг.14



В яре Большом наиболее полный разрез наблюдался в его нижнем (по течению р. Камчатки) конце:

Мощность, м

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Галечник серо-бурый со средней и крупной галькой, хорошо окатанной, с песчаным разнозернистым заполнителем; слоистость образована клиновидными сериями толщиной до 1 м, длиной 3-6 м; внутри серий пологая слоистость образована чередованием косых слоев мощностью 5-10 см . . . . .   | 1   |
| 2. Сильно глинистые пески с зернами гравия, светло-бурые, участками ожелезненные, со слоистостью, образованной чередованием линзовидных прослоев (2-3 см), протяженностью 1-1,5 м; границы прослоев нечеткие . . . . .   | 0,9 |
| 3. Алевриты палевые, однородные, с нечеткой горизонтальной слоистостью, образованной чередованием более и менее песчаных слоев различной алевритов; форма слойков (1-1,5 см) линзовидная, протяженность до 0,7-1 м, границы нечеткие, неправильно волнистые; в пачке четыре прослоя пеплов (1-5 см); в верхней половине пачки много вертикально расположенных остатков корешков трав . . . . .             | 1,5 |
| 4. Алевритистые пески светло-серые, с голубоватым оттенком, с неясно выраженной мелкой линзовидной параллельной слоистостью; границы между линзовидными слойками толщиной 1,5-2 см неясные, неправильно волнистые, протяженность их 0,2-0,7 м; на границе слойков часты рыхлые железистые корочки (2-3 мм); в песках много мелкого растительного детрита; в пачке четыре прослоя пеплов (2-5 см) . . . . . | 2,5 |
| 5. Пачка неравномерного ритмического переслаивания песчаных алевритов (10-15 см) и алевритов (20-30 см); в песчаных алевритах - тонкая горизонтальная слоистость, аналогичная описанной в слое 4, в алевритах такая же, но менее отчетливая слоистость; в них в верхней части пачки в изобилии встречаются остатки вертикальных корешков растений; в пачке шесть прослоев пеплов от 1 до 3 см . . . . .    | 3,5 |
| 6. Алеврито-пелиты палевые, однородные, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой послонными скоплениями растительного детрита и тонкими прослойками гумусированных алевритов и пеплов (1-3 см) . . . . .   | 4   |

7. Пески светло-серые с голубоватым оттенком, мелко- и тонкозернистые, в них чередуются серии (10-20 см) с параллельно-линзовой тонкой (1-2 см) и мелкой (20-30 см) косоволнистой и мульдобразной слоистостью . . . . .	3
8. Алеврито-пелиты, аналогичные слою 6, но не содержащие растительного детрита и гумусированных алевритов . . . . .	4,2
9. Пески, аналогичные слою 7 . . . . .	1,5
10. Пачка равномерного ритмического переслаивания песчаных алевритов (1-2 см) и алевритов (0,5-1 см); слоистость мелкая, линзовидная, горизонтальная; в пачке три пелловых прослоя (3-8 см) с волнистыми границами, пережимами и раздувами, разорванные на систему линз . . . . .	3,7
Перерыв 5 м.	
11. Алевриты палевые, однородные, аналогичные слою 3 . . . . .	2
12. Пески серые с голубоватым оттенком, мелко- и тонкозернистые, с мелкой косоволнистой мульдобразной слоистостью . . . . .	0,7
13. Алевриты палевые, однородные, с тонкой горизонтально-волнистой линзовидной слоистостью чередования пар слоев, состоящих внизу из алевритов более, а вверху менее песчаных разного цвета, толщиной около 1-3 см; границы между парами слоев подчеркнуты рыхлыми железистыми корочками (2-3 мм) бурого цвета, протяженность слоев 0,4-0,5 м; часто встречаются пелловые прослоя песчаной и гравийной размерности, с неровными пилообразными размытыми границами; в верхней половине пачки много вертикально расположенных остатков корешков трав . . . . .	2
14. Пески серые мелкозернистые, с мелкой косоволнистой мульдобразной слоистостью . . . . .	1,5
15. Алевриты палевые, однородные, с неясной горизонтальной слоистостью, с многочисленными неправильной формы линзовидными пропластками мелкозернистых песков, а также скоплений песка в форме мелких карманов; встречено три пелловых прослоя (1,2,5 см) . . . . .	2,5
16. Пачка песков серых, мелкозернистых, состоящая из серий с параллельно-линзовидной мелкой слоистостью и серий с мелкой косоволнистой мульдобразной слоистостью; серии отделены пропластками (2-3 см) илистых песков и илов; мощность серий 0,2-0,5 м . . . . .	1,5
17. Алевриты, аналогичные слою 13; в отличие от этого слоя, в них встречены многочисленные железистые журавчики, которые развиваются как вдоль остатков вертикальных корешков растений, так и вдоль слоев. Часто железистые стяжения образуют горошины размером 3-5 мм в поперечнике, приуроченные к верхним границам слоев . . . . .	4
Перерыв 4 м,	
18. Пески, аналогичные слою 16 . . . . .	3
19. Алевриты, аналогичные слою 17 . . . . .	2
Общая мощность по разрезу 45 м.	

В яре Большом, аналогичном по типу строения яру Длинному, по сравнению с ним в тонкообломочной части разреза отчетливее выражена форма залегания алевритовых пачек. Они, так же как и песчаные, линзовидны, но значительно протяженнее последних. По сравнению с яром Длинным алевритовые пачки превосходят по мощности песчаные, но строение их однотипно.

В ярах Средний и Девичий разрезы по типу строения сходны между собой. Строение пачек и структура осадков в них незначительно отличаются, а формы слоистости остаются теми же.

В разрезе яра Крутого имеются только верхние части рассматриваемой толщи. По типу строения они аналогичны таковым в ярах Среднем и Девичьем. Этот разрез, так же, как и все предыдущие разрезы, слагают песчаные пачки с мелкой косоволнистой слоистостью, алевроитовые, алевроито-песчаные, алевроито-пелитовые осадки с горизонтально-волнистой мелколинзовой слоистостью и многочисленными пелловыми прослоями.

В яре Генераловка разрез слагают те же разновидности осадков, что и в других ярах. Здесь, так же как и в яре Длинном, в низах толщи наблюдается резкий контакт между грубо- и тонкообломочными осадками, выраженный границей раздела, по обе стороны от которой имеется небольшая по мощности (0,5–1 м) переходная зона переслаивания грубых и тонких осадков.

Таким образом, наиболее полные разрезы толщи слагают четыре типа осадков: 1) песчано-гравийно-галечные, 2) песчаные, 3) алевроитовые, 4) вулканические пеплы.

1. Песчано-гравийно-галечные осадки низов толщи снизу вверх слагают галечники с мелкой и средней галькой, гравийные крупнозернистые пески, мелкозернистые пески с прослоями глинистого тонкозернистого песка и ила. Для обломочного материала всех гранулометрических разностей этого вертикального ряда характерна плохая, средняя и хорошая окатанность, угловато-оскольчатая, угловато-округлая, округлая, уплощенно-овальная форма фрагментов. В галечниках отмечается отчетливая, согласная с направлением слоистости ориентировка галек. Заполняющий промежуток между ними разнозернистый песок с гравием, составляющий 10–15% общей массы осадка, равномерно распределен.

Сменяющие вверх по разрезу галечники, гравелистые крупнозернистые пески становятся мелкозернистыми, хорошо сортированными. В них появляются отчетливые прослой алевроитистых, глинистых песков и илов, отсутствующие в галечниках. Такое изменение гранулометрического состава осадков и их строения сопровождается изменением форм слоистости. В нижней галечниковой пачке развиты полого срезающие друг друга клиновидные серии мощностью от 0,8–1,5 м с неясно выраженной очень пологой косой однонаправленной слоистостью, а в верхней песчаной пачке – слоистость косоволнистая, мутьдообразная, с мощностью серий от 0,5 до 0,3 м. Галечники и сменяющие их пески залегают в основании толщи мощностью от 3 до 8 м в виде многокилометровой полосы, вытянутой вдоль долины р. Камчатки.

Структурные особенности осадков, сравнительная однородность петрографического состава обломочного материала, форма залегания, характер смены гранулометрического состава и форм слоистости вверх по разрезу, постоянство всех этих черт на простирании толщи более всего сближают их с аллювиальными отложениями – русловыми, стрежневыми (галечниками) и прирусловой (пески) отмели (Шанцер, 1951, 1966; Лаврушин, 1966; Аллювиальные отложения..., 1954).

2. Песчаные осадки представлены однообразными серыми и голубовато-серыми мелко- и тонкозернистыми алевроитистыми и заиленными песками. Ими сложены пачки, в которых снизу вверх отмечается смена безглинистых песков с косоволнистой мутьдообразной слоистостью, песками алевроитистыми, илистыми, с мелкой параллельно-линзовой слоистостью. Пачки песков часто представлены какой-либо одной разновидностью. По простиранию в них наблюдается смена безглинистых песков песками алевроитистыми, илистыми, с мелколинзовой параллельно-волнистой слоистостью. Эта последняя разновидность слоистости в песчаных осадках преобладает. Слоистость внутри пачек образована слоями толщиной 2–3 см, в которых какой-либо сортировки не отмечается. Прямая сортировка проявляется только в прослоях заиления. В пачках на границах серий отмечаются рыхлые железистые корочки (2–3 мм).

По составу, структурным свойствам и текстурным особенностям песчаные осадки близки таковым в низах толщи, но имеют более мелкие формы слоистости. Мощность песчаных пачек колеблется от 1,5 до 3,5 м. В толще они образуют выпуклые к подошве, полого выклинивающиеся линзы, которые с под-

стиляющими алевритовыми осадками имеют границы размыва. Кровля пачек ровная, их протяженность от 0,2 до 0,8 км. Развитая в пачках слоистость и характер изменения сортировки материала свидетельствуют об отложении песчаных осадков водными русловыми потоками, скорость которых в центральных частях понижений была больше, чем на периферии. По типу слоистости и характеру сортировки отложения нижних частей песчаных линз аналогичны стряжевым, а верхних – прирусловой отмели. Форма, протяженность песчаных линз и неоднократное появление их в разрезе толщи на разных уровнях указывают на то, что они были сформированы мигрирующими на площади небольшими руслами. Сходство минералогического состава песков с русловыми отложениями низов толщи позволяет рассматривать их как русловые отложения одной и той же водной артерии – р. Камчатки. По сравнению с русловыми отложениями низов толщи их особенности состоят в иных условиях залегания, менее грубом гранулометрическом составе, преимущественном развитии мелколинзовой параллельно-волнистой слоистости и большей примеси в осадках пирокластического материала. Эти черты позволяют выделить их в тип отложений небольших протоков и рукавов.

3. Преимущественно алевритовые осадки – однообразные светло-палевые, рыхлые – включают в себя несколько гранулометрических разновидностей: собственно алевриты, песчанистые алевриты, алеврито-пелиты и пелито-алеериты. Среди них встречаются многочисленные прослои вулканического пепла, которые будут описаны ниже как самостоятельный тип осадка. Гранулометрический состав алевритовых осадков весьма однообразен (см. таблицу). В них, по данным Н.В. Ренгартен (Куприна, 1970), резко преобладают две фракции – 0,1–0,05 и 0,05 мм.

Алевритовые осадки образуют линзы, которые состоят из пачек. Встречены следующие варианты пачек: а) состоящие из прямо сортированных пар слоев более и менее песчанистых алевритов с вертикально расположенными остатками корешков трав или без них, с железистыми журавчиками, горошинами, бобовинами или без них; б) пачки ритмического переслаивания песчанистых алевритов и алеврито-пелитов; в) пачки неслоистых алеврито-пелитов с растительным детритом; г) пачки неслоистых алевритов с тонкими линзочками песков, зернами гравия и крупного песка.

Нижние части линз алевритовых осадков сложены пачками типа б), в), г), а верхние пачками типа а). К верхним частям линз обычно приурочены многочисленные остатки вертикально расположенных корешков трав, железистые журавчики, горошины и бобовины. На краях линз пачки разделены песчаными осадками мощностью 0,5–0,7 м с косоволнистой мульдобразной слоистостью; в центральных частях линз пачки наслаиваются друг на друга со слабо выраженными границами размыва, зафиксированными железистыми корочками. Для всех пачек, кроме типов "в" и "г", характерна горизонтально-волнистая мелколинзовая слоистость.

Мощность линз алевритовых осадков колеблется от 1 до 5 м, их протяженность от 800 м и более. В поперечнике линзы достигают 200–800 м. Подошва линз выпуклая, кровля ровная. Границы с вмещающими осадками либо резкие, четкие по контактам размыва, либо они переходят друг в друга по простиранию. При этом песчаные осадки заходят в алевритовые в виде маломощных прослоев. Форма образуемых алевритовыми осадками линз указывает на то, что они накапливались в пониженных участках рельефа с пологими склонами. Эти понижения, скорее всего, были брошенными руслами и протоками, в которые при разливах могли проникать полые воды. Динамика осадконакопления в этих понижениях отличалась от таковой в руслах. Как показывает строение линз, вначале накапливались неслоистые алевриты с тонкими линзочками песков, зернами гравия и песка или растительным детритом, а затем слоистые песчанисто-алееритовые осадки, в которых в верхних частях разреза все больше появляется вертикально стоящих корешков трав, а иногда и гумусированных прослоев. Строение серий слоев и слоев внутри них указывает на сортировку материала при выпадении из взвеси и отложение в водной среде. Появление растительности и гумусированных прослоев в верхних частях

пачек указывает на зарастание понижений и развитие почвенных процессов по мере их выполнения. Следы размывов между сериями, характер слоистости внутри них, периодическое появление песчаных слоев, погрубение материала на краях линз свидетельствуют о связи понижений с активными руслами и проточном режиме в них. По динамике накопления эти осадки очень близки к разновидности пойменных, а именно пойменных ложбин, часто заливаемых при разливах водами, с непостоянным полупроточным или застойным режимом вод. Формирующиеся в них образования очень похожи на отложения речных лайд, описанных Ю.А. Лаврушиным (1963) в низовьях р. Индигирки. Он отмечает, что отложения речных лайд представляют аналоги пойменных отложений.

Своеобразие рассмотренных алевритовых отложений заключается в локальном характере их распространения в ложбинах и других понижениях рельефа. Горизонтально-волнистая мелколинзовая, а иногда и косоволнистая слоистость в них сближает эти отложения с пойменными осадками, а также с отложениями протоков и небольших русел. Их специфическая особенность — большое количество в них прослоев вулканического пепла. По этой причине темп накопления в пониженных участках поймы был выше, чем в руслах. Об этом свидетельствуют повышенная мощность, более широкое распространение и преобладание в разрезах рассматриваемой толщи алевритовых осадков по сравнению с песчаными (русовыми).

В отличие от отложений речных лайд (Лаврушин, 1963), в них отсутствуют венчающие разрез каждой лайд болотные отложения и слабо выражены мерзлотные текстуры. Бедность этих отложений органическими остатками объясняется холодными климатическими условиями их накопления, неблагоприятными для произрастания обильной растительности (Стратиграфия четвертичных отложений..., 1968).

Незначительное развитие мерзлотных текстур, по-видимому, также объясняется климатическими причинами. Несмотря на более холодные, чем современные, условия, климат эпохи накопления оставался гумидным (Куприна, 1970).

Выводы о генетической природе рассмотренных осадков согласуются с данными по диатомовой флоре. По материалам О.А. Брайцевой (Стратиграфия четвертичных отложений..., 1968), в них в целом выделяются два типа комплексов диатомовых: I — с преобладанием эдафической (почвенной) группы диатомовых, II — с преобладанием видов, характерных для неглубоких пресных водоемов, с участием реофильного элемента (определения Е.Г. Лупикиной). "Спорадическое появление и низкие оценки обилия планктонных видов и одновременное присутствие однообразной эдафической группировки говорят о формировании осадков в неглубоких и, вероятно, небольших по размерам водоемах типа временных озерков, Аллювиальных комплексов и комплексов, характерных для крупных, длительно существующих глубоких озер, не обнаружено" (стр. 61).

Отсутствие аллювиальных комплексов в осадках, по нашему мнению, объясняется спецификой их накопления. Действительно, в часто мигрирующих небольших руслах и протоках, так же как и в быстро выполняемых терригенно-пирокластическим материалом понижениях поймы, из-за кратковременности их существования типичных аллювиальных комплексов не могло сформироваться. На причинах этого остановимся ниже.

4. Вулканические пеплы представлены прослоями разной крупности и окраски. Пирокластический материал в них от пелитовой и алеврито-пелитовой (кислые белые пеплы) до песчаной и дресвянистой размерности. В последних материал представлен главным образом обломками пемз. В составе пирокластических фрагментов преобладают бесцветное и бурое вулканическое стекло, плагиоклазы, в меньшем количестве содержатся пироксены, амфиболы и рудные. Форма фрагментов угловатая, рогульчатая или оскольчатая. Много правильных кристаллов. Все фрагменты очень свежие (Мелекесцев и др., 1969).

Материал в разных прослоях сравнительно однородно сортирован по крупности, слоистость отсутствует. Мощность прослоев от 1–2 до 30–50 см. Вулканические пеплы распространены главным образом в отложениях пойменных ложбин. Наиболее мощные прослой пеплов прослеживаются на всем протяжении





Таблица (окончание)

Фракция, мм	Обн. 6, обр.										
	122	123	127	129	130	161	163	165	166	167	169
0,25	0,1	-	0,1	0,1	0,4	-	0,1	-	-	-	0,3
0,25-0,1	0,3	0,1	0,3	0,3	2,3	0,7	6,8	0,1	0,1	3,3	1,0
0,1-0,05	37,0	52,1	33,1	58,1	56,9	62,5	35,8	64,5	46,0	49,0	71,0
0,05	62,6	47,8	66,4	41,5	40,4	36,8	57,3	35,4	53,9	47,7	27,7
Магнетит	11,0	18,4	15,9	13,7	10,9	13,9	18,3	24,7	13,7	-	16,6
Лейкоксен	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Циркон	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
Рутил	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Гранат	-	0,2	-	-	-	0,2	-	-	0,2	-	-
Апатит	-	-	-	0,5	0,4	-	-	0,7	-	-	-
Сфен	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Эпидот	-	0,2	0,5	-	-	-	0,2	-	-	-	-
Роговая обманка	3,7	5,1	6,0	7,9	6,9	3,5	3,0	3,5	5,1	-	5,3
Буряя роговая обманка	-	0,2	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Баркивикит	0,8	-	0,2	0,5	1,3	0,9	0,2	-	2,3	-	0,3
Пироксен	82,8	75,6	75,8	76,8	79,7	80,8	77,1	70,2	76,9	-	75,6
Биотит	-	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	0,3
Светло-зеленая слюда	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-

ложбин, другие залегают линзообразно, изобилуют раздувами и пережимами. Границы с вмещающими отложениями часто неровные (особенно в кровле прослоев), пилообразные или неправильно волнистые, занозистые или пикообразные, редко – ровные. Сами прослои часто причудливо деформированы, разорваны. Причины этих явлений разнообразны: залегание на первоначально неровной поверхности, неравномерный размыв кровли, взмучивание и оползание, деформации при замерзании и оттаивании, при землетрясениях. Образования такого типа можно рассматривать как отложения пеплопадов (Мелекесцев и др., 1969).

### Строение и состав толщи

Фашиальный анализ показал, что в строении толщи принимают участие отложения русловые (стрежневые и прирусловой отмели), застойных и полупроточных вод, формирующиеся в пойменных ложбинах. Характер русловых отложений снизу вверх в разрезе толщи существенно меняется. В низах – это стрежневые и береговые отложения относительно глубокой единой крупной реки, в верхах толщи – русловые отложения разветвленной сети небольших рукавов и протоков. Они неоднократно переслаиваются с пойменными отложениями застойных и полупроточных вод. Соотношение этих типов отложений в разрезах меняется по простиранию. В направлении вверх по течению р. Камчатки в разрезах все большее распространение получают пойменные отложения при подчиненной роли русловых. В этом же направлении постепенно (но неравномерно) нарастает мощность отложений рассматриваемой толщи, в целом образующей конус, вложенный в длину р. Камчатки, выходящий вниз по ее течению, с максимальными мощностями в верховьях. Подошва конуса, несмотря на значительные неровности в ней, имеет более пологий уклон, чем кровля.

Для всех участвующих в строении толщи разностей осадков характерно присутствие наряду с терригенным переотложенного и непереотложенного пирокластического материала. Доля того и другого в разных их типах различна. Так, в самых нижних песчано-гравийно-галечных отложениях терригенный материал составляет подавляющую часть обломков. Для остальной песчано-алевритовой части толщи, напротив, характерно очень большое содержание необработанного пирокластического материала и незначительное содержание терригенного, который по составу аналогичен таковому в песчано-гравийно-галечных осадках.

Такое соотношение в составе терригенного и пирокластического материала в разных частях разреза толщи вызвано тем, что отложения ее низов и верхов формировались в различных динамических условиях. Это обстоятельство по-разному влияло на судьбу пирокластического материала. В низах толщи пирокластический материал подвергался сортировке и окатыванию и входил в общий баланс терригенного обломочного осадка. В верхах – большая часть пирокластического материала захоронялась почти в необработанном виде, меньшая подвергалась обработке, перемешиваясь с терригенными обломками. По той же причине осадки рассматриваемой толщи в целом "беднее" терригенным обломочным материалом, чем более древние русловые отложения депрессии (Стратиграфия четвертичных отложений..., 1968). Сравнение состава их тяжелой фракции показывает очень незначительные отличия и позволяет прийти к выводу о единстве источников сноса для тех и других (Куприна, 1970).

Изменения в фашиальном составе толщи вверх по разрезу, видимо, были вызваны перестройками речной сети, для которых могло быть две причины: 1) начавшееся тектоническое прогибание в долине р. Камчатки и 2) изменения в балансе твердого стока реки и ее расходов. Если для обоснования первой причины у нас нет данных, то в пользу второй свидетельствует следующее: накопление осадков рассматриваемой толщи совпало с верхнеплейстоценовым оледенением в депрессии и последующим за ним таянием ледовых масс и мощной вспышкой эксплозивного вулканизма (Стратиграфия четвертичных отложений..., 1968). В связи с этим можно предполагать изменение гидрологического режима реки в условиях питания ее тальми ледниковыми водами и избыточной аккумуляции.

Как показали исследования Ю.А. Лаврушина (1963), посвященные особенностям строения и формирования аллювиальных отложений в условиях перигляциальной обстановки (в Среднем Поволжье), их отличает некоторое своеобразие фациального состава, текстурные и стратификационные особенности.

1. Преимущественное развитие вблизи тающего ледника русловых фаций, недоразвитость пойменных, нетипичность пойменных отложений, которые занимают промежуточное положение между пойменным и старичным аллювием и могут быть выделены в комплекс отложений застойных и полупроточных вод, близких по своему строению к отложениям речных лайд.

2. Возрастание по мере удаления от края ледника роли пойменных отложений в связи с усилением влияния внеледниковой части бассейна.

3. Широкое распространение в осадках горизонтальной и волнисто-горизонтальной слоистости.

4. Повышенные мощности аллювия, что отражается в констративном типе его строения.

5. Уменьшение мощности аллювиальных отложений вниз по течению рек и более резкое уменьшение в этом же направлении высотных отметок их кровли по сравнению с отметками постели аллювиальных отложений.

Е.В. Шанцер (1951, стр. 152), характеризуя ледниковые реки в областях современного оледенения по материалам Тородсона и Тарра, отмечает, что гидрологический режим этих рек отличается большой многоводностью, колоссальным количеством переносимых наносов и усиленной деформацией русел. По данным Тородсона (Thorodsen, 1906), многие реки Исландии по своей многоводности могут сравниться с расходами Рейна, а некоторые и превышают их. По расчетам Хелланда, приводимым Тородсоном, р. Ватна-Йокуль в летний день дает около 145 млн.м<sup>3</sup> воды, содержащей до 112 000 т обломочного материала.

В работе Н.И. Маккавеева (1955) также показывается, что ручьи, берущие начало от тающего ледника, имеют мутность, доходящую иногда до нескольких килограммов на 1 м<sup>3</sup>. При аккумуляции материала для подобных рек характерно образование сложной сети рукавов, ответвлений и протоков вместо единого относительно глубокого русла.

Наши наблюдения над современными ледниковыми реками в районе вулкана Авачинского показали, что мутность их очень велика. В течение дня вода в них окрашена в густо-коричневый цвет. Количество мути на 10 л воды составляет до 1,5-2 кг. В удалении от ледника реки очень скоро дробятся на сеть мелких русел и протоков, которые растекаются по поверхности своего выпуклого конуса выноса.

Естественно, что полностью переносить все особенности гидрологического режима современных ледниковых рек на плейстоценовые вряд ли было бы правильным, так как в настоящее время масштабы оледенения совсем иные, да и имеющиеся сведения по современным ледниковым рекам носят отрывочный характер. Тем не менее Е.В. Шанцер (1951) вполне справедливо считает, что даже эти данные позволяют хотя бы схематически представить гидрологический режим ледниковых рек, который характеризовался, по-видимому, растянутым на все лето паводком.

Именно с этой особенностью гидрологического режима р. Камчатки было связано накопление в депрессии в период первой фазы верхнеплейстоценового оледенения специфических русловых и пойменных осадков.

Изменения в балансе твердого стока р. Камчатки и ее расходов, очевидно, сказались не только на специфике накапливающихся осадков, но и на особенностях строения ее аллювиальной толщи. Ее верхняя часть по сравнению с нижней обладает повышенной мощностью и обнаруживает констративный тип строения. Трудно учесть, какой из двух факторов - отрицательные тектонические движения или перегруженность водного потока наносами - оказали при этом наибольшее влияние. Однако мнение, высказанное А.А. Асеевым (1960), о том, что влияние перигляциальной обстановки на формирование аллювия в описанных условиях подобно тектоническому опусканию, безусловно, заслужива-

ет внимания. В этом отношении интересен факт постепенного уменьшения мощности рассматриваемой толщи вниз по течению. Г.И. Горещкий (1958) отмечает, что постепенное уменьшение мощности вниз по течению реки составляет характерную особенность перигляциальных осадков. В связи с этим они могут рассматриваться как вложенный в долину ледниковый конус выноса или шлейф. Ю.А. Лаврушин (1963) также подчеркивает этот признак как характерный для рек, которые вытекают из ледникового покрова, и приводит для доказательства этого положения данные по современным рекам, вытекающим из ледников.

Так, по данным Люиса (Lewis, 1936), средний уклон плоского, покрытого гравием дна Калфалдельской долины от фронта ледника до берега моря равен 1/21. Сравнивая реку этой долины с не имеющей ледникового питания р. Спей, Люис приходит к выводу, что уклон последней в три раза меньше, несмотря на почти одинаковый расход. Обобщая эти наблюдения, а также данные Маннерфельда (Mannerfeld, 1949) и Хоппе (Hoppe, 1950), Н.И. Маккавеев (1955) приходит к выводу, что в равнинных условиях гидравлический уклон водных ледниковых потоков больше уклона местности, вследствие чего происходит не врезание, а аккумуляция материала. По-видимому, в рассматриваемом случае отсутствует значительное эрозионное воздействие на контакте между нижней и верхней частью толщи и наблюдается более резкое уменьшение отметок ее кровли, чем подошвы.

Следует особо подчеркнуть, что еще одной причиной избыточной аккумуляции и повышенной мощности толщи было огромное количество взрывчатого материала, выпадавшего как в области аккумуляции, так и вне ее. Именно с ней, вероятнее всего, связана повышенная по сравнению с русловыми мощностью пойменных отложений и общее преобладание их в разрезе. Причиной этого было то обстоятельство, что темп выполнения осадками брошенных водотоками ложбин и понижений поймы превосходил темп аккумуляции в действующих руслах. Происходило это за счет большого количества пепловых осадков, лучше захоронявшихся в отрицательных формах рельефа и в спокойных динамических условиях, чем в руслах с мощными водными потоками. Быстрое выравнивание рельефа поймы и благодаря этому нарастание ее кверху способствовали новому смещению на ней русел и вновь более быстрому, чем в действующих руслах, накоплению терригенно-пирокластических осадков в брошенных ложбинах. Так сказалось влияние подачи вулканического материала на соотношении в разрезе толщи пойменных и русловых отложений.

Сравнительная кратковременность существования русел и ложбин, частая смена субаэральных и субаквальных условий, высокий темп осадконакопления, бедность органическим веществом, холодные климатические условия способствовали формированию в них специфических комплексов диатомовых, не типичных для аллювиальных отложений.

Таким образом, главные черты строения толщи объясняются своеобразием условий накопления: перигляциальной обстановкой и формированием ее в районе активного взрывчатого вулканизма. В рассмотренной толще выражены почти все черты, отмеченные как характерные для перигляциального аллювия (Лаврушин, 1963). Но имеются и отличия, вызванные формированием в вулканической области. Так, в изученной аллювиальной толще по мере приближения к краю ледниковых масс (в направлении вверх по течению р. Камчатки) роль русловых отложений в строении уменьшается и все большее значение приобретают пойменные. Причины этого рассмотрены выше.

Отложения, накапливающиеся в речных долинах рек ледникового питания, Е.В. Шанцер (1951, стр. 187–188) назвал особым типом аллювия равнинных ледниковых рек, питавшихся талыми водами материкового оледенения. В более поздней работе (Шанцер, 1961) они названы перигляциальным аллювием. А.В. Кожевников (1959) предложил для этих отложений название ледниково-аллювиальные. Г.И. Горещкий выделил эти отложения в особый генетический тип, называя их просхозогляциальными. Исследования Ю.А. Лаврушина (1963) отложений такого типа в среднем Поволжье, которые Г.И. Горещкий относил к просхозогляциальным, убедительно доказали их аллювиальную природу.

Особенности строения рассмотренных нами отложений отражают их аллювиальную природу. Как уже отмечалось, эти особенности во многом сходны с аллювиальными отложениями, сформированными в перигляциальных условиях невулканических районов (Лаврушин, 1963). Из всех предложенных для отложений такого типа названий нам кажется наиболее отвечающим сути формирующего их процесса название ледниково-аллювиальные.

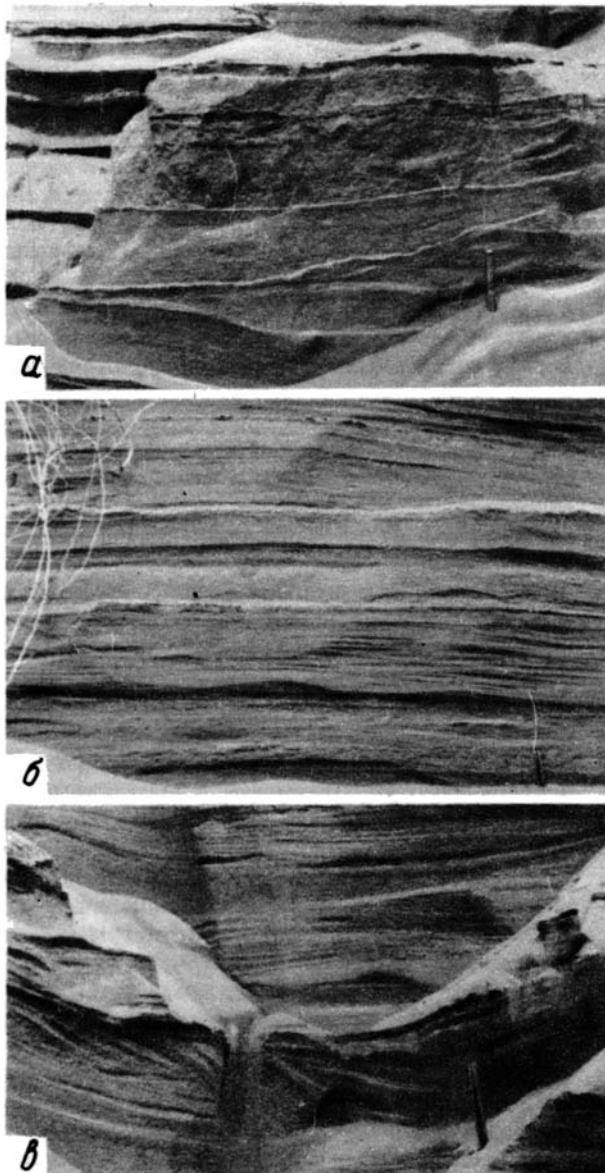
### Сравнительная характеристика древнего и современного аллювия камчатских рек с ледниковым питанием

Реки с ледниковым питанием наблюдались в районах Ключевской и Авачинской групп вулканов. Для современного аллювия рек с ледниковым питанием ("сухие речки" в районе Козыревского совхоза, реки Студеная и Пахча в районе вулкана Толбачик, р. Сухая Авачинская в районе Авачинского вулкана и др.) характерна довольно быстрая смена по простиранию

на расстоянии 20-40 км грубых галечно-валунных осадков песчано-алевритовыми.

Для песчано-алевритовых осадков характерна горизонтальная прерывистая, линзовидная, слабоволнистая слоистость, образованная прямо сортированными слоями (1-1,5-2 см; фиг. 13). Такого типа осадки слагают монотонные пачки мощностью от 1,5-2 до 5 м, которые отличаются друг от друга разными соотношениями песчаного и алевритового материала. Вблизи вулканов они содержат прослойки вулканических пеплов.

В районе устьев "сухих" козыревских речек, берущих начало у ледников, и в приустьевых частях р. Сухая Авачинская песчано-алевритовые осадки рассматриваемого типа формируются на поверхности пологого, слабовыпуклого конуса, в сети многочисленных ветвящихся русел разной глубины. В более глубоких руслах откладываются песчаные осадки с гравием и мелкой галькой, в неглубоких



Фиг. 13. Слоистость в отложениях рек с ледниковым питанием

а - параллельно-линзовидная в ледниково-аллювиальных отложениях ( $Q_2^2-Q_2^3$ ); б - горизонтально-волнистая; в - мутьдообразная

руслах с широким плоским дном и распластывающимся в форме пелены потоком образуются преимущественно алевритовые осадки.

Плоские горизонтально наслоенные песчаные и алевритовые линзы с микроволнистой поверхностью (рябь течения) многократно сменяют друг друга на площади.

В течение дня вода в руслах появляется в самое жаркое время дня (когда интенсивнее всего тают ледники) и исчезает к ночи. Русловые воды образуют широкие разливы, растекаясь в форме конусов. После дневного паводка остаются лужи разной глубины, в которых медленно оседает принесенный ил. Местоположение русел и луж все время меняется. Такого типа осадки названы нами отложениями распластывающихся русловых потоков. По структуре и текстуре они аналогичны алевритовым верхнеплейстоценовым ледниково-аллювиальным отложениям, которые отнесены к фации пойменных ложбин. Конечно, полной аналогии между верхнеплейстоценовыми и современными ледниково-аллювиальными отложениями провести нельзя, так как слишком различны масштабы осадконакопления и размеры водных артерий. Но, видимо, механизм формирования песчано-алевритовых осадков на древней пойме р. Камчатки и на современных поймах рек с ледниковым питанием был очень близким.

Современные ледниково-аллювиальные осадки ассоциируются с отложениями вулкано-флювиогляциальных, лавовых и вулкано-пролювиальных потоков, которые спускаются со склонов вулканов Ключевской и Авачинской групп (Мелесцев, Краевая, 1966).

#### СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Как было показано выше, аллювиальные отложения вулканической области формируются в условиях подачи в долины больших масс рыхлого вулканического материала, нередких подпруживаний русла лавовыми, пирокластическими и лахаровыми потоками, при частых землетрясениях. Такое своеобразие обстановки создает специфические особенности в соотношении фаций аллювия и в стратификации аллювиальных толщ, а также в составе, структуре и текстуре аллювиальных осадков.

Комплекс отложений речных долин слагают разнообразные породы: туфы, тефроиды, грубообломочные смешанные породы (конгломерато-брекчии, полигенные брекчии, туфоконгломераты), туффиты, вулкано-терригенные и терригенные породы. Размерность обломков в осадках из-за примеси вулканокластического материала в несколько раз больше, чем в невулканических районах и часто не соответствует динамическим условиям их формирования.

Для всех типов аллювиальных образований характерна значительно худшая сортировка, чем в областях невулканических, из-за примеси пирокластического материала от пелитовой до псефитовой размерности. При этом сортировка осадков заметно ухудшается с приближением к вулканам. С одной стороны, это связано с появлением включений крупнообломочной тефры в тонкозернистых пойменных отложениях, а с другой, — с возрастанием абсолютного количества пелито-алевритового пеплового материала в грубообломочных русловых образованиях. С увеличением его количества плотность осадков возрастает.

Характерная особенность структуры пойменных отложений — появление среди тонкозернистых разновидностей включений и прослоев средней и крупнообломочной тефры (лапилли, бомбы, куски окатанной пемзы). Особенность русловых осадков вблизи вулканов — широкое распространение в них включений лавовых глыб, реже подушек и шаров, которые образуют рассеянные, цепочковидные или линзообразные скопления. Промежутки между этими фрагментами заполнены аллювиальным материалом с присущей ему слоистостью. Таким образом, формируется своеобразная порода, крупнообломочная часть которой сложена вулканическим материалом, а заполнитель — терригенным.

В отличие от аллювия невулканических областей, для которого характерны ритмы с прямой сортировкой, в вулканических районах в пойменных и русловых осадках широко распространены ритмы с обратной сортировкой. Более грубый гранулометрический состав верхнего элемента ритма обычно связан с примесью пемзовых или шлаковых обломков, которые при выпадении из взвеси дольше удерживаются на поверхности воды вследствие большей своей пористости и легкости. Мощности ритмов, их гранулометрический состав, тип строения чрезвычайно изменчивы по вертикали и латерали. Это связано с колебаниями в интенсивности поступления в осадки разнородного вулканокластического материала.

Для аллювиальных отложений вулканической области характерны специфические текстуры нарушения слоистости, которые в невулканических районах почти не развиты. Это знаки нагрузки, внедрения одного слоя в другой, изгибания, разрывов слоев, смещения, мелких складчатых деформаций, текстуры взмучивания и оползания. Они чаще всего возникают при быстрой подаче больших масс пирокластического или осадочно-пирокластического материала и встряхивании осадков при землетрясениях. Эти текстуры наиболее ярко выражены в тонкообломочных пойменных осадках. Особенность пойменных отложений с большим количеством пепловых туфов — обилие текстур нарушения слоистости мерзлотной природы. Это мерзлотные котлы и глинья, трещины со смещениями, изгибания и разрывы слоев, чаще всего возникающие в пепловых туфах или на границе их с вмещающими породами.

Спокойное напластование пойменных и русловых отложений часто нарушается вторгающимися в долины лавовыми, пирокластическими и лахаровыми потоками, внедрениями мелких даек и шлаковых конусов.

В аллювии благодаря вулканизму отмечается иное соотношение фаций, чем в аналогичных гидрологических условиях в невулканических областях. Так, постоянное поступление на поймы рек больших количеств пеплового материала и в связи с этим повышенный темп выполнения отрицательных форм рельефа при прочих равных условиях способствует преобладающему развитию пойменных фаций там, где по гидрологическим условиям должны были бы преобладать русловые (верхнеплейстоценовые "покровные" отложения р. Камчатки).

Быстрое поступление в долины рек больших масс лахаровых, пирокластических потоков и отложений направленных взрывов и в связи с этим резкое увеличение уклонов рек при равенстве всех других условий вызывают в разрезах смену пойменных фаций русловыми (современный аллювий р. Камчатки в районе рек Толбачик, Студеная, Пахча и Сухая Авачинская).

Подпруживание русел рек лавовыми, лахаровыми или пирокластическими потоками вызывает смену по латерали русловых фаций пойменными на участке выше подпруды (эрмановские аллювиальные отложения по р. Зесхл).

Таким образом, вулканические явления наряду с тектоническими и климатическими служат причиной большей фациальной изменчивости аллювиальных отложений по разрезу, в отличие от невулканических районов. Они же являются причиной частой смены фаций по латерали. Это связано с тем, что смена типов подачи вулканического материала на разных участках долины при общих тектонических и климатических условиях создает в пределах одновозрастной толщи в одних случаях разрезы с преобладанием пойменных и пойменно-озерных фаций (ассоциация аллювия с лавовыми потоками, отложениями пеплопадов), в других — разрезы с преобладанием русловых фаций (ассоциация аллювия с лахаровыми, вулканопролювиальными, пирокластическими потоками).

Для аллювия вулканической области характерна повышенная мощность, так как благодаря подаче в долины вулканического материала его формирование происходит в условиях избыточной аккумуляции. Этому способствует и участие ледникового питания рек, которое уже само по себе вызывает избыточную аккумуляцию аллювия.

Для аллювиальных толщ характерен констративный тип строения, который в невулканических областях обычно возникает в условиях тектонического прогибания. Здесь же он может развиваться и в условиях поднятия. Причина



этого – избыточная аккумуляция аллювия, которая в данном случае заменяет влияние тектонического фактора.

Особенность констративно построенных аллювиальных толщ – их усложненная по сравнению с невулканическими областями цикличность и ритмичность. Она возникает благодаря наложению на тектоническую и климатическую цикличность и ритмичность вулканических явлений, которые в свою очередь также имеют циклический и ритмический характер. В результате накопление аллювия происходит не равномерно, а импульсами разной силы и продолжительности, чередуясь с накоплением вулканических образований. При этом вулканические явления то стимулируют, то угнетают аккумуляцию аллювия.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, речным отложениям вулканической области присущи следующие черты:

1. Специфический состав пород.
2. Ассоциация в разрезах с отложениями вулканопролювиальных, лахаровых, пирокластических, лавовых потоков, эруптивных камнепадов и пеплопадов.
3. Иное по сравнению с невулканическими областями соотношение фаций, т.е. благодаря пеплопадам, развитие пойменных фаций там, где по гидрологическим условиям должны были бы преобладать русловые; из-за быстрого поступления в долины лахаровых, пирокластических потоков и отложений направленных взрывов развитие русловых фаций там, где по гидрологическим условиям должны были бы быть пойменные. Подпруживание лавовыми, лахаровыми и пирокластическими потоками создает условия смены по латерали русловых фаций пойменными.
4. Бóльшая, чем в невулканических областях, фациальная изменчивость по вертикали и горизонтали.
5. Повышенная мощность и преимущественно констративный тип строения аллювиальных толщ.
6. Сложность строения констративных аллювиальных толщ вследствие чередования аллювиальной аккумуляции с вулканической, которая ее подавляет или стимулирует.

**ДЕЛЬТОВЫЙ КОМПЛЕКС**

В дельтовый комплекс входят отложения подводной и надводной дельты. Подводная часть дельты представляет собой отложения речных выносов в водоеме. Надводная часть дельты включает в себя аллювиальные отложения низовьев речных долин: русловых протоков, озер, болот (Феофилова, 1957; Ботвинкина, 1965).

Отложения дельтового комплекса изучались в разрезах в устьях рек Ича, Сопочная, Этолона. В устьях рек Ича (энемтенская свита) и Этолона (эрмановская свита, за исключением самых нижних ее частей) дельтовые отложения формировались в прибрежных частях опресненных лагун, в устье р. Сопочная (энемтенская свита) – в прибрежно-морских условиях. Накопление дельтовых отложений происходило в условиях подачи в область аккумуляции больших масс вулканического эолового и вулкано-пролювиального материала из расположенных поблизости вулканических районов. Для примера приводится описание разреза дельтового комплекса в устье р. Ича (фиг. 14). Послойные разрезы в устьях рек Этолона и Сопочная иллюстрирует фиг. 15. Разрезы дельтовых отложений подобраны в порядке постепенного уменьшения в них количества и размерности пирокластического материала.

Разрез дельтового комплекса (энемтенская свита) в устье р. Ича у пос. Ичинского слагают (см. фиг. 14) следующие отложения:

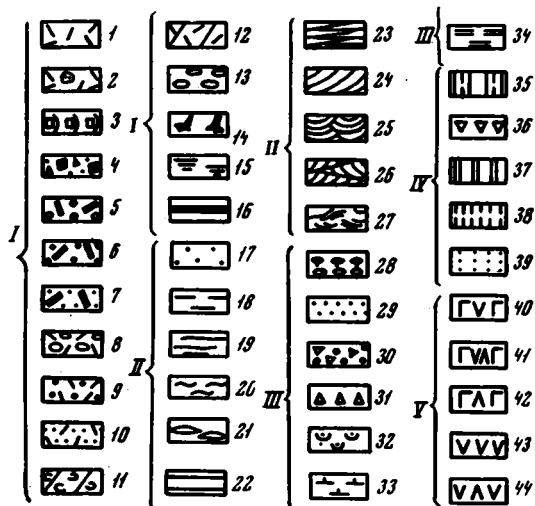
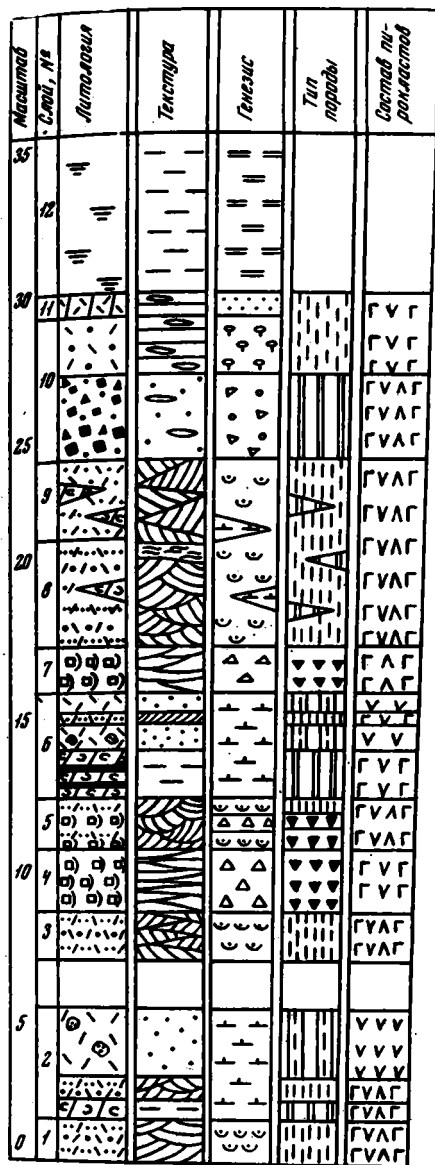
Мощность, м

1. Туфопесчаники светло-серые и желтые, крупно- и грубозернистые, плохо сортированные, рыхлые или слабосцементированные, с включениями гальки туфоалевролитов и туффитов. Образуют линзовидные серии мощностью от 0,2 до 0,4 м, длиной до 1–1,5 м, наслоенные в горизонтальном, наклонном и косом направлении с взаимопереходами одного направления в другое; серии нередко перекрестно срезают друг друга, по крупности материала отличаются друг от друга; границы серий нечеткие; слоистость образована чередованием слоев мощностью 1,5–3 см линзовидной формы; границы слоев нечеткие, сортировка в них отсутствует; слои с разной крупностью материала не закономерно чередуются . . . . . 2,5
2. Пачка туффитов и пепловых туфов. Туффиты желто-коричневые, тонкообломочные, нечетко горизонтально-слоистые, с тонкими гумусовыми прослойками (1–3 мм), образуют прослой мощностью 0,1–0,2 м в нижней части пачки; пепловые туфы палевые, неслоистые, с многочисленными остатками стеблей, корешков растений, фрагментов листьев, образуют серию прослоев мощностью от 0,2 до 2,5 м в верхней части пачки; в некоторых прослоях многочисленные включения туфопесчаников в форме неправильных фрагментов и линз размером 1–3 см в длину, до 1 см в ширину; в пачке – прослой туфопесчаников мощностью 0,8 м, аналогичные описанным в слое 1 . . . . . 4  
Перерыв 0,8 м.

- |  |     |
|--|-----|
| 3. Туфопесчаники, аналогичные слою 1 . . . . .   | 1,5 |
| 4. Тефроиды темно-серые и черные, мелко- и среднеобломочные, хорошо сортированные, образуют горизонтально наслоенные серии мощностью от 5 до 20 см с мелкой параллельно-линзовой слоистостью, созданной чередованием слоев мощностью 1-1,5 см, длиной 10-12 см, сложенных материалом разной крупности. . . . .   | 2   |
| 5. Туфопесчаники, аналогичные слою 1, с прослоями тефроидов, сходными со слоем 4; мощность туфопесчаников 10-15 см, тефроидов - до 5 см . . . . .  | 1,5 |
| 6. Пачка туффитов и пепловых туфов. Туффиты палевые, розовато-серые, аналогичные слою 2, в ритмичном чередовании с гумусовыми прослоями (10-20 см), слагают нижнюю половину пачки; пепловые туфы палевые и белые, тонкообломочные, однородные, рыхлые, неслоистые, с многочисленными растительными остатками, образуют прослой мощностью 0,3-0,5 м в верхней части пачки; в пачке два прослоя туфопесчаников мощностью 0,3-0,4 м, аналогичных слою 1 . . . . .   | 3,3 |
| 7. Тефроиды, аналогичные слою 4, с линзами туффитов палевых, тонкообломочных, однородных, неслоистых, мощностью 0,1-0,2 м, длиной до 1-1,5 м . . . . .   | 1,5 |
| 8. Пачка туфопесчаников, аналогичных слою 1, с линзовидными прослоями туффитов (0,5 м); в отличие от слоя 1, мощность серий сократилась до 5-10 см, среди них преобладают серии с горизонтальной и косоволнистой слоистостью . . . . .   | 3,5 |
| 9. Туфопесчаники темно-зеленые, мелкозернистые, хорошо сортированные, очень плотные, образуют горизонтально наслоенные линзовидные серии мощностью от 0,3-0,4 м в нижней и до 5-10 см в верхней части пачки, протяженностью до 1,5-3 м; слоистость в сериях горизонтальная, косая одно- и разнонаправленная, косоволнистая; образована чередованием слоев мощностью 1-1,5 см . . . . .   | 3   |
| 10. Пачка вулканогенных полигенных конгломерато-брекчий и туфо-конгломератов. Конгломерато-брекчии (низы пачки), голубовато-серые или палево-желтые, очень плотные, с разнообразными (от долей сантиметра до 7-10 см) обломками разнообразной формы, пестрого состава; обломки ориентированы, наиболее крупные из них приурочены к нижней части слоя; туфоконгломераты (верхи пачки) серо-бурые, рыхлые, с окатанными, отсортированными по крупности обломками, размером от 0,5 до 3 см, отчетливо ориентированными; мощность конгломерато-брекчий - 3 м, туфоконгломератов - 2 м; переход между ними постепенный, граница пачки с подстилающими отложениями с размывами . . . . . | 5,0 |
- Неполная вскрытая мощность отложений 28,6 м.

В этом разрезе слои 1, 3, 5, 8, 9 - отложения речных выносов подводной дельты, 2 и 6 - небольших приморских озер, 4 и 7 - вулкано-пролювиальные, 10 - лахарово-аллювиальные (русловые).

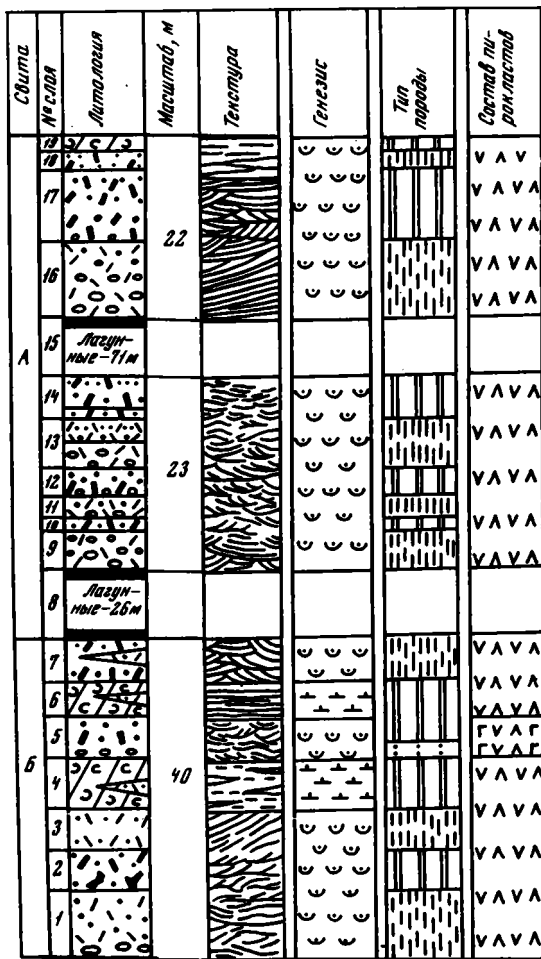
В разрезе отложений эрмановской свиты на левом берегу р. Этолоны (фиг. 15) показаны только пласты отложений речных выносов, а чередующиеся с ними лагунные отложения пропущены. Характеристика этих лагунных отложений приводится в главе IV. В разрезе, изображенном на фиг. 15, слои с 1 по 7 формировались в прибрежно-морских условиях, а слои с 8 по 19 - в опресненных лагунах. Разрез дельтового комплекса на правом берегу р. Этолоны представлен осадками речных выносов и заболочивающихся приморских озер. Отложения этого разреза венчают эрмановскую толщу, вскрытую на левом берегу р. Этолоны.



Фиг. 14. Разрез отложений дельтового комплекса энемтенской свиты в устье р.Ича у пос. Ичинский

I - литологическая колонка: 1 - туф пепловый, 2 - туф пепловый с обломками песчаника, 3 - тефроид мелкообломочный, 4 - конгломератобрекчия с глыбами, 5 - туффит крупнообломочный, 6 - туффит среднеобломочный, 7 - туффит мелкообломочный, 8 - туфоконгломерат, 9 - туфогравелит, 10 - туфопесчаник, 11 - туффит мелкообломочный, 12 - туфоалевролит, 13 - конгломерат, 14 - крупные фрагменты древесины, 15 - торф, 16 - бурый уголь; II - текстура: 17 - массивная, однородная, 18 - слоистость нечеткая, мелкая, горизонтальная, 19 - крупная, горизонтальная, прерывистая, волнистая, 20 - мелкая, горизонтальная, прерывистая, волнистая, 21 - линзовидная, 22 - правильная горизонтальная,

выдержанная, 23 - горизонтальная параллельно-линзовидная, 24 - косая однонаправленная, 25 - мулдообразная, 26 - косая разнонаправленная, 27 - косоволнистая; III - генетические типы отложений: 28 - русловые, 29 - пойменные, 30 - лахаровые, 31 - вулканопролювиальные, 32 - речные выносы (подводной дельты), 33 - озерные, 34 - отложения болот; IV - тип породы: 35 - туфы, 36 - тефroidы, 37 - ортотуффиты, 38 - паратуффиты, 39 - вулканотерригенные и терригенные породы; V - пирокласты: 40 - андезитобазальты, 41 - смешанные андезитодациты и базальты, 42 - смешанные дациты и базальты, 43 - андезиты, 44 - андезитодациты



Фиг. 15. Разрез подводнодельтовых отложений в лагунном комплексе этолонской (Б) и эрмановской (А) свит на левом берегу р. Этолона

Условные обозначения см. на фиг. 14

Дельтовые отложения в эрмановской свите в устье р. Этолоны сложены туфопесчаниками, туфогравелитами, туфокогломератами, средне- и крупнообломочными туффитами с примесью большого количества крупных (до 2-3 см) обломков пемзы. По структурным и текстурным особенностям они аналогичны отложениям разреза в устье р. Ичи. Дельтовые отложения в эрмановской свите образуют несколько циклов, которые в нижней и средней своих частях состоят из отложений речных выносов, а в верхней - из озерных или болотных отложений, или тех и других вместе. Нижние части циклов сложены более грубыми осадками, чем верхние (см. фиг. 15, литологическая колонка). На фоне такого изменения осадки внутри цикла неоднократно грубеют, что связано с обогащением их вулканокластическим материалом. Также неоднократно происходит изменение их сортированности, которое связано с увеличением или уменьшением

вулканического материала в осадках. Как правило, слои, обогащенные им, сортированы хуже. Распределение пирокластического материала в осадках каждого дельтового цикла обнаруживает определенную закономерность. Максимум непосредственного пирокластического материала отмечается в верхах цикла, а минимум - в низах; в пределах каждого слоя внутри цикла большее количество пирокластического материала отмечается в верхних частях слоя, меньшее - в нижних.

Отложения заболачивающихся приморских озер и речных выносов в дельтовом комплексе в устье р. Этолоны отличаются от таковых же отложений в устье р. Ичи тем, что содержат значительно меньше пирокластического материала.

По своим текстурным особенностям отложения речных выносов в устье р. Сопочной близки таковым в ичинском и этолонском разрезах (см. колонки слоистости на фиг. 14, 15), но в отличие от них сложены значительно более мелкозернистыми и лучше отсортированными туфопесчаниками, туфоалевролитами и туффитами. Туффиты здесь встречаются гораздо реже, чем в ичинском и этолонском разрезах.

В отличие от ичинского разреза, в толще отложений в устье р. Сопочная отсутствуют прослои вулканопроловиальных и лахарово-аллювиальных отложений. Комплекс фауны в подводно-дельтовых отложениях устья р. Сопочной - морской, в отличие от речных выносов устьев рек Ича и Этолона - с пресноводной фауной.

## ОТЛОЖЕНИЯ РЕЧНЫХ ВЫНОСОВ

Как видно из приведенных разрезов, отложения речных выносов (подводной дельты) – наиболее характерный генетический тип дельтового комплекса. Они могут целиком образовывать один дельтовый цикл, но чаще в его строении наряду с ними принимают участие озерные, болотные, русловые и пойменные отложения (Ботвинкина, 1954, 1963, 1965). Подводно-дельтовые отложения сложены туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами с подчиненными прослоями тефроидов, туффитов, песчаников. Иногда эти породы обогащены растительным шламом или раковинным детритом, содержат обломки панцирей диатомовых. Отложения речных выносов состоят из слоев линзовидной формы, протяженностью от десятков до сотен метров, которые, в свою очередь, состоят из линзовидных горизонтально наложенных серий мощностью 0,2–1,5 м, протяженностью до 10 м.

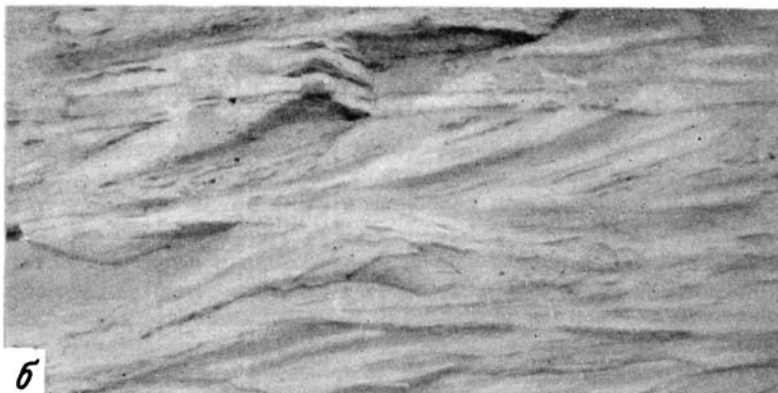
Выделяется два типа слоев, сменяющих друг друга по простиранию и по вертикали. В слоях первого типа направленность в изменении их строения по вертикали выражена очень слабо. В них, при неизменном масштабе слоистости, в направлении от подошвы к кровле незначительно уменьшается грубость материала, развита крупная, косая и мульдообразная, редко перекрестная слоистость, с направлением падения косых серий в разные стороны, с изменением азимутов падения до  $180^{\circ}$ . В сериях отмечается сочетание косой однонаправленной слоистости с мульдообразной, косоволнистой и наклонной. Углы наклона слойков в пределах серий колеблются от  $0$  до  $30^{\circ}$ . Мощность серий от 1 до 1,5 м (фиг. 16).

Для второго типа слоев характерна ярко выраженная направленность в изменении от подошвы к кровле. В этих слоях мощность серий снизу вверх постепенно уменьшается; в этом же направлении заметно мельчает обломочный материал. В низах слоев развита слоистость, характерная для первого типа, в верхах – мелкая, косая, косоволнистая, с углами падения слойков до  $10^{\circ}$ , пологая наклонная (до  $2-3^{\circ}$ ) и горизонтальная (фиг. 17,а).

Различное строение рассмотренных двух типов слоев, видимо, отражает разные гидродинамические условия их формирования (Ботвинкина, 1962).



фиг. 16. Отложения речных выносов вблизи вулканов в районе горы Тхалныч



Фиг. 17. Слоистость подводнодельтовых отложений (устье р. Сопочная)

*a* – косоволнистая (нижняя часть снимка) и горизонтальная слоистость, нарушенная оползневыми текстурами (верхняя часть снимка); *б* – косая однонаправленная

В отложениях речных выносов одного дельтового цикла мощность слоев снизу вверх уменьшается, слагающий их материал мельчает. В этом же направлении вместо резко перекрестной, крупной косой (фиг. 17,б) и мульдобразной становятся преобладающими горизонтальная, полого наклонная, мелкая косая и косоволнистая слоистость (фиг. 17,а).

Такое строение подводно-дельтовых отложений вблизи вулканов нарушается. На фоне общей тенденции к измельчению материала снизу вверх в цикле отмечаются резкие колебания его крупности в отдельных слоях, связанные со значительной примесью в них вулканического материала (Павлидис, 1968). Так, в некоторых пачках отложений речных выносов отмечаются прослойки грубообломочных смешанных пород, которые, имея те же формы слоистости, что и туфопесчаники, резко отличаются от них большей крупностью обломочного материала, крупными включениями глыб и текстурами нарушения слоистости. Глыбы, образующие включения, сложены туфопесчаниками или туффитами. Форма глыб угловатая, неправильная, их размеры от 0,3–0,5 до 0,5–0,7 м в поперечнике. Глыбы разбиты трещинами со смещениями, слои в трещинах перемяты. По трещинам и на поверхности глыб развиты корочки ожелезнения до 1 см толщиной. Распределение глыб беспорядочное. К слоям грубообломочных смешанных пород приурочены вертикальные и наклонные трещины шириной до 1–1,5 см, с интенсивным ожелезнением в них. Эти трещины во вмещающие породы не проходят. Кроме включений глыб и трещин, в туффитах наб-



Фиг. 18. Современные осадки морской дельты р.Этолона

а - озерки среди песчаных наносов (после прилива); б - глыбы обрушения с береговых обрывов, перемещенные течениями в область дельты

лодаются деформации слоев в виде причудливой формы складок длиной до 0,6 м, шириной 0,2–0,3 м, вдоль которых развито сильное ожелезнение. Все эти текстуры наблюдаются только в слоях, обогащенных пирокластикой.

Отмеченные генетические признаки отложений совпадают с описанными в литературе признаками для подводно-дельтовых осадков (Ботвинкина, 1963, 1965; Дельтовые и мелководно-морские..., 1963). Так, развитые в отложениях формы слоистости позволяют предполагать, что осадки откладывались водными потоками со сложным гидродинамическим режимом. Водный поток не был единым, а распался на систему отдельных струй, текущих в разные стороны, многократно меняющих свое направление. Интенсивность и скорость потоков (струй) то периодически усиливалась, то ослабевала. Сочетание косой, косоволнистой и мульдобразной слоистости указывает на то, что движения собственно водных струй включали и волновые движения, и эти два типа движений чередовались во времени. Такие сложные гидродинамические условия можно представить в крупном водоеме вблизи устьевой части реки. Указанные выше различия в направленности изменений слоев по простиранию, по-видимому, связаны с тем, что водные потоки на одних участках имели сравнительно постоянный режим, на других их интенсивность периодически менялась. Отмеченная направленность в изменении слоев по разрезу отражает различные фациальные условия их образования. Так, слои отложений речных выносов в низах дельтовых циклов, видимо, формировались мощными потоками в водной



среде с сильными волновыми движениями. В этих условиях пирокластический материал интенсивно перерабатывался, что и привело к относительной бедности отложений нижних слоев цикла непереотложенным пирокластическим материалом.

Верхние слои отложений речных выносов в дельтовых циклах формировались маломощными потоками на мелководье со слабыми волновыми движениями типа ряби, волнений или течений в условиях частого осушения. Такие участки побережья видны на фиг. 18 на поверхности современной дельты р. Этолоны. В этих условиях пирокластический материал перерабатывался значительно слабее. Поэтому и создавалась относительная обогащенность верхних слоев дельтового цикла непереотложенным пирокластическим материалом. Таким образом, изменения слоистости, гранулометрического состава осадков речных выносов и содержания в них непереотложенного пирокластического материала в пределах дельтового цикла отражают направленную смену гидродинамических условий, имеющую пульсационный характер (Жемчужников, 1963).

Различное содержание пирокластического материала в отложениях речных выносов разных дельтовых циклов одного или разного возраста могло быть связано с двумя причинами: различной интенсивностью вулканической деятельности и разными динамическими условиями формирования. Так как абсолютные количества пирокластического материала ввиду его переработки учесть невозможно, влияние первой причины не может быть прослежено. Относительная разница в содержании пирокластического материала объясняется динамическими условиями. Так, относительно меньшее содержание пирокластики в отложениях речных выносов самого раннего цикла в устье р. Этолоны (низы эрмановской свиты), возможно, связано с тем, что они формировались в прибрежно-морской обстановке под влиянием морских волнений, которые в совокупности с речным потоком создавали условия для существенной переработки пирокластических фрагментов. Относительно большее содержание пирокластики в отложениях речных выносов поздних циклов этого разреза, вероятно, вызвано тем, что они накапливались в условиях сначала лагуны, утратившей связь с морем, а затем в озерах. При формировании речных выносов роль волновых движений была меньше влияния речного потока. Вследствие этого пирокластический материал перерабатывался слабее или захоронялся в непереработанном виде. Эти различия в условиях переработки определили относительно разные количества непереотложенного пирокластического материала в речных выносах дельтовых циклов.

### ОТЛОЖЕНИЯ ПРИМОРСКИХ ОЗЕР

Среди отложений речных выносов встречаются образования небольших, периодически заболачивающихся приморских озер, которые образуют среди них небольшие линзы. Протяженность линз от нескольких десятков метров до первых сотен метров, мощность от 1-1,5 до 5 м. Линзы очень пологие, с ровной кровлей и слабо выпуклой подошвой. Они сложены туфоалевролитами, туффитами, пепловыми туфами и гумусовыми прослоями. Во всех породах содержатся обильные растительные остатки: стебли, листья, корешки трав. Чередование пород равномерное или неравномерное, ритмическое, грубое или очень тонкое. В одних линзах преобладают пепловые туфы, в других - туффиты и туфоалевролиты. Изменения мощностей отдельных узлов и их пачек связаны с колебаниями содержания пирокластического материала.

Пепловые туфы и туффиты обычно неслоистые, массивные. Реже встречаются неясно слоистые туффиты со скоплениями растительного детрита, мелкими линзами туфопесчаников. Мощность слоев от 1-5 до 20-50 см, при этом она постепенно нарастает к центральному частям линз. Среди слоев встречаются необычно мощные (до 100-250 см) слои, сложенные туфами. Границы между слоями ровные, прямые, форма линзовидная.

В отложениях озер распространены текстуры нарушения слоистости типа изгибания, разрывов слоев, их смещения, внедрения одного слоя в другой,

оползания, обрушения. Текстуры обрушения приурочены обычно к особенно мощным слоям пепловых туфов. В этих слоях также много включений туфопесчаников из отложений речных выносов или туффитов и их размеры колеблются от 1 до 5-7 см, форма включений неправильная, иногда линзовидная, края занозистые, распределение беспорядочное. Местами включений так много, что порода становится похожей на брекчию, в которой обломки представлены туфопесчаниками, а заполнитель — пепловым туфом. Попадание обломков туфопесчаников в пепловые туфы воздушным путем маловероятно, так как золотые продукты представлены отсортированными по крупности (0,05-0,1 мм) кристалло- и витрокластическими фрагментами. Водным путем в массу пепла они вряд ли могли попасть, так как следы водной обработки материала отсутствуют. Вероятнее всего, обломки туфопесчаников и туффитов попали в массу пепла в результате обрушения или оплывания плохо затвердевшего осадка. Поскольку такие обломки смещены с места своего первичного залегания и наблюдались преимущественно в пирокластических породах, наиболее вероятная причина их смещения, а также других нарушений слоистости — землетрясения.

Спокойное первично-горизонтальное напластование в рассмотренных отложениях, протяженность и выдержанность по простиранию слоев, хорошая сохранность растительных остатков указывают на спокойную среду накопления. Причиной появления слоев были колебания в интенсивности поступления пирокластического, терригенного и органического материала. Сравнительно однородный гранулометрический и минералогический состав осадков при отсутствии следов обработки зерен и их перераспределения, вероятно, связан с тем, что материал, слагающий осадок, уже был отсортирован до того, как попал в среду накопления. Эта среда была настолько спокойной, что сохранила черты его первоначальной сортированности. Обилие в ряде прослоев диатомовых водорослей, преобладание среди остатков листовой флоры влаголюбивых растений заболоченных долин, частая перемежаемость с отложениями речных выносов позволяют предполагать, что среда накопления рассматриваемых отложений была водной. Линзовидное залегание формирующихся в этой среде отложений, их сравнительно небольшая мощность (максимум до 5 м) и длина (до первых сотен метров), а также обилие растительных остатков делают вероятным предположение, что этой средой были небольшие замкнутые озерные водоемы.

## ВУЛКАНО-ПРОЛОВИАЛЬНЫЕ И ЛАХАРОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кроме озерных, в дельтовом комплексе в устье р. Ичи были встречены вулканопроловиальные и лахаровые образования. Особенность дельты р. Ича состоит в том, что она формировалась вблизи действующих вулканов. Вулканопроловиальные отложения сложены рыхлыми тефроидами мелко- и средне-(0,25-2 мм), реже крупнообломочными (2-5 мм). Обломки в них угловатые, неокатанные или слабо окатанные. В их составе обычно преобладают свежие темно-бурые или черные афировые пузыристые базальты (50-60%), меньше кристаллов (20%) плагиоклазов, пироксенов, осколков бурого пузыристого вулканического стекла (10%), единичны зерна выветрелых эффузивов, осадочных пород (песчаников, алевролитов, яшмоидов). В некоторых разностях содержание кристаллов возрастает до 50-60%, а осколков вулканического стекла — до 15-20%, при этом уменьшается количество обломков афировых базальтов. Среди тефроидов встречаются линзы (мощностью до 0,1-0,2 м, длиной до 1-1,5 м) туффитов, аналогичных таковым из озерных отложений, а также прослой туфопесчаников (15-20 см) из отложений речных выносов.

Видимо, тефроиды формировались из слабо переработанного пирокластического материала с незначительной примесью терригенного. Они образуют пачки мощностью 1,5-2 м. Эти пачки имеют форму пологих линз, длиной до нескольких сотен метров. Каких-либо изменений в строении пачек тефроидов по прос-

тиранию нет. В разрезе встречается несколько вариантов пачек: либо чисто тефроидные, либо пачки чередования тефроидов и туфопесчаников (отложений речных выносов), либо тефроидов и туффитов (озерных отложений). Слоистость в пачках параллельно-линзовая. Линзы толщиной 1–1,5 см, длиной 10–20 см наслаиваются горизонтально, группируясь в серии мощностью от 5 до 20 см с нечетко выраженными серийными швами. Серии отличаются различной крупностью материала. Иногда в пределах серии снизу вверх грубый материал сменяется более тонким. Большинство серий построено однородно. Сонахождение тефроидных образований с отложениями речных выносов и озер свидетельствует о том, что они накапливались в дельтовой обстановке.

Параллельно-линзовая мелкая слоистость на фоне крупной горизонтальной серийной и хорошая сортировка материала в сериях указывают на формирование тефроидных осадков водными потоками небольшой мощности, растекающимися на площади и меняющими свое направление. Частое присутствие среди них отложений иного состава и генезиса указывает на непостоянство потоков. Состав приносимого ими материала был иной, чем в отложениях речных выносов. По-видимому, источник его сноса располагался вне действия протоков и русел реки, формирующих дельту. Вероятнее всего, это были боковые потоки пролювиального типа. Тот факт, что в пролювиальный процесс вовлекался именно вулканический, а не какой-либо иной материал, указывает на связь двух процессов: вулканической подачи материала и переноса его временными потоками. Для такого типа отложений, широко развитого у подножий современных действующих вулканов Камчатки, Т.С. Краевой предложено название вулcano-пролювиальных. По отношению к рассматриваемому типу отложений временных потоков этот термин наиболее применим (Краевая, 1969; Краевая, Мелекесцев, 1969).

Лахарово-аллювиальные (русловые) отложения в дельтовом комплексе представлены в нижней части конгломерато-брекчиями, а в верхней – туфо-конгломератами. Конгломерато-брекчия состоят из обломков, размером от 0,5–1 до 7–10 см, угловатой, остроугольной, округлой и овальной формы. Среди них преобладают (60–70% общей массы обломков) свежие афировые пузыристые базальты, аналогичные таковым из отложений временных потоков; в подчиненных количествах (до 40–30%) присутствуют выветрелые эффузивные и осадочные породы. Заполнитель представлен мелко- и тонкообломочным тефроидным материалом, который состоит из фрагментов палагонитизированного вулканического стекла, кристаллов плагиоклазов, пироксенов, роговой обманки и пылевидных частиц. Палагонит замещает обломки вулканического стекла и обильно развит в порах породы, являясь ее цементом. Это зеленовато-бурое слабодупреломляющее коллоидное вещество с показателем преломления 1,532–1,535. На отдельных участках заметна слабая раскристаллизация.

Заполнитель равномерно распределен между обломками. Некоторые из них уплощенной стороной обращены к подошве слоя; овальные и удлиненные обломки длинной осью ориентированы вдоль напластования или один их конец приподнят по направлению палеотечения; часть обломков распределена беспорядочно. В отложениях намечается грубая сортировка: более крупные обломки тяготеют к нижней части пласта, которая насыщена ими гораздо больше, чем верхняя. В нижней части пласта обломки составляют 60–70% породы, а в верхней – 40–50%. Крупность и количество их снизу вверх постепенно уменьшается. В низах пласта много угловато-округлых и округлых валунов (от 10 до 60 см) туфопесчаника из подстилающих отложений. Валунуны приурочены к подошве слоя конгломерато-брекчий. Иногда верхняя часть таких валунов находится в конгломерато-брекчиях, а нижняя – в подстилающих туфопесчаниках. Контакт с подстилающими породами резкий, граница неровная, иногда в форме карманов размыта.

Обычно конгломерато-брекчии неслоисты, но иногда в них отмечаются полосы и линзы сравнительно отсортированного материала. Эти линзы толщиной от 2–3 см до 0,5–0,6 м, длиной до 1,5–3 м имеют нечеткие, но ровные

границы. Мощность пласта конгломерато-брекчий около 3 м; они постепенно, с нечеткой границей вверх по разрезу переходят в туфоконгломераты.

Гальки в туфоконгломератах хорошо и средне окатаны, их размеры от 0,5 до 3-5 см, форма округлая, часто уплощенная. По составу они одинаковы с отложениями речных выносов и составляют 60-70% породы. Промежутки между ними выполнены мелкозернистым туфопесчаником, аналогичным туфопесчаникам речных выносов. Эта связующая масса равномерно распределена между обломками, которые длинной осью ориентированы вдоль напластования; часто один их конец приподнят по направлению палеотечения. Слоистость в туфоконгломератах неясная, горизонтально-линзовидная и обусловлена сменой материала различной крупности. Среди них встречаются линзовидные прослои туфогравелитов мощностью 10-20 см и длиной 1-1,5 м, состав которых одинаков с туфоконгломератами. Границы слоев и прослоев нечеткие, но ровные. От подошвы к кровле слоя крупность обломков уменьшается. Мощность туфоконгломератов около 2 м.

Как было отмечено, конгломерато-брекчии постепенно сменяются вверх туфоконгломератами. Состав этих пород существенно различный. По простирацию они не меняют своих особенностей, образуя выдержанные по мощности протяженные пласты. На площади они распространены в форме полосы шириной до 1,5 км, примыкающей к современной долине р. Ичи. Тесная связь этих отложений между собой в разрезе указывает на образование их в одной фашиальной обстановке. Но различия в составе, структурных и текстурных особенностях, по-видимому, связаны с разными источниками сноса и условиями отложения.

Туфоконгломераты образовались из материала того же происхождения, что и туфопесчаники речных выносов. Хорошо выраженная ориентировка обломков в них, хорошая окатанность материала и послойная его сортированность при горизонтальном и линзовидном характере слоистости указывают на то, что туфоконгломераты были сформированы водными потоками постоянного направления. Пластовая форма залегания, распространение на площади в форме полосы вдоль современной долины р. Ичи, постепенное уменьшение крупности материала от подошвы к кровле, более всего сближают эти образования с аллювиальными, а именно русловыми отложениями. Относить данные отложения к аллювиальному типу позволяют не только присущие им признаки, но и особенности строения всего дельтового комплекса в устье р. Ичи, верхним членом разреза которого они являются. Судя по тому, что верхние слои комплекса несут в себе черты континентального происхождения, очевидно, естественным завершением этапа существования наземно-лагунной дельты было появление в разрезе аллювиальных и болотных фаций (Жемчужников, 1955; Ботвинкина, 1963; Тимофеев, 1969).

Состав конгломерато-брекчий указывает на то, что они образовались в основном из рыхлого вулканического и в меньшей степени терригенного и вулканог-терригенного материала. Судя по тому, что этот разнородный по происхождению, размерности, степени обработки материал в породе довольно равномерно перемешан, к месту накопления он поступал уже в смеси. Некоторая ориентировка обломков, захват глыб из подстилающих отложений, залегание на них с размывом указывают на то, что к месту захоронения этот перемешанный материал был доставлен довольно мощным потоком. Особенность потока состояла в том, что в нем крупные обломки в равномерной смеси с мелкими и пелито-алевритовыми частицами переносились во взвешенном состоянии. Такой характер движения обломочного материала в потоке свидетельствует о том, что поток был водо-грязекаменным. Отсутствие слоистости в одних разностях конгломерато-брекчий указывает на ламинарное движение потока; нечеткая линзовидная слоистость в других, возможно, объясняется некоторой турбулентностью движения. И в том и в другом случае нижняя часть потока была более перегружена обломочным материалом, чем верхняя. Поскольку подобного рода отложения встречаются в разрезе дельтового комплекса единойжды и для устьевых частей рек вообще не типичны, возникает вопрос: чем было вызвано появление грязевого потока.

Судя по составу обломочного материала, местом возникновения потока был один из центров Ичинского вулкана. Учитывая пирокластическую природу фрагментов грязевой массы, его существенное отличие по составу от аллювиальных отложений, вероятнее всего, следует рассматривать грязевый поток как лахаровый, а не как простой селевый. Обильные выделения палагонита в породе могут указывать на лахаровый характер потока, так как процессы гидратации вулканического стекла, согласно исследованиям А. Ной-Нигарда (Noy-Nygaard, 1940) и В.И. Гоньшаковой (1955), развиваются при взаимодействии с водой в момент извержения вулканических продуктов основного состава. Транспортировка грязевых масс на 80–100 км от вулкана вряд ли могла осуществляться только грязевым потоком. Транспортирующими агентами, вероятно, служили водные массы русел и протоков на дельтовой равнине. О том, что грязевые массы двигались этими путями, говорит их распространение полосой вдоль долины р. Ичи и постепенный переход по разрезу в аллювиальные отложения.

### СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ДЕЛЬТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Рассмотренные особенности дельтовых отложений трех районов активного вулканизма позволяют выявить некоторые их специфические черты, характерные для вулканической области. В дельты, формирующиеся в обстановке низменного прогибающегося побережья, в небольшом удалении от вулканов поступает переносимый реками и по воздуху пирокластический материал. Реже области дельт достигает грубый пирокластический и пирокласто-осадочный материал направленных взрывов, вулкано-пролювиальных и лахаровых потоков.

Подача разнородных пирокластических продуктов влияет на состав, структуру и текстуру дельтовых осадков, соотношение фаций и стратификацию. Отложения дельтового комплекса слагают туфы, тефроиды (озерная и болотная фации), грубообломочные смешанные породы, туффиты, вулкано-терригенные и терригенные породы (подводно-дельтовая и наземная русловая, пойменная, озерная и болотная фации).

Для всех типов дельтовых осадков, так же как и для аллювия, характерны значительно бóльшая грубость обломочного материала, чем в невулканических областях и худшая сортировка осадков из-за примеси к ним пирокластики от пелитовой до псефитовой размерности. В результате этого размерность обломочного материала и его сортировка часто не соответствует той, которая должна бы быть согласно гидродинамическим условиям. Сортированность обломочного материала во всех типах отложений с приближением к вулканам ухудшается из-за примеси к тонкозернистым разностям грубого тефрового, а к грубозернистым – пеллового алеврито-пелитового материала; в связи с увеличением его количества плотность заполнения обломков в породах увеличивается.

Текстуры пород дельтового комплекса, с одной стороны, отражают механизм поступления вулканокластического материала, а с другой – гидродинамические условия фациальной среды. Для туфов характерна горизонтальная слоистость, образованная прямо или обратно (в пемзовых разностях) градиционно сортированными слоями. Прямая градиционная сортировка в туфах возникает в процессе выпадения пирокластического материала из воздуха, обратная – благодаря тому, что мелкие обломки пемзы быстрее намокают и осаждаются из взвеси, чем крупные. В тефроидах слоистость горизонтальная, параллельно-лизовая, характерная для вулкано-пролювиальных потоков. В грубообломочных смешанных породах горизонтальная слоистость едва намечается за счет слабо выраженной прямой сортировки обломочного материала и его ориентировки вдоль напластования – признаков, характерных для грязекаменных (лахаровых) потоков. В туффитах, вулкано-терригенных и терригенных породах слоистость такая же, как и в осадочных породах соответствующих фаций дельтового комплекса невулканических областей.

Специфическая особенность осадков дельтового комплекса – обилие в них текстур нарушения слоистости, которые в тех же самых фациальных условиях в невулканических областях почти не развиты. Это текстуры брекчий разламывания и обрушения, знаки нагрузки, внедрения одного слоя в другой, оползания, взмучивания, мелких складчатых и разрывных деформаций, крупных трещин заполнения. Эти текстуры наиболее часто возникают в результате быстрой подачи больших масс вулканического или вулканосадочного материала, встряхиваний и деформаций при землетрясениях, катастрофических паводков и разрушений берегов селевыми выносами.

Подача вулканического материала в значительной степени сказывается на соотношении фаций в дельтовом комплексе. Усиленный вследствие этой подачи темп аккумуляции способствует ускоренному переходу субаквальной дельты в наземную, с торфяными болотами и озерами между руслами. Обильные пеплопады угнетают рост дельтовых торфяников, в результате чего формируются маломощные, часто расщепляющиеся и выклинивающиеся торфяные залежи. Пеплопады также способствуют быстрому выполнению осадками озерных водоемов и кратковременности их существования. В результате, чем больше вулканического материала поступает в дельту, тем чаще и маломощнее среди подводно-дельтовых и русловых отложений становятся линзы озерных и болотных отложений и тем больше роль аллювиальных фаций.

Вулканические явления служат причиной возникновения в разнофациальных отложениях дельтового комплекса особых типов ритмичности. Так, поступление золотого пирокластического материала в осадки речных выносов и русел вызывает резкое изменение крупности, сортированности и состава обломочного материала в разных слоях. Это изменение часто не соответствует сезонной ритмичности в накоплении осадков. Поступление вулканопролювиального и лахарового материала резко нарушает строение пачек этих отложений, огрубляя их гранулометрический состав, ухудшая сортировку и создавая дополнительно к сезонной еще и вулканическую ритмичность. В болотных, озерных и пойменных отложениях дельтового комплекса пеплопады вызывают появление пород типа ритмитов, в которых ритмы состоят либо из осадочной и смешанной породы, либо смешанной и вулканической, либо вулканической и осадочной. Специфические особенности таких ритмитов – большая изменчивость мощностей, гранулометрического состава и направленности изменений ритмов. Вулканические явления оказывают значительно большее влияние на строение озерных дельт, чем морских. Это связано с более сильной переработкой вулканокластического материала в морских условиях.

Неустойчивость тектонического режима и особенности аккумуляции обломочного материала в вулканической области являются причиной малых мощностей дельтовых циклов, частой прерывистости в их развитии, смены дельтовых условий озерными и лагунными или лиманными. Дельтовые циклы тесно сопряжены с аллювиальными и вулканическими циклами. Намечаются следующие связи. В то время как в условиях избыточной аккумуляции (периоды мощных вспышек эксплозивного вулканизма) в долинах накапливается аллювий повышенной мощности, в дельтах, при общем сокращении мощности дельтового цикла, сокращаются подводно-дельтовые фации, сменяясь по вертикали наземными. И напротив, в то время как в долинах накапливается аллювий нормальной мощности (периоды ослабления эксплозивной деятельности), в дельтовой области мощность дельтовых циклов увеличивается, и в их составе преобладающее развитие получают подводно-дельтовые фации.

## ВЫВОДЫ

Итак, дельтовым отложениям вулканической области присущи следующие специфические черты.

1. Типы отложений дельтового комплекса резко контрастны по гранулометрическому и минералогическому составу и степени сортированности обломочного материала пород.

2. Чем больше содержание вулканического материала в дельтовых отложениях, тем меньшее значение имеют в них болотные и озерные фации и большее – отложения речных выносов и аллювиальные.

3. Для всех типов дельтовых отложений благодаря подаче вулканического материала характерна усложненная ритмичность в накоплении осадков.

4. Избыточная благодаря подаче вулканического материала аккумуляция в дельтах способствует быстрому переходу подводной дельты в наземную и в итоге – малой мощности дельтового цикла.

5. Дельтовым циклам присуща обратная сопряженность с аллювиальными. Когда в долинах при эксплозивном типе вулканизма накапливается аллювий повышенной мощности, мощность дельтовых циклов в низовьях рек сокращается. И напротив, когда в долинах при эффузивном типе вулканизма накапливается аллювий нормальной мощности, мощность дельтовых циклов увеличивается.

**ЛАГУННЫЙ КОМПЛЕКС**

В лагунный комплекс входят отложения собственно лагунные, речных выносов и болотные. В связи с тем, что отложения речных выносов рассмотрены в дельтовом комплексе, их характеристика в лагунном комплексе не приводится, а указывается лишь положение в разрезе. В этой главе детально рассматриваются собственно лагунные отложения, менее подробно – болотные, так как описание их также приводится в дельтовом комплексе. Примером отложений лагунного комплекса являются миоцен–плиоценовые отложения в среднем течении р.Тигиль и на западном побережье Камчатки в районе устья р.Этолоны (Точилинский разрез).

В разрезе этолонских отложений на правом берегу р. Тигиль, вблизи устья р. Переваловая вскрываются:

	Мошность, м
1. Туфогравелиты зеленовато–серые, неслоистые, с большим количеством обломков пемзы, бурых углей, растительного шлама	2
2. Ритмическое переслаивание туфоалевролитов, палевых (20–30 см) и бурых углей (20–30 см) с тонкой горизонтальной слоистостью . . . . .	6
3. Тефроид пемзовый, желтого цвета, андезито–дацитового состава, крупно–, средне– и мелкообломочный, с подчиненными прослоями андезитовых пепловых туфов, туфоалевролитов и растительного детрита; в тефроидах – слои (30–40 см) с прямой сортировкой, в пепловых туфах – разного цвета (5–10 см), в туфоалевролитах – тонкая слоистость, подчеркнутая скоплениями растительного детрита; все слои протяженные, выдержаны по мощности, горизонтальны, в прослоях туфоалевролитов много отпечатков листовой флоры . . . . .	13,5
4. Туффиты палевые, крупнообломочные, пемзовые, с прослоями бурых углей. Тонкая слоистость в туффитах образована слоями разного цвета с различным количеством растительного детрита . . . . .	5
5. Туфопесчаники зеленовато–серые, послойно ожелезненные, мелкозернистые, с прослоями туфоалевролитов (1,5–2 м); в туфоалевролитах – линзы (0,5 м длиной, 10 – 30 см толщиной) сидеритизированных туфопесчаников, с обильной листовой флорой хорошей сохранности, в некоторых прослоях туфоалевролитов – многочисленные отпечатки вертикально расположенных стеблей хвощей; слоистость во всех разностях ясно не выражена . . . . .	6,4
6. Ритмическое чередование туфопесчаников бурых, мелкозернистых (0,5 м), обогащенных растительным детритом и бурых углей (0,2 м); в нижних слоях туфопесчаников – редкие линзовидные (длиной 1 м, толщиной до 0,5 м) конкреции сидеритизированных туфопесчаников; слоистость внутри прослоев неясная, горизонтальная . . . . .	12,6
7. Пачка туффитов серых, крупнообломочных, пемзовых, с прослоями детрита и тонкообломочных туффитов с остатками листовой	



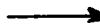
флоры хорошей сохранности; туффиты массивные, неслоистые, с большим количеством мелкого растительного детрита; слоистость в пачке горизонтальная, невыдержанная, линзовидная . . . . .	8
8. Туф пемзовый, серого цвета, андезитового состава, крупно-обломочный, неслоистый, с мелкими линзами углистых туфо-аргиллитов . . . . .	1-5
9. Чередование розовато-серых неслоистых дацитовых пепловых туфов (0,5-0,8 м), с мелким растительным детритом и бурых углей темно-коричневых и черных, листоватых (15-40 см); туфы сильно трещиноваты . . . . .	4,2
10. Ритмическое чередование буро-серых туфогравелитов и туфопесчаников средне- и мелкозернистых, послонно ожелезненных; в слоях по 10-20 см отмечается прямая сортировка; границы между ними нечеткие, ровные; в некоторых слоях встречаются линзовидной формы (20 × 30 см) конкреции сидеритизированных туфопесчаников с остатками листовой флоры хорошей сохранности, в верхних частях слоев мелкая параллельная линзовидная слойчатость, образованная слойками с прямой сортировкой средне- и мелкозернистых туфопесчаников . . . . .	8,2
11. Туфогравелиты бурые и серые, аналогичные слою 10 . . . . .	3
12. Туфогравелиты однородные, массивные, неслоистые, с большим количеством мелкого растительного шлама . . . . .	6

Общая мощность по разрезу 76 м. В этом разрезе к мелководным лагунным отложениям относятся слои 1,3,5,7,8,10-12, к отложениям болот-слои 2,4,6,9.

В разрезе этолонских отложений по левому берегу р. Большой Теклюваям (фиг. 19) вскрываются:

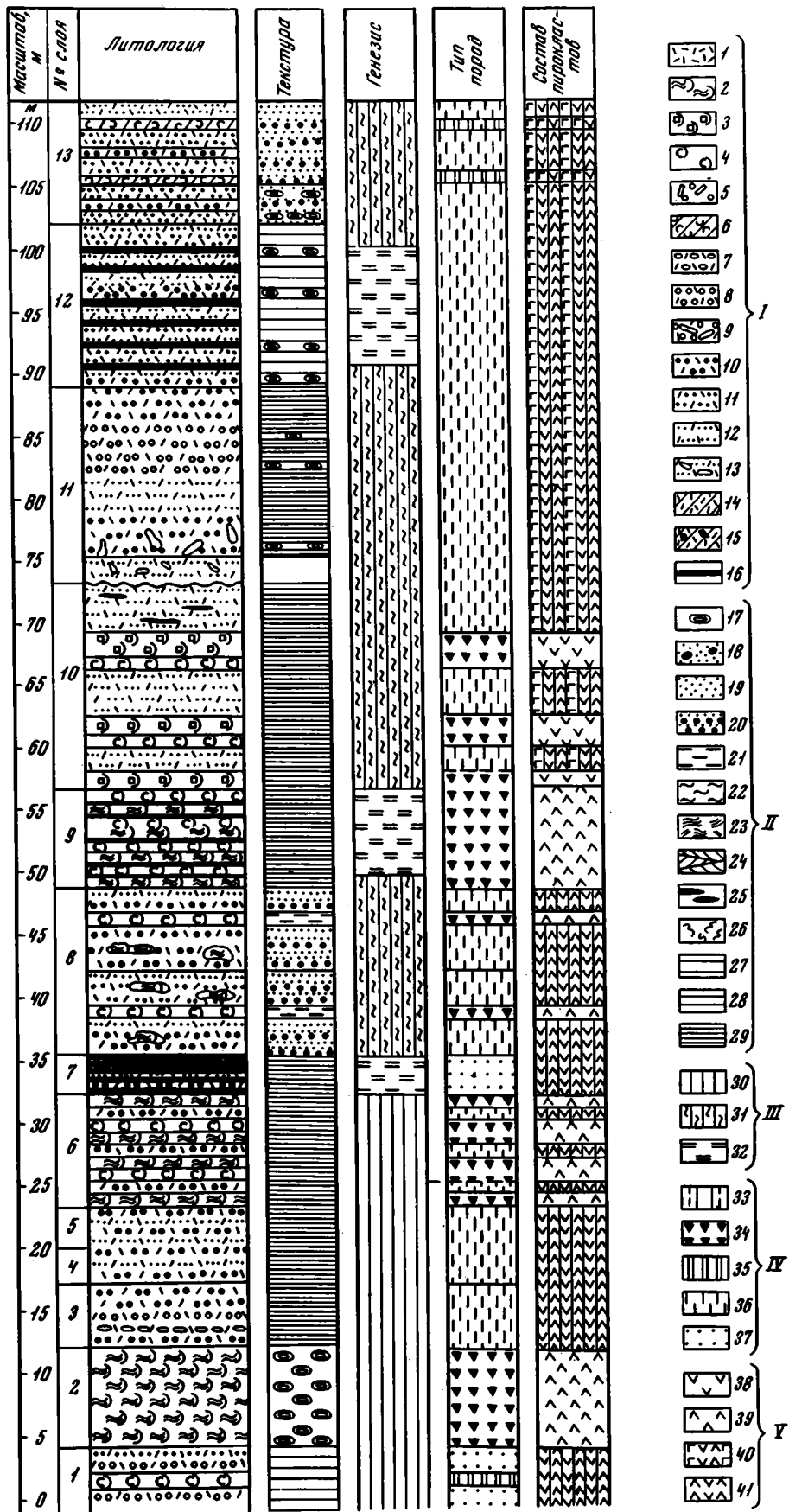
Мощность, м

1. Туфопесчаники зеленовато-серые, среднезернистые и туфогравелиты (3-8 см) с пемзовой галькой в ритмическом чередовании с желтыми тонкообломочными тефроидами дацитового состава (2-3 см); слоистость горизонтальная, слои протяженны, выдержаны по мощности; грубый материал в основании слоев сверху сменяется более тонким . . . . .	4,5
--	-----



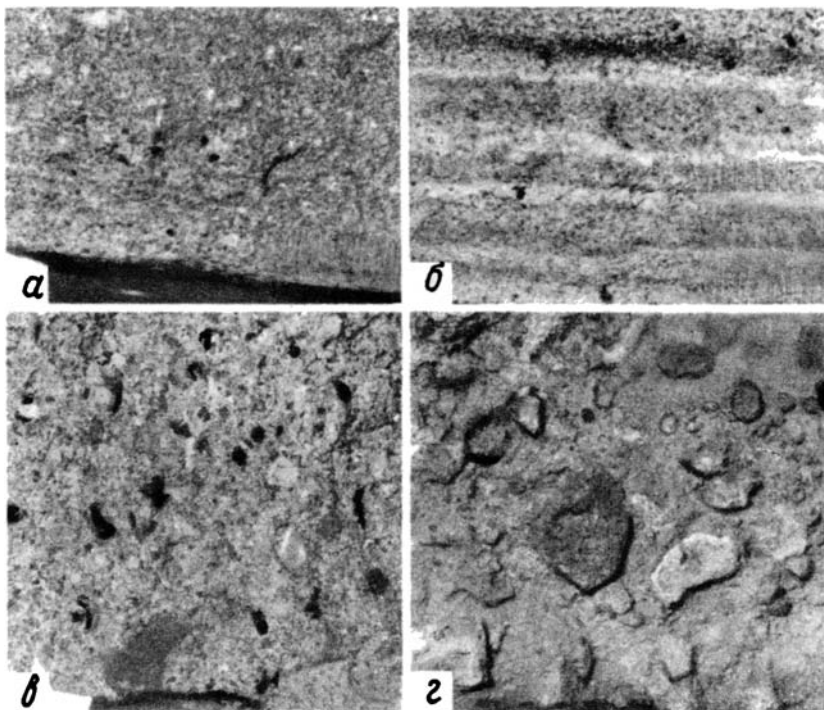
Фиг. 19. Разрез лагунного комплекса в отложениях этолонской свиты на левом берегу р. Большой Теклюваям

I - литологическая колонка: 1 - туф пепловый, 2 - тефроид грубообломочный, пемзовый, 3 - тефроид мелкообломочный, 4 - тефроид тонкообломочный, 5 - туффит среднеобломочный, 6 - туффит тонкообломочный, 7 - туфоконгломерат, 8 - туфогравелит, 9 - туфогравелит с валунами, 10 - туфопесчаник крупнозернистый, 11 - туфопесчаник среднезернистый, 12 - туфопесчаник мелкозернистый, 13 - туфопесчаник мелкозернистый с валунами, 14 - туфоалевролит, 15 - туфоалевролит с включениями обломков, 16 - бурый уголь; II - текстура: 17 - конкреционная, 18 - беспорядочная, с включениями глыб, 19 - массивная, однородная, 20 - слоистость за счет сортировки материала, 21 - слоистость нечеткая, мелкая, горизонтальная, 22 - мелкая, горизонтальная, прерывистая, волнистая, 23 - косоволнистая, 24 - косая разнонаправленная, 25 - линзовидная, 26 - ходы червей, 27 - правильная горизонтальная неравномерная, 28 - горизонтальная, ритмическая, равномерная, 29 - горизонтальная, ритмическая, направленно изменяющаяся; III - генетические типы отложений: 30 - глубоких частей лагун, 31 - мелководных частей лагун, 32 - отложения болот; IV - типы пород: 33 - туфы, 34 - тефроиды, 35 - ортотуффиты, 36 - паратуффиты, 37 - вулканно-терригенные и терригенные породы; V - пирокласты: 38 - андезиты, 39 - дациты, 40 - смешанные андезито-дацитовые и базальтовые 41 - андезито-дациты



2.	Тефроид пемзовый, желто-серый, средне- и крупнообломочный, андезитового состава, неслоистый, с караваевидными "конкреция-ми" гидроокислов железа; ядро конкреций голубого цвета размером 10-15 см в поперечнике окружено бурой оболочкой (5-6 см). . . . .	8
3.	Туфогравелиты зеленовато-серые, в ритмическом чередовании (10-15 см) с туфопесчаниками среднезернистыми, с пемзой и галькой эффузивных пород . . . . .	5
4.	Туфопесчаники зеленовато-серые, среднезернистые, в ритмическом чередовании с мелкозернистыми, образуют пары слоев (3-5 см) с прямой сортировкой; в туфопесчаниках караваевидные сидеритовые конкреции размером 20 x 30 см с голубым ядром и бурой оболочкой . . . . .	3
5.	Туфопесчаники, аналогичные слою 4, без "конкреций", с обильными остатками пеллеципод плохой сохранности . . . . .	3,6
6.	Ритмическое переслаивание зеленых мелкозернистых туфопесчаников (5-6 см), желтых пемзовых тефроидов (2-3 см) дацитового состава средне- и тонкообломочных; слои в тефроидах прямо и обратно сортированы; много рассеянного растительного детрита . . . . .	9
7.	Ритмическое переслаивание зеленовато-серых туфопесчаников, средне- и мелкозернистых, с обломками пемзы (20-30 см) и бурых углей (до 10 см); в туфопесчаниках тонкая (1-2,5 см) слойчатость, образованная прямо сортированными слоями . . . . .	3
8.	Туфопесчаники и тефроиды тонкообломочные, дацитового состава, в ритмическом чередовании, аналогичные слою 6; в отличие от него, прослой тефроидов не протяженны, а линзовидны, образуют также гнезда и карманы . . . . .	13,5
9.	Ритмическое переслаивание желто-серых пемзовых тефроидов (20-30 см) дацитового состава, средне- и тонкообломочных и бурых углей (около 20 см); тефроиды прямо сортированы, содержат много мелкого растительного детрита . . . . .	8
10.	Ритмическое чередование зеленовато-серых туфопесчаников (20-30 см), средне- и мелкозернистых, с обломками пемзы и желтых пемзовых андезитовых тефроидов, средне- и тонкообломочных (30 см); слоистость в тефроидах отсутствует, они содержат много вертикальных трубочек растений; в туфопесчаниках тонкая слойчатость образована прямо сортированными слоями (2-3 см); в верхней части пачки - линзовидные прослой (5-6 см) лигнитов . . . . .	17
11.	Туфогравелиты (15-20 см) и туфопесчаники (10-15 см), крупнозернистые, с обломками пемзы, образуют серии неравномерной мощности от 0,5 до 1,5 м, с ритмической слоистостью внутри; границы между слоями резкие, ровные; в основании пачки много хорошо окатанной мелкой гальки и остатков раковин пеллеципод средней и плохой сохранности; в туфопесчаниках - караваевидные сидеритовые конкреции с голубым ядром и бурой оболочкой, размером в поперечнике 30-40 см . . . . .	14
12.	Туфопесчаники средне- и мелкозернистые, с обломками пемзы в переслаивании с бурыми углями (10-15 см), с неясной горизонтальной слоистостью и послойно расположенными конкрециями, аналогичные слою 10; в основании пачки - остатки пеллеципод хорошей сохранности . . . . .	13
13.	Туфогравелиты и туфопесчаники крупнозернистые, с обломками пемзы и прослоями туффитов (10-15 см); чередование пород неправильное, в туффитах - мелкие линзы алевролитов; в целом слоистость в пачке горизонтальная, выдержанная, в ее основании такие же, как в слое 10, конкреции, рассеяны обломки пеллеципод . . . . .	10

Неполная вскрытая мощность отложений - 111,6 м



Фиг. 21. Типы пород мелководных лагунных отложений

*а* – туфопесчаник с обломками пемзы; *б* – туфопесчаник с прослоями пемзы; *в* – туфоконгломерат; *г* – тефроид грубообломочный

Слои в толще выдержаны по мощности, протяженны и наслоены горизонтально. В этом разрезе слои 1–6 относятся к лагунным, сравнительно мелководным отложениям, слои 8, 10, 11, 13 – к мелководным, слои 7, 9, 12 – к отложениям болот. Аналогичен описанному разрез эрмановских отложений на левом берегу р. Этолоны – Точилинский разрез (фиг. 20, см. вкладку в конце книги). В этом разрезе к мелководным лагунным отложениям относятся слои 2, 4, 6, 8, 11, 13, 15, 17, 19, 21, 23; слои 1, 3, 5, 7, 9, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28 – к болотным отложениям; слои 25 и 29 – к относительно мелководным лагунным отложениям; слои 10 и 27 – к отложениям речных выносов (подводной дельты).

Итак, среди лагунных отложений выделяются отложения центральных, относительно глубоких и прибрежных частей лагуны. Они сложены различными по составу и крупности обломочного материала туфами, тефроидами, смешанными породами, туффитами, вулканотерригенными и терригенными породами, которые образуют пачки с резко отличающимися типами пород, гранулометрическим и минералогическим составом, характером сортированности обломочного материала и типом слоистости. Сочетания пород в пачках очень разнообразны, например: 1) туфы и тефроиды, 2) тефроиды разнообломочные, 3) тефроиды и туффиты; 4) туффиты разнообломочные; 5) туффиты и вулканотерригенные породы. Гранулометрический состав пород в разных пачках колеблется от грубообломочного до тонкообломочного, но в пределах одной пачки однообразен.

Не только разные пачки отличны по минералогическому составу, но и разные породы в пачках. Например, пачки с обломочным материалом базальтового состава сменяются пачками с андезитовым составом обломков, или же в пределах одной пачки пепловые туфы базальтового состава чередуются с андезитовыми или дацитовыми туфами.

Характер сортированности пород в пачках зависит от типа пород. Так, осадочные и пирокластические породы сортированы значительно лучше, чем вулканогенно-осадочные, в которых сортировка обломочного материала обычно плохая из-за примеси пирокластического материала. Эти породы представляют собой разнофракционные смеси, например, псефито-алеврито-пелиты, псефито-псаммито-алеврито-пелиты, пелито-псаммито-псефиты (фиг. 21).

В пачках встречается два типа слоев с прямой и обратной сортировкой. Прямая сортировка развита в слоях осадочных пород, а также в литокластических туфах базальтового и андезитового состава, сложенных афировыми или порфиоровыми разностями базальтов и андезитов. В слоях туфов, тефроидов или смешанных пород с пемзовым материалом сортировка обломочного материала обратная.

### ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ЛАГУН

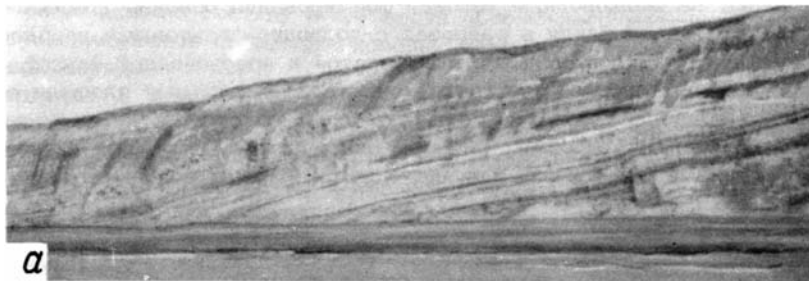
Отложения центральных, относительно глубоких частей лагун состоят из вышеописанных пачек пород мощностью от 2–4 до 10 м. Особенность пачек этой фации – правильная ритмичность в строении, которая нарушается только в случае появления мощных прослоев туфов или тефроидов. Обычная мощность ритмов от 1–2 до 5–10 см. Характерно широкое распространение пород типа ритмитов, которые представляют собой очень тонкое переслаивание пепловых туфов и тефроидов, тефроидов и туффитов, а иногда туфов, тефроидов и туффитов (Ботвинкина, 1966; Соколова, Ботвинкина, 1965).

Разные пачки лагунных отложений отличаются частотой появления ритмов, типом их строения, гранулометрическим и минералогическим составом пород в ритмах.

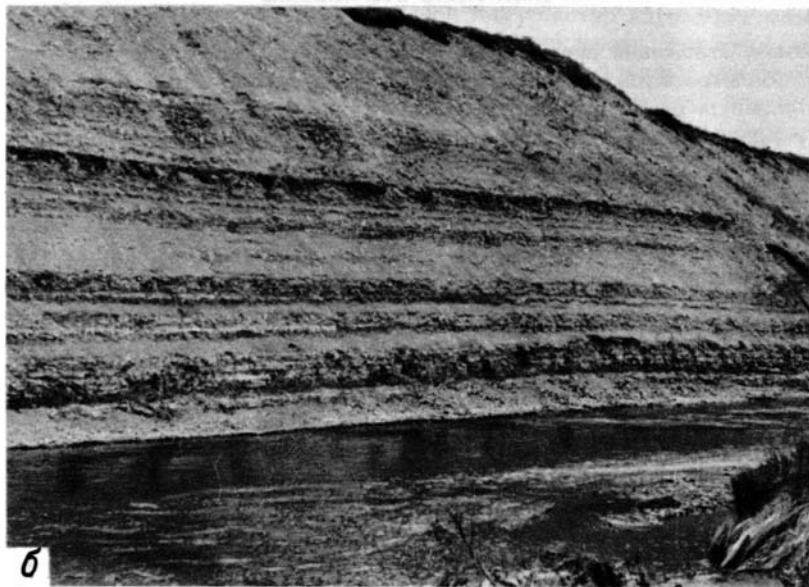
Пачки лагунных отложений образуют циклы, для которых в общем характерно уменьшение крупности обломочного материала от низов к верхам. Мощность циклов от 30 м и более. Этот тип цикличности является седиментационным, фоновым, но его нарушает появление грубообломочных слоев туфов, тефроидов и туффитов. В результате этого средняя или верхняя часть лагунного седиментационного цикла становится по гранулометрическому составу более грубой.

Появление вулканических и вулканогенно-осадочных пород среди терригенных лагунных отложений имеет циклический характер и связано с крупными импульсами вулканической активности. На фоне такого рода крупной вулканической цикличности различается более мелкая ритмичность в подаче вулканического материала, имеющая пульсационный характер. Это проявляется в частом и дробном чередовании осадочных пород с вулканическими и вулканогенно-осадочными (ритмиты). Видимо, отличия в строении ритмитов связаны с различной интенсивностью подачи вулканического материала и изменениями ее типа как в течение одного вулканического цикла, так и в разных циклах (Власов, 1967).

Для отложений центральных частей лагун характерны постоянство мощности пачек, их значительная протяженность (до нескольких километров) горизонтальное наслоение, ровные границы между пачками (фиг. 22). Слоистость внутри пачек также правильная, выдержанная, горизонтальная. Широко распространены текстуры нарушения слоистости: оползневые, знаки нагрузки, мелкие и частые разрывные деформации и др. Характер слоистости отложений и правильная их ритмичность, хорошая сохранность в них фауны и листовой флоры указывают на очень спокойные условия осадконакопления и удаленность от берега.



*a*



*b*

**Фиг. 22. Характер наслонения в лагунных отложениях в устье р. Этолона**

- a* — чередование туфоалевритов и туфопесчаников;
- b* — чередование туфодиамитов, диатомовых туффитов и туфопесчаников

### **ОТЛОЖЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ ЛАГУН**

Рассматриваемые отложения сложены тейроидами и смешанными породами. Туфы встречаются в них реже, чем в отложениях центральных частей лагун. Пачки прибрежно-лагунных отложений имеют менее правильную ритмическую слоистость, и породы типа ритмитов в них практически отсутствуют. В отличие от отложений более глубоких частей лагун, седиментационные циклы в них затушеваны цикличностью и ритмичностью вулканической природы. Это проявляется в частом и незакономерном переслаивании терригенных пород с тейроидами и смешанными породами различной крупности (от тонко- до грубо-обломочных). Мощность пачек невыдержанная (от 2–3 до 15–30 м), форма залегания преимущественно линзовидная, протяженность незначительная (до 1 км). В основании и кровле пачек часто следы размывов. Слоистость в пачках либо нечеткая горизонтальная, горизонтально-волнистая, прерывистая, линзовидная, либо едва намечается прямой сортировкой слоев; подчиненно встречаются слои с массивной текстурой. Широко распространены текстуры нарушения слоистости: знаки нагрузки, внедрения одного слоя в другой, брекчии разламывания, текстуры взмучивания, оползания и др. Типы слоистости, обилие растительных остатков в форме детрита, шлама, а также вертикально расположенных стеблей водных растений с нежной тканью, хвощей, ходы ило-

дов указывают на мелководные условия формирования осадков (Наливкин, 1955 – 1956). Ассоциация в разрезах с подводно-дельтовыми и сравнительно глубоководными отложениями с солоновато- и пресноводной фауной, чередование в разрезах с болотными отложениями, значительные площади распространения позволяют предполагать, что эти мелководные отложения формировались в крупных водоемах с часто мигрирующей береговой линией, сопряженной с изменчивой сушей. Это, по-видимому, были водоемы типа лагун, имеющих связь с морем.

### **БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

Болотные отложения представлены чередованием бурых плотных листоватых углей, туфоалевролитов, туффитов или пепловых туфов. Среди этих пород подчиненно развиты прослойки лигнитов. Для межугольных слоев характерна тончайшая горизонтальная слоистость или неслоистые текстуры. Границы между слоями ровные, горизонтальные. Мощность углей колеблется от 10 до 40–50 см; мощность межугольных слоев – от 2–3 до 30–40 см. Чередование слоев правильное, ритмическое. Эта ритмичность и небольшая мощность слоев углей – характерная особенность болотных отложений. Природа этой ритмичности двойная. Либо она создается за счет перекрытия торфяников осадками смешанного состава (туфопесчаники, туффиты и т.д.), либо пеплами, и тогда их рост временно прекращается. Мощность болотных отложений от 0,4 до 3,5 м.

Таким образом, рассмотренные отложения лагунного комплекса представлены фациями центральных, более глубоких частей лагун, прибрежными и болотными отложениями. Смена фаций в вертикальном направлении имеет циклический характер (Ботвинкина, 1963; Жемчужников, 1955). Так, более древние (этолонские) отложения в бассейне р. Большой Текловой представлены чередованием глубоководных и мелководных фаций лагун, которые в свою очередь чередуются с болотными отложениями. Более молодые (эрмановские) отложения в устье р. Этолоны в нижних частях разреза представлены мелководными фациями лагун в чередовании с болотными и подводно-дельтовыми отложениями, а в верхних – сравнительно глубоководными лагунными в чередовании с подводно-дельтовыми и болотными.

Видимо, на характер чередования фаций в лагунном комплексе влияют не только тектонические движения, но и вулканизм. Возникающие вследствие пеплопадов или камнепадов условия избыточной аккумуляции в дельтах небольших рек, впадающих в лагуны, способствуют частой миграции их вдоль лагунного побережья. Это приводит к частой смене дельтовых условий болотными или лагунными. Пеплопады угнетают рост торфяников, что является причиной частых перерывов в их накоплении, сокращения на площади и выклинивания. В результате в лагунном комплексе образуется очень дробное и неравномерное чередование маломощных пачек лагунных, дельтовых и болотных осадков, которое вызвано не только тектоническими причинами, но и особенностями лагунной аккумуляции в вулканической области. Благодаря подаче вулканического материала темп выполнения лагун осадками очень высокий. В связи с этим существование лагун кратковременно и лагунные условия часто сменяются болотными или дельтовыми.

### **СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ**

В связи с тем, что лагунные осадки накапливаются в обстановке низменного прогибающегося побережья на более или менее значительном удалении от вулканов, в них поступает преимущественно эоловый пирокластический, перетолженный пирокластический, а также вулканотерригенный и терригенный материал. Поэтому набор пород, слагающих лагунные отложения, очень пест-

рый. Это различные по составу и крупности обломочного материала туфы, тефроида, грубообломочные смешанные породы, туффиты, вулканотерригенные и терригенные породы.

По сравнению с невулканическими районами осадки лагун более грубы, хуже сортированы. Им присуща большая неравномерность в сортировке материала разных слоев. Для тонкозернистых разностей характерны включения крупных обломков шлаков, пемзы, пепловых градин и др. Особенность строения слоев – широкое распространение в них обратной сортировки, что не характерно для осадков невулканических областей. Обычно она наблюдается в пемзовых туфах, тефроидах и туффитах.

Особенность лагунных осадков – обилие в них текстур нарушения слоистости, которые для невулканических районов не характерны. Это знаки нагрузки, внедрения одного слоя в другой, брекчи разламывания, текстуры взмучивания, оползания, мелкие и частые разрывные деформации, возникающие в результате быстрой подачи больших масс вулканического материала и встряхиваний при землетрясениях.

В лагунных отложениях наряду с тектонической и экзогенной проявляются и вулканическая цикличность и ритмичность, усложняющие строение лагунных толщ. Наиболее типичное проявление вулканической ритмичности – появление среди терригенных осадков лагун пачек ритмитов, состоящих из вулканических, вулканогенноосадочных и осадочных пород.

Разные лагунные циклы резко отличаются частотой появления пачек ритмитов, типом их строения, гранулометрическим и минералогическим составом, направленностью в изменениях ритмитов. Возникающее вследствие этого большое разнообразие в строении лагунных циклов резко отличает их от сравнительно монотонных лагунных толщ невулканических областей. Не только в разных, но и внутри одного лагунного цикла пачки ритмитов сильно изменчивы по вертикали и латерали. В связи с тем, что в разные части лагун, расположенных на разных расстояниях от вулканов, попадают различные количества разнородного вулканического и вулканогенноосадочного материала, в них формируются чрезвычайно изменчивые по составу и характеру ритмичности типы разрезов. Большая изменчивость по вертикали и латерали – специфическая черта лагунных отложений вулканической области. Специфичны и типы отложений, ассоциирующиеся с лагунными. Это отложения леплопадов, эруптивных камнепадов, вулканопролювиальные и лахаровые отложения.

## ВЫВОДЫ

Рассмотренные особенности состава и строения лагунных отложений ряда районов позволяют выявить специфические черты, характерные для лагунных отложений вулканической области.

1. Очень пестрый набор типов пород, отражающий два типа седиментации – лагунную терригенную фоновую и импульсную подачу вулканического материала.

2. Контрастность толщ лагунных отложений по минералогическому и гранулометрическому составу, характеру сортированности обломочного материала, а также значительно большая грубость отложений по сравнению с невулканическими районами.

3. Широкое распространение текстур нарушения слоистости сейсмотектонической природы.

4. Резкая фациальная изменчивость по вертикали и латерали и очень сложная цикличность и ритмичность лагунных толщ.

5. Повышенный благодаря вулканизму темп седиментации в лагунах и вследствие этого – небольшая мощность лагунных циклов и частая перемежаемость их с болотными и подводно-дельтовыми отложениями.



**ОЗЕРНЫЙ КОМПЛЕКС**

Озерные отложения изучались в трех вулканических районах:

1) в среднем течении р.Тигиль, где они ассоциируются с отложениями речных выносов, аллювиальными, вулканопролювиальными, лахаровыми, лавовыми и болотными и относятся к этолонской, эрмановской и энемтенской свитам; 2) на западном побережье Камчатки в устьях рек Ича, Сопочная, Этолона, где они входят в состав дельтового комплекса и относятся к эрмановской и энемтенской свитам; 3) в Центральной Камчатской депрессии среди отложений ледникового комплекса верхнеплейстоценового возраста.

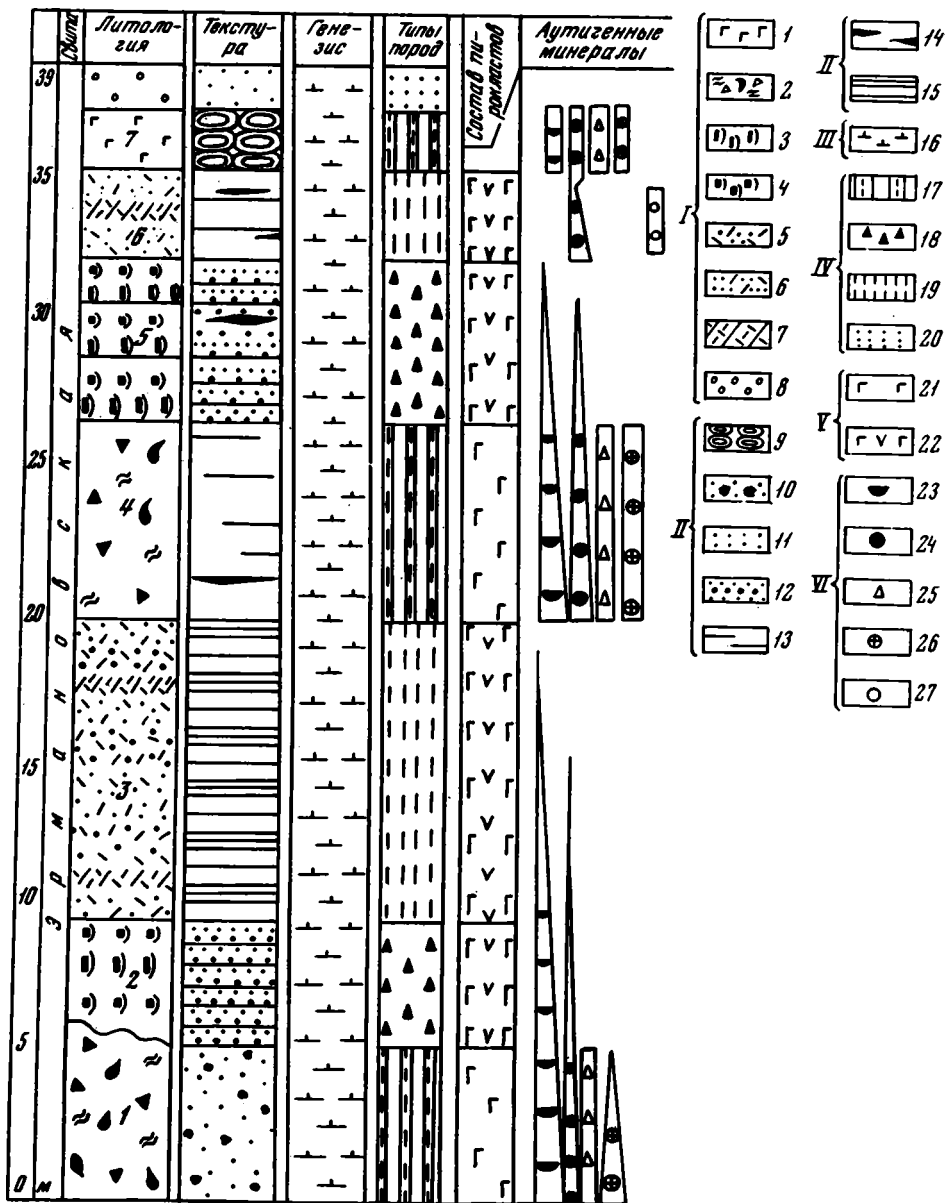
Наибольшее влияние на состав, строение и текстуру отложений озер оказали условия питания их вулканокластическим материалом и в меньшей степени ландшафтные и климатические условия. В связи с этим по типам питания озер выделяются три разновидности: а) отложения озер с вулканическим питанием, б) то же, с вулканическим и вулканосадочным, в) то же, с вулканосадочным.

**ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР С ВУЛКАНИЧЕСКИМ ПИТАНИЕМ**

Разрез этих отложений (эрмановская свита) находится на левом берегу р.Тигиль у Вороньего Камня (фиг. 23), в котором вскрываются:

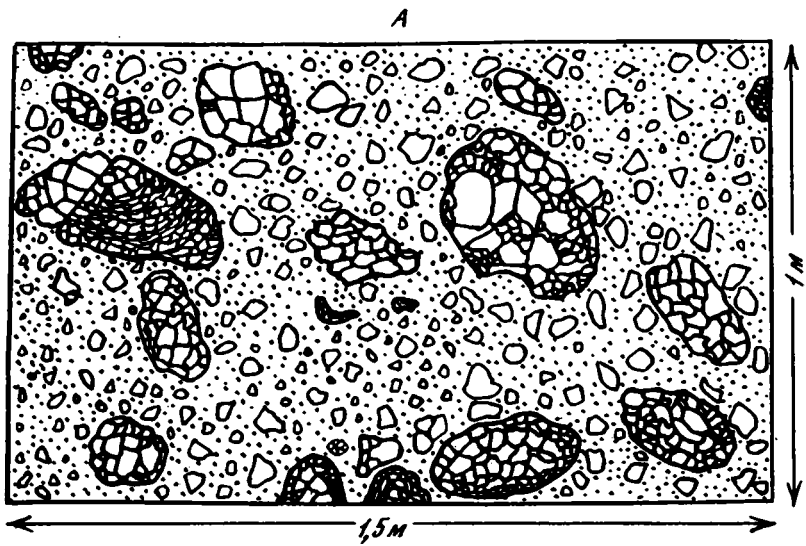
Мощность, м

1. Туфы желто-серые, лито-витро-кристалло-кластические, грубо-обломочные, состоящие из угловатых обломков (1-20 см) и округлых бомб и лапиллей (от 1-3 до 20-30 см); бомбы расщелены радиальной системой трещин, которые делят их на фрагменты (фиг. 24), поверхность бомб гладкая или бугристая, сильно растрескавшаяся; крупные обломки, бомбы и лапилли погружены в мелко- и тонкообломочную связующую массу, которая составляет 20-30% породы, особенно много осколков вулканического стекла отмечается в местах скопления вулканических бомб, в промежутках между ними; туфы не сортированы, не слоисты, распределение обломков в них беспорядочное, гнездовое . . . . . 6
2. Пачка переслаивания тефроидов табачно-зеленых, грубо-, средне- и тонкообломочных, с прямой сортировкой в слоях (15-20-50 см), толщина которых снизу вверх уменьшается; в тефроидах часты включения лапиллей (5-2 см), которые сосредоточены в нижней части пачки; слоистость горизонтальная, прерывистая и линзовидная . . . . . 4,3
3. Пачка неправильного ритмического переслаивания туфогравели-тов и туфопесчаников крупно-, средне- и мелкозернистых, с включениями лапиллей (2-3 см); прослой в пачке (5-30 см) прямо сортированы, внутри них - тонкая горизонтальная линзовидная или пологая прерывистая волнистая и косоволнистая слоистость; границы между прослоями ровные или волнистые. . . 10,3



Фиг. 23. Разрез озерных отложений эрмановской свиты на левом берегу р. Тигуль у Вороньего Камня

I - литологическая колонка: 1 - базальты, 2 - туф агломератовый, 3 - тефроид среднеобломочный, 4 - тефроид мелкообломочный, 5 - туфогравелит, 6 - туфопесчаник, 7 - туфоалевролит, 8 - галечник; II - текстура: 9 - шаровая лава, 10 - беспорядочная с включениями глыб, 11 - массивная однородная, 12 - слоистость за счет сортировки материала, 13 - нечеткая крупная горизонтальная слоистость, 14 - линзовидная, 15 - горизонтальная ритмическая, направленно изменяющаяся; III - генетические типы отложений: 16 - озерные отложения; IV - тип породы: 17 - туфы, 18 - тефроиды, 19 - ортотуффиты, 20 - паратуффиты; V - пирокласты: 21 - базальты, 22 - андезито-базальты; VI - аутигенные минералы: 23 - хлорит, 24 - гидрокислы железа, 25 - кальцит, 26 - цеолиты, 27 - монтмориллонит



Фиг. 24. Зарисовки туфов из озерных отложений (у Вороньего Камня)

А - растрескавшиеся бомбы в агломеративных туфах; Б - гиалокласты, заполняющие пространство между крупными бомбами. Рисунок шлифа без анализатора, увеличено в 150 раз

1 - темно-бурое стекло; 2 - светло-бурое стекло; 3 - пироксены; 4 - палагонит в форме обособлений концентрического строения; 5 - палагонит в связующей массе

- |  |     |
|--|-----|
| 4. Туфы, аналогичные слою 1 . . . . .  | 7,3 |
| 5. Тефroidы, аналогичные слою 2, с правильной горизонтальной и линзовидной пологоволнистой и мелкой косоволнистой слоистостью . . . . .  | 5,5 |
| 6. Пачка тонкого (1-3 см) ритмического переслаивания светлых мелкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов с выдержанной горизонтальной слоистостью . . . . .  | 3   |
| 7. Базальты афировые с шаровой отдельностью, размеры шаров от 5 до 15 см; плотное ядро шаров окружено пористой стекловатой коркой, толщиной до 1,5 см; в основании слоя промежутки между шарами заполнены мелкими обломками туфопесчаников и туфоалевролитов из подстилающих отложений, а в средней и верхней части - обломками стекловатой корки; шары составляют 80-90% породы . . . . . | 2   |

Общая неполная мощность по разрезу 38,4 м.

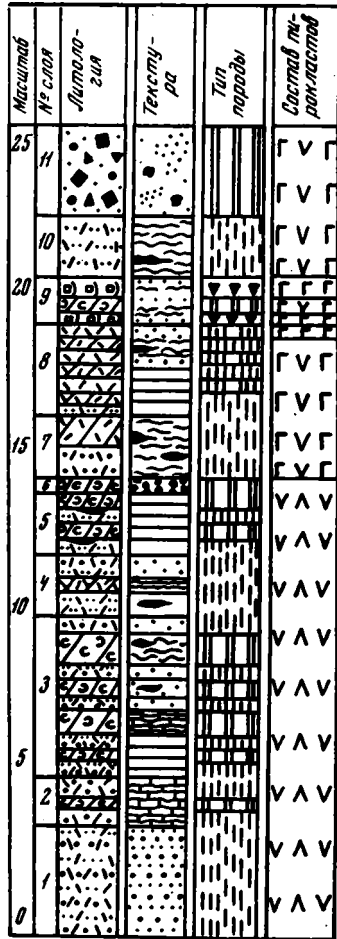
Выше озерных отложений залегают аллювиальные галечники.

**ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР С ВУЛКАНИЧЕСКИМ И ВУЛКАНО-ОСАДОЧНЫМ ПИТАНИЕМ**

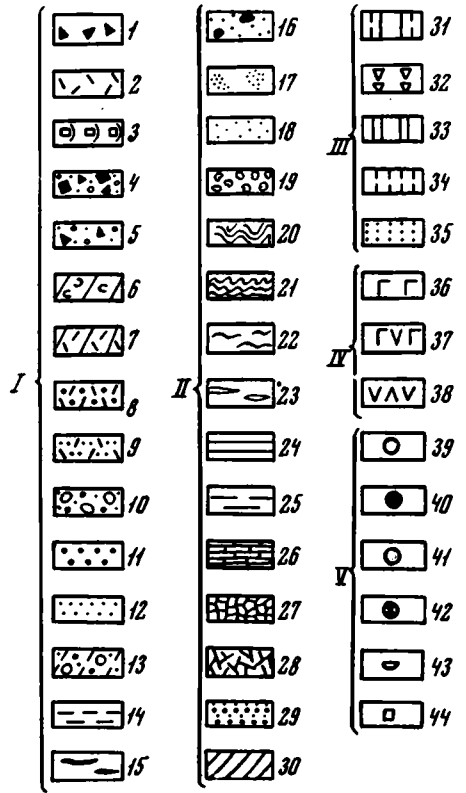
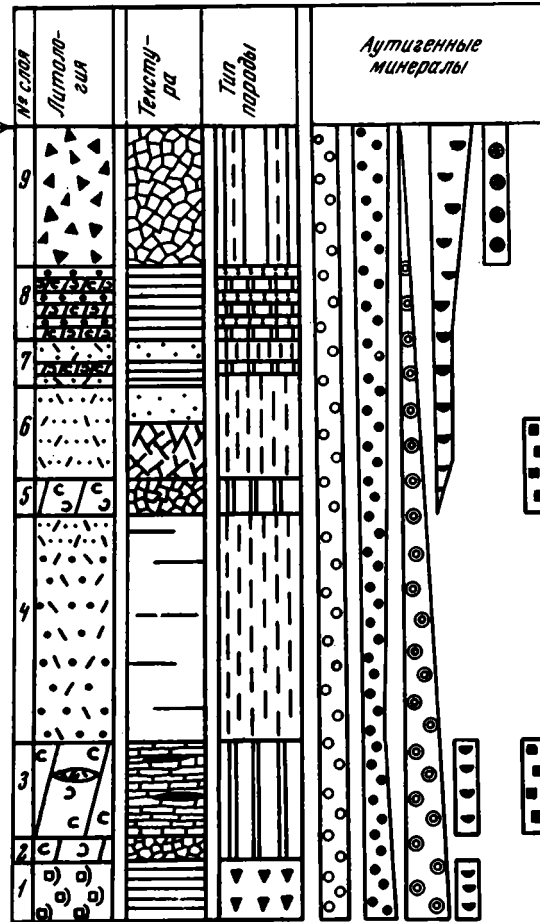
Этот тип иллюстрирует разрез (фиг. 25, А) в долине р. Чавыча Левая на левобережье р. Тигиль (этолонская свита), в котором вскрываются:

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Пачка правильного ритмического переслаивания серых туфогравелитов (5-10-15 см) и туфопесчаников, табачно-зеленых, среднезернистых, постепенно переходящих друг в друга; слоистость в пачке выдержанная горизонтальная, в верхней части мелкая линзовидная . . . . .  | 3,5 |
| 2. Туфопесчаники табачно-зеленые, крупнозернистые, с прослоями (3-5 см) тонкообломочных туффитов, с большим количеством мелкого растительного детрита, шлама, остатками листовой флоры средней сохранности; переходы между разностями пород нечеткие, слоистость неясная, горизонтальная . . . . .  | 1,3 |
| 3. Туфогравелиты табачно-зеленые в чередовании (до 10 см) с туфопесчаниками, крупно- и среднезернистыми, с прослоями среднеобломочных туффитов (50-80 см); в слоях - обильные включения мелкой гальки и растительного детрита; внутри прослоев - мелкая (до 2-3 см) линзовидная прерывистая пологоволнистая слойчатость . . . . .   | 5,2 |
| 4. Туфопесчаники серые, среднезернистые, с большим количеством мелкого растительного шлама и детрита, с прослоями (10-15-20 см) лиловых туфоалевролитов и тонкообломочных розово-серых пепловых туфов, выше сменяющихся туфогравелитами; в пачке много мелких линз, сложенных растительным детритом; неслоистые прослои сменяются прослоями с мелколинзовидной и прерывистой пологоволнистой слойчатостью . . . . . | 1,5 |
| 5. Пачка тонкого ритмического переслаивания (2-3 см) туффитов палевых, тонкообломочных и туфопесчаников зеленых, мелкозернистых, с многочисленными линзочками растительного детрита . . . . .   | 2   |
| 6. Туфоалевролиты розовато-серые, среднеобломочные, неслоистые, с брекчиевой текстурой . . . . .  | 0,5 |
| 7. Туфогравелиты табачно-зеленые, с мелкими линзами мелкозернистых туфопесчаников, лиловых туфоалевролитов и мелко-   |     |

А



Б



го растительного детрита; слоистость мелколинзовая (3-5 см) в сочетании с полого-волнистой прерывистой . . . . .	2,1
8. Пачка неправильного ритмического чередования лиловых туфо-алевролитов (2-5-10 см), тонкослойчатых и тонкообломочных неслоистых пепловых туфов (10-30 см); в низах пачки - выдержанная горизонтальная слоистость, в верхах - прерывистая, пологоволнистая в сочетании с мелколинзовой . . . . .	3
9. Пачка ритмического чередования среднеобломочных табачно-зеленых тефроидов (15-20 см) и лиловых тонкообломочных туффитов (20-30 см); тефроиды неслоисты, в туффитах - прерывистая пологоволнистая слойчатость (2-5 см) . . . . .	1,2
10. Туфопесчаники темно-бурые, мелкозернистые, с мелкой (1-3 см) линзовой и прерывистой, пологоволнистой слоистостью	2
11. Вулканогенная полигенная конгломерато-брекчия, желто-бурая, состоящая из разновеликих (1-50 см), по-разному окатанных и неокатанных обломков пестрого состава и тонкообломочной связующей массы (тефры); обломки распределены беспорядочно; порода не сортирована и не слоиста, в основании и средней части слоя много крупных обломков древесины . . . . .	3
Общая мощность по разрезу 25,3 м.	

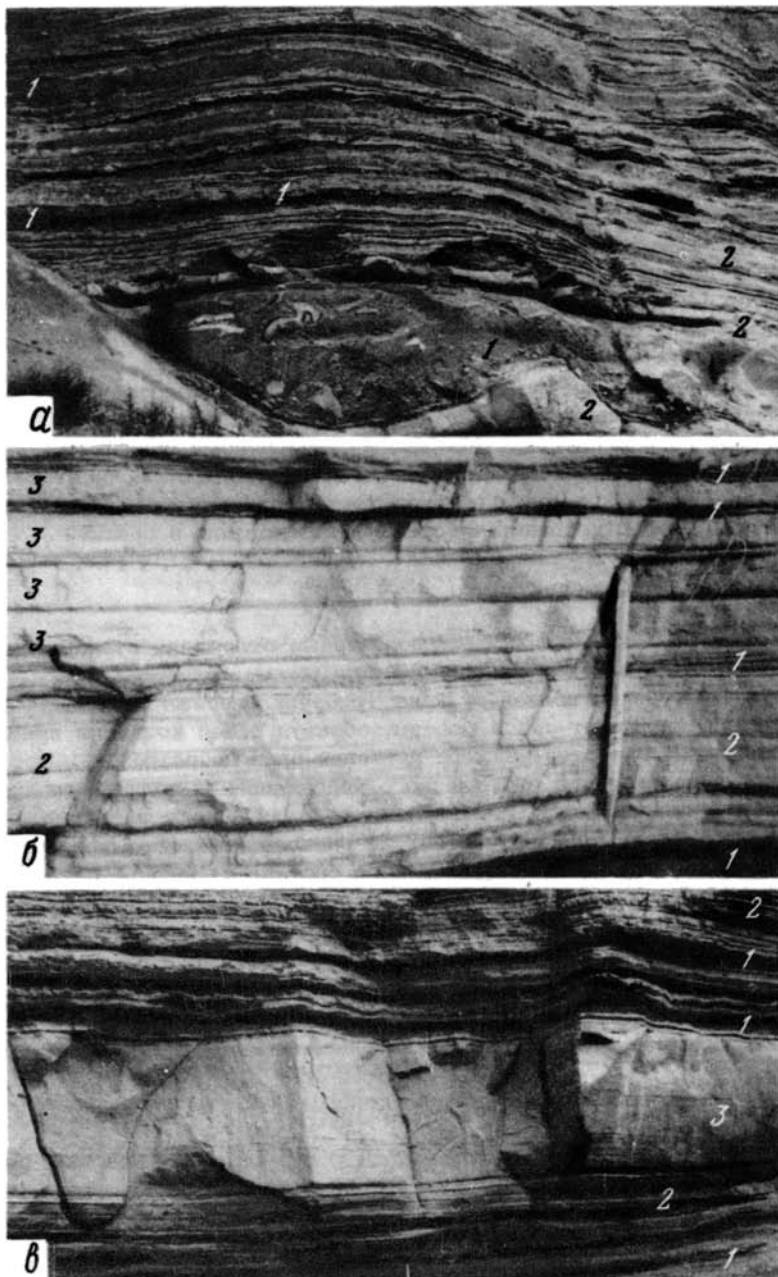
На расстоянии 2 км по простиранию озерные отложения становятся более грубыми. Их разрез показан на фиг. 25,Б.

В долине р. Студеной вблизи вулкана Толбачик озерные отложения (верхний плейстоцен) залегают среди морены, образуя с ней контакты прислонения или выполнения. В качестве примера приведен один из разрезов.

1. Толща неправильного ритмического переслаивания полигенных грубообломочных брекчий с пачками мелкозернистых тефрогенных песков, алевролитов и пеплов (фиг. 26,а). Брекчии состоят из разновеликих обломков эффузивных пород и туфов андезитового и базальтового состава от щебнистой до глыбовой размерности (1,5 см - 2 м) и связующей псефито-псаммитовой массы. Преобладающие (до 80%) размеры обломков от 3 до 15 см; глыбы составляют до 15%. Форма обломков преимущественно угловатая; нередко грани сглажены. Среди обломков большое количество (до 40%) вулканических бомб

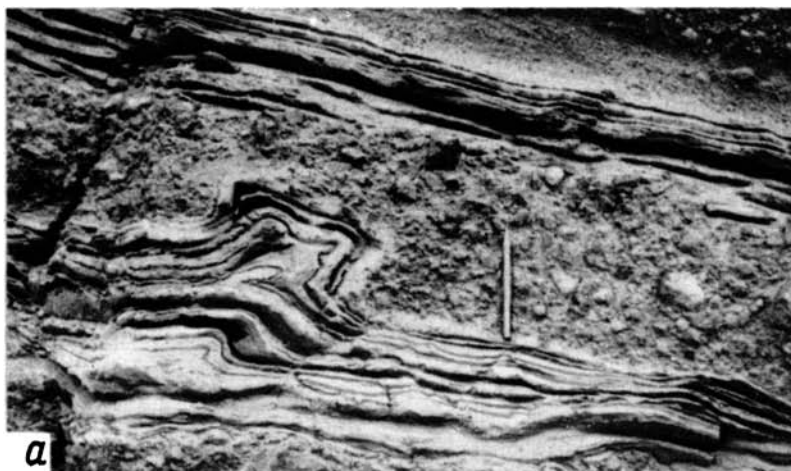
Фиг. 25. Разрезы озерных отложений этюлонской свиты на левом берегу р. Чавыча Левая

I - литологическая колонка: 1 - туф литокластический, среднеобломочный, 2 - туф пепловый, 3 - тефроид среднеобломочный, 4 - вулканогенная конгломерато-брекчия, 5 - конгломерато-брекчия, 6-туффит тонкообломочный, 7 - туфоалевролит, 8 - туфогравелит, 9 - туфопесчаник, 10 - галечно-валунишки, 11 - гравий, 12 - песок, 13 - галечно-валунишки с супесчано-алевролитовым заполнителем, 14 - глина, 15 - углистое вещество; II - текстура: 16 - беспорядочная, с включениями глыб, 17 - гнездовидное распределение крупных обломков, 18 - массивная однородная, 19 - нарушенная биогенная, 20 - оползневые текстуры, 21 - волнистая асимметричная, 22 - горизонтальная прерывистая волнистая, 23 - линзовидная, 24 - правильная горизонтальная выдержанная, 25 - нечеткая мелкая горизонтальная, 26 - плитчатая, 27 - гранулированная, 28 - оскольчатая, 29 - слоистость за счет градационной сортировки материала, 30 - крупная косая однонаправленная; III - тип породы: 31 - туфы, 32 - тефроиды, 33 - ортотуффиты, 34 - паратуффиты, 35 - вулканотерригенные и терригенные породы; IV - пирокласты: 36 - базальты, 37 - андезито-базальты, 38 - андезито-дациты; V - аутигенные минералы: 39 - монтмориллонит, 40 - гидрокислы железа, 41 - сульфиды железа, 42 - цеолиты, 43 - хлорит, 44 - каолинит



Фиг. 26. Озерные верхнеплейстоценовые отложения ледникового комплекса в долине р. Пахча

*a* - чередование пачек полигенных грубообломочных брекчий (1) с пачками мелкозернистых тефрогенных и тефристых песков, алевроитов и пеплов (2); *б, в* - характер слоистости в пачках, сложенных мелкозернистыми тефрогенными и тефристыми песками (1), алевроитами (2) и пеплами (3)



Фиг. 27. Текстуры нарушения слоистости в ледниково-озерных отложениях (долина р.Пакча)  
а - оползневые текстуры; б, в - текстуры захвата



буровато-красных и черных шлаковидных лав. Псефито-псаммитовая связующая масса состоит из лапиллей (до 30-40%), окатанных и неокатанных обломков (до 40%) андезитов и базальтов, кристаллов (до 20%) плагиоклазов и темноцветных минералов. Связующая масса составляет 40-50% общего объема породы; обломки распределены в ней беспорядочно и плотно упакованы.

В брекчиях часты включения блоков и фрагментов слоев из пачек мелкозернистых отложений. Размеры таких включений достигают в длину 1,5 м, в ширину 0,5-0,7 м. Обрывки слоев и слои в них часто причудливо изогнуты, закручены (фиг. 27). Такие включения встречаются в основном в средних и верхних частях слоев брекчий, в которых иногда выражена прямая сортировка. Некоторые слои брекчий состоят из нескольких порций материала различной крупности, их мощность в нижней части толщи 1,5-3 м, в верхней - 0,4-0,5 м.

Пачки мелкозернистых отложений представляют собой многократное переслаивание пакетов, в которых выделяются три части: нижняя, средняя, верхняя. Нижняя состоит из крупнозернистых тефристых песков, образующих серии, толщиной 1,5-3 м, с горизонтальной и пологой косою однонаправленной слоистостью. Крупнозернистые пески постепенно сменяются мелкозернистыми с горизонтальной слоистостью. Средняя часть пакетов сложена тефристыми алевритами, в которых слоистость четко не выражена; верхняя часть пакетов - очень тонкое (до 2-3,5 мм) ритмичное чередование тонкозернистых тефристых песков и алевритов. Такое строение пакетов нарушается в случае появления прослоев тефрогенных песков и вулканических пеллов. Снизу вверх мощность пакетов в толще уменьшается от 0,5 м до 5 см. В этом же направлении уменьшается мощность пачек от 1,5 до 0,2-0,3 м. Видимая мощность толщи 15 м.

2. Пачка белых, розовато-серых и светло-серых пеллов алевритовой размерности и темно-серых мелкозернистых тефрогенных песков. В нижней части пачки пеллы горизонтально-слоистые, в средней их прослой изогнуты в складочки, разорваны, надвинуты друг на друга. Среди них встречаются темно-серые тефристые пески (1-2 см). В верхней части пачки тефрогенные пески с линзовидными пропластками (0,5-1 см) пеллов образуют полого срезающие друг друга горизонтальные серии толщиной 1,5-3 см, с пологой косою разнонаправленной слоистостью. Мощность 3 м.

Общая мощность по разрезу 18 м.

По простиранию разреза на расстоянии 100-200 м слои брекчий в направлении от средней к левой и правой частям обнажения постепенно увеличиваются в мощности; содержание, крупность глыбового материала и количество включений в них нарастает. В краевых частях обнажения слоистость в брекчиях пологая наклонная, в средней части либо отчетливая горизонтальная, либо не выражена. В пачке пеллов в тех же направлениях увеличивается количество песчаных прослоев, нарастает их грубость, границы слоев становятся неровными, с размывами.

## ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР С ВУЛКАНО-ОСАДОЧНЫМ ПИТАНИЕМ

Эти отложения распространены по правому берегу р. Тигиль на участке его поворота с широтного направления на меридиональное (энемтенская свита). Здесь в обнажениях вскрываются только озерные отложения (фиг. 28, справа):

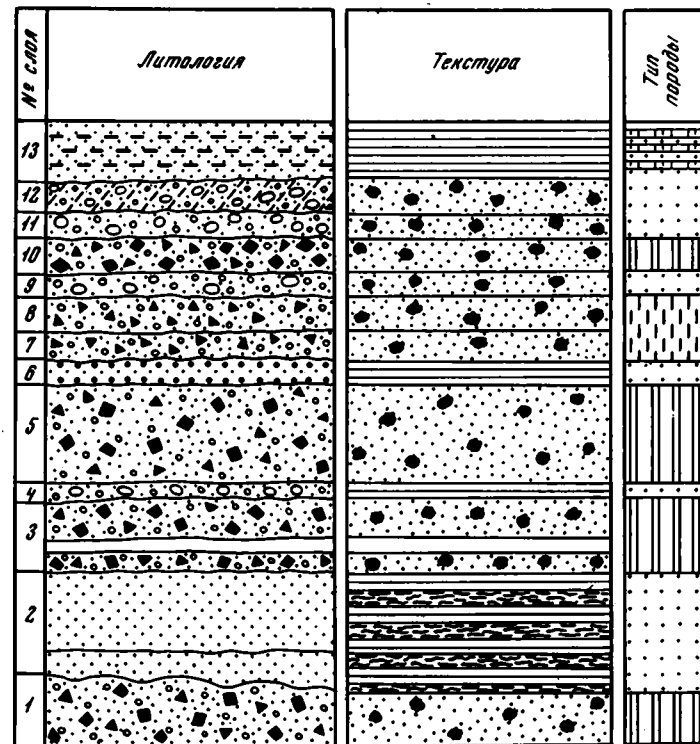
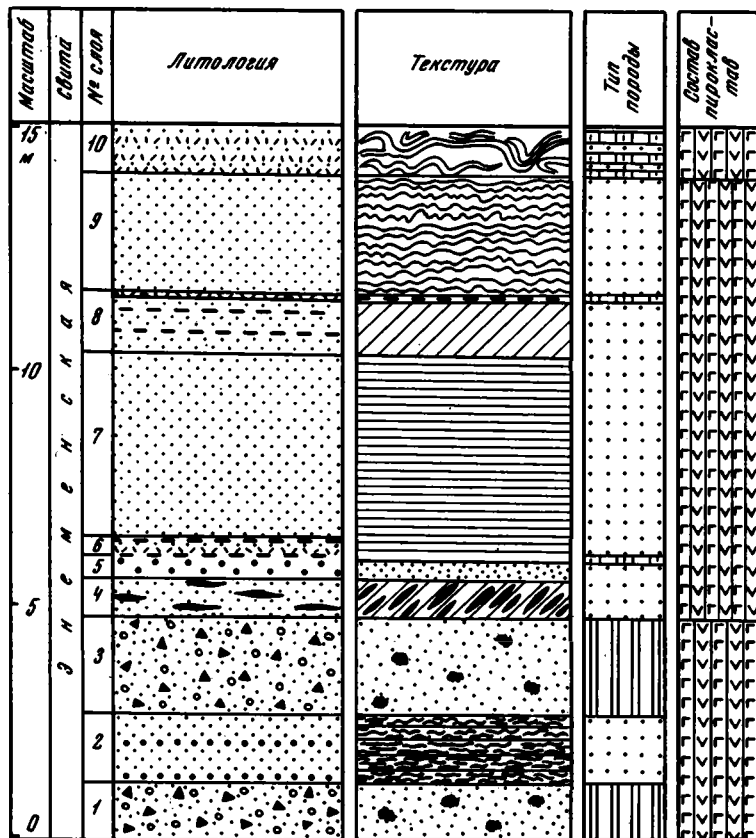
Мощность, м

1. Вулканогенная полигенная конгломератобрекчия бурого цвета, состоящая из разновеликих (от 0,5 см до 0,6-0,7 м), в различной степени окатанных и неокатанных обломков, среди которых преобладают средне- и плохоокатанные; обломки составляют 60-70% породы, они покрыты глинистой коркой

толщиной 0,5–1 см; состав обломков пестрый, но среди них преобладают шлаки базальтов. Связующая масса – разномелкозернистый плохосортированный тефрогенный песок, в котором обломки распределены беспорядочно и длинной осью ориентированы вдоль напластования . . . . .	1,2
2. Пачка переслаивающихся зеленовато-серых и бурых, средне-мелкозернистых тефристых песков, образующих горизонтальные серии мощностью 10–15 см, с невыдержанной тонкой горизонтальной и мелкой косой и косоволнистой слоистостью (1–2 см) . . . . .	1,5
3. Вулканогенная полигенная конгломерато-брекчия, аналогичная слою 1 . . . . .	3
4. Мелкий галечник с горизонтальной нечеткой слоистостью, подчеркнутой ориентировкой галек . . . . .	0,3
5. Конгломерато-брекчия, аналогичная слою 1 и 3 . . . . .	1,6
6. Тефрогенный гравий и песок крупнозернистый, образующие горизонтальные серии (10–20 см), с косоволнистой и мелкой параллельной линзовидной слоистостью (2–3 см) . . . . .	0,3
7. Вулканогенная полигенная конгломерато-брекчия, состоящая из мелкой средне и хорошо окатанной гальки, валунов (до 0,6 м), угловатых неокатанных обломков (5–15 см) и связующего их тефрогенного песка; все фрагменты ориентированы вдоль напластования, составляя около 50% породы . . . . .	0,5
8. Полигенная конгломерато-брекчия, состоящая из средне и хорошо окатанной гальки (5–10 см) и плохо окатанных валунов (25–30 см) и тефрогенного алевритистого песка; крупный обломочный материал составляет 70–80% породы . . . . .	0,6
9. Галечно-валунники из средне и хорошо окатанных гальки и валунов и песчано-гравийного заполнителя . . . . .	0,5
10. Конгломерато-брекчия, аналогичная слою 1 . . . . .	0,7
11. Галечно-валунники, аналогичные слою 9 . . . . .	0,6
12. Валунно-галечники с песчано-алевритовым заполнителем, несортированные, неслоистые . . . . .	0,7
13. Пачка тонкого ритмического переслаивания лиловых тефристых алевритов и серых тефристых мелкозернистых песков; переходы между слоями (0,5–1 см) постепенные; горизонтальная слоистость в ряде мест нарушена: слои изогнуты в складки, разорваны, смещены . . . . .	0,5
Общая мощность по разрезу 12,2 м.	

По простиранию разреза на расстоянии 2 км слои конгломерато-брекчий выклиниваются, и озерные отложения становятся почти целиком песчаными (см. фиг. 28, слева).

Анализ разрезов озерных отложений разных типов показал, что их общая черта – чередование пачек двух родов: тонкого ритмического и грубого простого переслаивания. Первые из них сложены в основном псаммитовым, вторые – грубым псефитовым материалом. Пачки тонкого ритмического переслаивания сложены туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, тефрогенными песками и алевролитами. Подчиненно среди них развиты пепловые туфы или пеплы. Варианты сочетаний этих пород в пачках разнообразны, например: а) туфогравелиты с туфопесчаниками, б) то же, с туфоалевролитами или туффитами, в) туфопесчаники с туфоалевролитами и пепловыми туфами, г) туфопесчаники с туффитами, д) туфоалевролиты с пепловыми туфами, е) тефрогенные пески и алевриты с пеплами или без них. Эти литологические разности также встречаются самостоятельно. Во всех сочетаниях породы образуют обычно прямо сортированные слои, которые группируются в серии (от 5 до 30 см) с правильной горизонтальной выдержанной или



Фиг. 28. Разрез озерных отложений эжемтенской свиты на правом берегу р. Тигиль у ее поворота с широтного направления на меридиональное  
Условные обозначения см. на фиг. 25

прерывистой, а также с мелкой косой, косоволнистой и прерывистой пологоволнистой слоистостью. Слоистость иногда нарушена: изгибы слоев, смятия, разрывы, смещения, разламывания. Эти нарушения захватывают слои мощностью от 0,2 м и более и прослеживаются на больших расстояниях. Нарушения чаще всего приурочены к слоям вулканических пеплов или слоям, обогащенным пирокластическим материалом. Связь этих явлений позволяет предполагать вулканическую природу нарушений (Кременецкая, Жданов, 1972).

Пачки тонкого ритмического переслаивания выдержаны по мощности, составу и строению и протягиваются на большие расстояния (до нескольких километров).

Пачки грубого простого переслаивания сложены туфами, тефроидами, вулканогенными полигенными конгломерато-брекчиями и полигенными брекчиями или галечниками и валунниками. Туфы в пачках грубо-, средне- и тонкообломочные лито-, кристалло-, витрокластические или смешанного состава, несортированные или с градационной сортировкой. Грубообломочные туфы обычно не слоисты в средне- и тонкообломочных выражена правильная горизонтальная грубая и тонкая или линзовидная слоистость (фиг. 29, в). Границы между слоями отчетливые ровные, прямые, а переходы внутри них резкие или постепенные. Мощность слоев от нескольких сантиметров до 1 м. Мощность пачек туфов в озерных отложениях от долей метра до 10 м. Такого типа пачки туфов в озерных условиях возникли, вероятно, в результате эруптивных камнепадов или направленных взрывов (Аверьянов, Храмова, 1969; Федорченко, 1963).

Тефроиды грубо-, средне- и тонкообломочные образуют отдельные слои и пачки слоев. Слои тефроидов (5–50 см) сложены либо несортированным материалом и неслоисты (фиг. 29, б), либо градационно сортированы и слоисты. Слоистость внутри них горизонтальная, выдержанная, линзовидная или прерывистая, пологоволнистая, мелкая косая и косоволнистая. Слои группируются в пачки (от 10 см до 2 м) с простым или неправильным ритмическим переслаиванием. Тефровый материал мог поступать в озера с вулканопролювиальными потоками или эоловым путем.

Вулканогенные конгломерато-брекчии – обычно грубообломочные образования, состоящие из разновеликих обломков (фиг. 29, А), которые представлены пирокластическим и терригенным материалом. Связующая масса обломков – мелкая и тонкообломочная, одинакового с ними состава. Порода обычно несортирована и не слоиста, но иногда в ней выражена ориентировка крупных фрагментов вдоль плоскости напластования. Вулканогенные конгломератобрекчии в толще озерных отложений образуют самостоятельные слои и пачки слоев, которые отличаются крупностью обломочного материала и отделяются друг от друга нечеткими прямыми границами, иногда подчеркнутыми ожелезнением. Мощность слоев конгломерато-брекчий от 0,5 до 2–3 м, а их пачек – до 5–10 м.

Полигенные брекчии состоят из разновеликих обломков, в различной степени обработанных, происхождение которых трудно, а порой и невозможно установить. Заполнителем является мелкообломочная масса сложного состава, состоящая из лито-, витрокристаллокластов и их окатанных разновидностей. Сортировка либо отсутствует, либо прямая. Полигенные брекчии образуют самостоятельные слои (от 0,3 до 1,5 м) и пачки слоев (от 1 до 3,5 м).

Вулканогенные конгломерато-брекчии и полигенные брекчии могли быть доставлены в озера лахаровыми потоками (Малеев, 1963; Мелекесцев, Краевая, 1966) и направленными взрывами (Горшков, 1963).

Галечники и валунники состоят из средне- и хорошо окатанных обычно плохо сортированных по крупности галек и валунов размером 0,5 – 20 см, погруженных в песок и гравий. От общей массы породы они составляют 70–80%, плотно упакованы, длинной осью ориентированы вдоль напластования. В галечниках и валунниках отмечается нечеткая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием порций с разной крупностью материала; их отложение, вероятно, происходило в прибрежных частях озер (речные выносы).

Пачки грубого простого переслаивания не выдержаны по мощности, составу и строению, имеют линзовидную форму и по сравнению с пачками тонкого



**Фиг. 29. Отложения озерного комплекса в кальдере вулкана Большой Чекчебонай**

*а* – конгломерато-брекчии лахаровых потоков; *б* – тефрогенные конгломераты (темные) и туфы (светлые); *в* – туфы с градационной сортировкой

ритмического переслаивания гораздо менее протяженны (Власов, 1960). Эти пачки двух родов слагают толщи отложений мощностью 10 до 100 м (фиг. 30).

Характер чередования пачек в отложениях озер с разными типами питания различный. Общей особенностью является то, что пачки тонкого ритмического переслаивания во всех разрезах отличаются сравнительным постоянством, а пачки грубого переслаивания очень изменчивы (Кременецкая, 1972а).

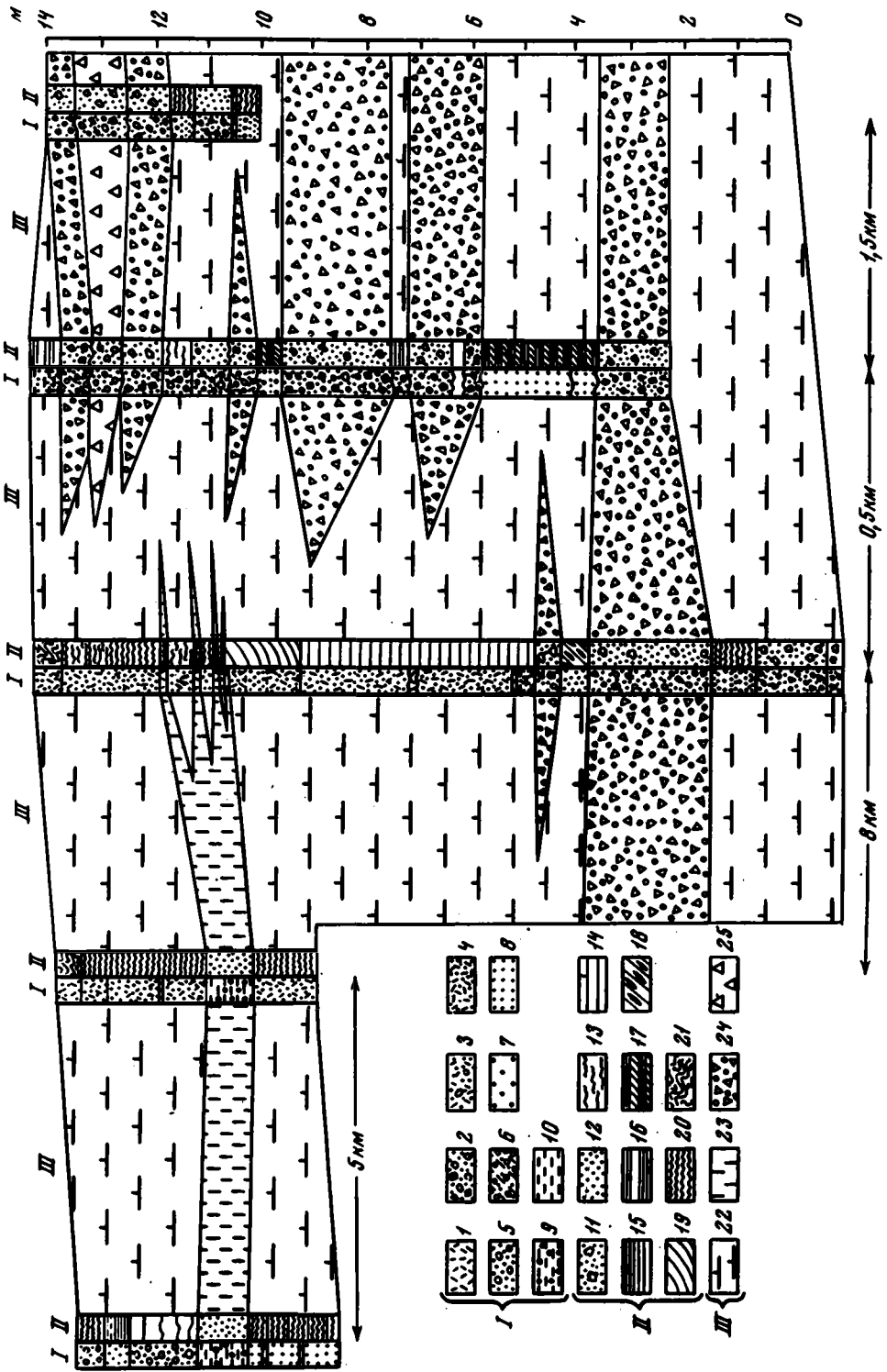
Рассмотрим, в каких условиях происходило накопление этих отложений. О том, что это была спокойная среда, свидетельствуют следующие признаки: горизонтальное напластование, протяженность и выдержанность по простиранию пачек тонкого ритмического переслаивания, выдержанная или прерывистая горизонтальная слоистость, прекрасная сохранность градационной сортировки в грубообломочных тефроидах и туфах и значительная их протяженность. Причиной появления слоев, видимо, были колебания в интенсивности поступления пирокластического и терригенного материала. Отсутствие следов обработки и перераспределения у большинства пирокластических фрагментов, вероятно, связано с тем, что они, попадая в среду осадконакопления воздушным путем, сохраняли черты своей эоловой сортировки. Это обстоятельство также указывает на спокойные условия седиментации. Обильные скопления в ряде прослоев остатков пресноводных диатомовых водорослей, слоистость, характерная для слабых течений, позволяют предполагать, что эта среда была водной. На аккумуляцию в водных условиях указывает также своеобразие структур и текстур в отложениях. Так, в пластах агломератовых лито-витро-кристаллокластических туфов с многочисленными базальтовыми бомбами и лапиллями отмечаются явления растрескивания крупных бомб (20–40 см) на сегменты, а их стекловатой корки – на мелкие кусочки. Такие бомбы окружены ореолом своеобразной породы, представляющей собой смесь гиалокластических фрагментов с лито- и кристаллокластами.

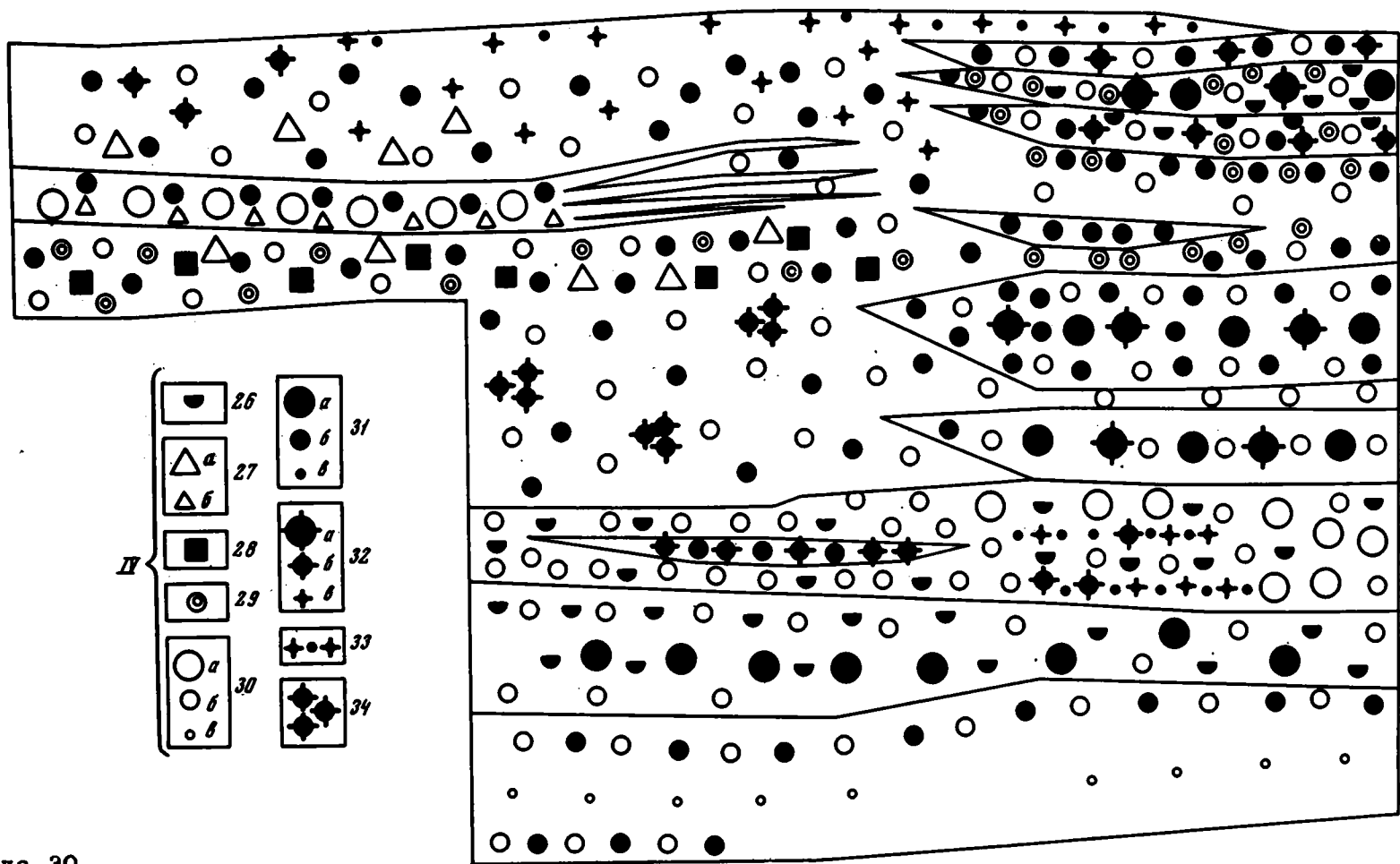
Как известно из литературы (Влодавец, 1962; Ширинян, 1963; Хворова, 1966), образование гиалокластитов происходит как в подводных, так и в субаэральных условиях при взаимодействии расплава с водными массами. При этом в зависимости от температуры расплава, его вязкости и количества воды формируется тот или иной тип отложений гиалокластитов. По-видимому, базальтовые бомбы, находясь в горячем состоянии, растрескивались от соприкосновения с водой при падении в озеро. Их стекловатая корка при этом дробилась на мелкие куски. Вероятно, места выбросов бомб располагались неподалеку от озерных ванн.

Судя по находящимся во вмещающей озерные отложения вулканогенно-осадочной толще многочисленным линзам базальтов и их шлаков, во время ее накопления существовали центры извержения шлако-лавового материала. Протяженность шлако-лавовых тел до 1–1,5 км, мощность 100–150 м. По своим размерам, условиям залегания и строению они сопоставимы с современными шлако-лавовыми конусами, в изобилии развитыми в долине р. Тигиль. В современном рельефе эти конусы соседствуют с речными долинами и располагаются внутри них. У подножий конусов встречаются также озера. Образование активных шлако-лавовых конусов во время накопления рассматриваемых озерных отложений и возможность попадания в озерные водоемы горячего базальтового бомбово-лапиллевого материала, таким образом, вполне вероятны.

На водные условия формирования отложений указывает также присутствие среди них шаровых лав, которые, как известно, образуются в подводных и наземных условиях при взаимодействии лавы с водой (Лебединский, 1963).

Совокупность отмеченных особенностей отложений, а также линзовидная форма их залегания, ассоциация с алловьюальными, проловьюальными и болотными образованиями указывают на то, что они сформировались в озерных замкнутых и проточных водоемах. При этом накопление осадков происходило в условиях подачи грубого и тонкого взрывчатого материала, который захоронялся либо без переработки (туфы), либо подвергался перераспределению и окатыванию (тефроиды), либо смешению с терригенным материалом (туффиты, породы группы туфопесчаников). Со склонов вулканических построек в





IV

	26		31
	27		
	28		32
	29		
			33
	30		34

Рис. 30.



Фиг. 30. Литолого-фашиальный профиль (вверху) и совмещенный с ним профиль (внизу) распространения аутигенных минералов в слоях озерных отложений на правом берегу р. Тигиль у поворота с шпротного направления на меридиональное

I — литологические колонки: 1 — пепловый туф, 2 — конгломерато-брекчия, 3 — туфоконгломерат, 4 — туфопесчаник, 5 — конгломерат с песчаным заполнителем, 6 — конгломерат с песчано-алевритовым заполнителем, 7 — гравелит, 8 — песчаник, 9 — глина с гравием, 10 — глина; II — текстура: 11 — беспорядочная, 12 — массивная, однородная; слоистость: 13 — неясная, горизонтальная, 14 — крупная, правильная, горизонтальная, 15 — тонкая, правильная, горизонтальная, 16 — правильная горизонтальная, ритмичная, 17 — тонкая, горизонтальная, в сочетании с мелкой косой, 18 — косая, в сочетании с линзовидной, 19 — косая, однонаправленная, 20 — неправильная, волнистая, прерывистая, 21 — нарушенная; III — генетические типы отложений: 22 — озерные, 23 — пеплопадов в озере, 24 — лахарового потока в озере, 25 — вулcano-пролювиального потока в озере; IV — аутигенные минералы: 26 — хлорит, 27 — кальцит (а — много, б — мало), 28 — опал, халцедон, 29 — пирит, 30 — монтмориллонит (а — много, б — промежуточное, в — мало), 31 — гидроокислы железа (а — много, б — промежуточное, в — мало), 32 — гидроокислы марганца (а — много, б — промежуточное, в — мало), 33 — послонные скопления гидроокислов марганца, 34 — гнездообразные скопления гидроокислов марганца

береговую зону озер, вероятно, поступал грубообломочный вулcano-пролювиальный и аллювиальный материал (конгломерато-брекчии, галечники и валуники). В ледниковые озера кластический материал (полигенные брекчии), очевидно, поступал как с поверхности ледника и разрушающихся береговых озер, так и эоловым путем.

### СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Континентальные и приморские озера — основные области аккумуляции в вулканических районах. Они распространены в различных ландшафтах — в кальдерах и кратерах вулканов, в ледниковой обстановке подножий вулканов и в долинах, а также в дельтах и на лагунном побережье. Вулканические явления в какой-то степени способствуют возникновению озер через образование вулcano-тектонических депрессий, кальдер, мааров, а также через подпруживание русел рек отложениями лавовых, лахаровых и пирокластических потоков или направленных взрывов. Крупные стратовулканы, являясь центрами зарождающихся ледников, служат причиной появления ледниковых ландшафтов и тесно связанных с ними ледниковых озер. В связи с тем, что ландшафты с озерами развиваются вблизи вулканов, вулканизм оказывает на седиментацию в них очень большое влияние, так как спокойные динамические условия озер не оказывают ему противодействия.

Озера изученных нами вулканических районов находились в зонах мощных пеплопадов и эруптивных камнепадов, выносов лахаровых и вулcano-пролювиальных потоков, а также в пределах достигаемости пирокластических, лавовых потоков, направленных взрывов и других проявлений вулканизма, в том числе и гидротермальной деятельности. Разнообразие в составе и путях поступления вулканокластического и терригенного материала в озера определили особенности минералогического состава, структуры и текстуры озерных осадков; темпы и ритмика поступления такого материала в значительной степени повлияли на фашиальный состав и особенности стратификации озерных отложений. По сравнению с невулканическими районами набор пород в озерных отложениях чрезвычайно разнообразен. Это крайне различные по размерности обло-

мочного материала лито-, кристалло-, витрокластические и смешанного состава туфы, тефроиды, грубообломочные смешанные породы (конгломерато-брекчии, вулканогенные полигенные брекчии, туфоконгломераты), туффиты, вулканотерригенные и терригенные породы. Резкой размерностью обломочного материала, значительно большей его грубостью и худшей сортированностью озерных осадков отличаются от таковых же в невулканических районах. Для них же характерна крайняя неравномерность в сортировке обломочного материала в разных слоях. Сравнительно хорошо сортированы собственно озерные терригенные отложения и вулканические пеплы среди них. Плохо сортированы грубообломочные смешанные и пирокластические породы. Особенность структуры тонкозернистых разностей – крупные включения в них бомб, лапиллей, пизолитов и др. В грубообломочных смешанных породах (лахарового происхождения) обломки большей частью покрыты алеврито-пелитовыми ожелезненными корками. В пемзовых туфах округло-овальные обломки часто заключены в пелитово-глинистую оболочку, что делает их похожими на пепловый град.

Специфические текстуры образуются в вулканокластических и лавовых продуктах, поступивших в озеро в горячем состоянии. Например, для грубообломочных туфов базальтового состава характерны растрескавшиеся обломки и бомбы, окруженные ореолом гиадокластических фрагментов, для туфов андезитового состава – фрагментированные на мелкие обломки крупные блоки пемзы. В лавах базальтового состава распространены шарово- или подушечно-глыбовые текстуры, в лавах андезитового состава – изолированные шары, обильно рассеянные в мелкообломочной массе.

Особенность озерных отложений – широкое распространение в них специфических текстур нарушения слоистости, которые в таких же осадках невулканических областей не развиты. Это возникающие в условиях быстрой подачи больших масс вулканического материала и частых встряхиваниях при землетрясениях текстуры знаков нагрузки, внедрения одного слоя в другой, захвата одного слоя другим при скольжении и волочении (лавовыми, лахаровыми, пирокластическими потоками), текстуры обрушения, оползания, взмучивания, брекчий разламывания, изгибания слоев под давлением вулканических бомб, мелких складчатых и разрывных деформаций. Для слоев характерны преимущественно резкие, а не постепенные переходы, частая и резкая смена гранулометрического состава, что служит причиной большой контрастности озерных отложений. Контакты слоев часто очень неровные из-за возникающих здесь текстур нарушения слоистости, а также из-за первичных неровностей в кровле отложений некоторых генетических типов, например лавовых потоков. В связи с этим здесь широко распространены контакты прислонения и облекания, нетипичные для озерных отложений невулканических областей.

Мощность всех слоевых единиц в озерных отложениях повышена из-за дополнительной подачи в осадок пирокластического материала. Для озерных отложений вулканической области характерно сочетание в разрезах двух типов осадков, отражающих два типа седиментации: озерную терригенную фоновую и импульсную подачу вулканокластического и вулканосадочного материала. По типам питающего кластического материала выделяются озера с питанием преимущественно: 1) вулканическим материалом, 2) вулканическим и вулканосадочным, 3) вулканосадочным.

В озерах с питанием преимущественно вулканическим материалом образуются толщи, для которых характерно чередование озерных терригенных осадков с отложениями эруптивных камнепадов, пеплопадов и лавовых потоков. В таких озерах фоновая терригенная седиментация на всей площади водоема резко подавлена накоплением вулканокластики, а в прибрежных частях и лавокластики. В толще таких озерных отложений на первый план выступает вулканическая цикличность и ритмичность, которая почти полностью затушевывает сезонную озерную. Разделенные терригенными осадками вулканические циклы состоят из грубообломочных туфов с крупной ритмичностью внутри, выше сменяющихся ритмично построенными пачками сначала тефроидов, туффитов, а затем вулканотерригенных и терригенных пород. Разные вулканические циклы

по разрезу сильно отличаются гранулометрическим составом, характером сортировки, масштабом ритмичности и направленностью ее изменений. В озерах с вулканическим и вулкано-осадочным питанием формируется особенно сложно построенная толща. Ее слагают, наряду с терригенными озерными осадками, осаждавшиеся в озерных условиях отложения эруптивных камнепадов, пеплопадов, лав, лахаровых, вулкано-пролювиальных и пролювиальных потоков. По латерали в толще происходит неоднократная смена типов разрезов, в которых на фоне озерного осадконакопления проявляется либо вулканический, либо вулкано-осадочный, либо тот и другой вместе типы цикличности и ритмичности. В озера с вулкано-осадочным питанием в больших количествах поступает пролювиальный, вулкано-пролювиальный и лахаровый материал. Его подача вызывает появление в разрезах береговых частей озер несортированных, резко изменчивых по гранулометрическому составу, преимущественно грубообломочных образований, чередующихся с собственно озерными осадками. Слои грубообломочных отложений резко выклиниваются в направлении к центральным частям озер и резко раздвигаются в мощности в береговой зоне. При этом типе питания обломочным материалом горизонты озерных терригенных осадков в направлении к берегам расщепляются и главную роль в разрезах начинают играть грубообломочные вулкано-осадочные отложения. Их накопление имеет циклический и ритмический характер. Каждый цикл состоит из серии слоев. В основании цикла – это преимущественно грубообломочные лахаровые и вулкано-пролювиальные отложения с грубой ритмичностью внутри, а в верхней части цикла – пролювиальные или аллювиальные осадки. Таким образом, при питании озер вулкано-осадочным материалом собственно озерная цикличность и ритмичность сохраняются только в центральных частях озер, а в береговой зоне они осложняются цикличностью и ритмичностью вулканической природы.

Для мощных толщ озерных отложений, сформированных в одной и той же палеогеографической обстановке, но в условиях смены во времени разных типов питания кластическим материалом, характерна резкая смена по разрезу и латерали типов вулканической и вулкано-осадочной цикличности и ритмичности, накладывающихся на собственно озерную терригенную. Это делает строение озерных толщ в вулканических районах чрезвычайно сложным по сравнению с монотонно построенными озерными толщами невулканических областей.

## ВЫВОДЫ

Резюмируя кратко, можно отметить, что специфические черты озерных отложений вулканической области следующие.

1. Очень пестрый набор пород, отражающий два типа седиментации – озерную терригенную фоновую и импульсную подачу вулканического материала.
2. Контрастность озерных отложений по минералогическому, гранулометрическому составу и характеру сортировки. Значительно большая грубость осадков, чем в невулканических областях.
3. Разнообразие типов текстур в породах озерных фаций, зависящее от состава, агрегатного состояния вулканического материала и способов его подачи в озеро.
4. Широкое распространение текстур нарушения слоистости сейсмоструктурной природы.
5. Резкая фациальная изменчивость и очень сложное циклическое и ритмическое строение озерных толщ.
6. Повышенный темп седиментации в озерах и небольшая вследствие неустойчивости тектонического режима мощность озерных толщ, частая перемежаемость их в разрезах с другими генетическими типами отложений.

## СВЯЗЬ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ПОРОД С ВУЛКАНИЗМОМ И ФАЦИЯМИ

Изучение генетических признаков пород разных фаций показало, что в одних и тех же породах эти признаки отличны не только из-за разного влияния фациальной среды, но еще и потому, что обломочный материал этих пород поступал в среду различными путями (воздушным, с лахаровыми, пирокластическими и другими потоками). В то же время в разных типах пород одной и той же фациальной обстановки генетические признаки также различны из-за состава, температуры, агрегатного состояния и гранулометрии вулканокластического материала, а также в зависимости от способов подачи этого материала в среду накопления. В связи с тем, что для фациального анализа отложений в вулканических областях важно не только установить их генезис, но и выяснить происхождение слагающих их вулканокластических пород (генезис отложений и генезис пород здесь не всегда совпадают), попытаемся разграничить вулканические и фациальные причины в создании генетических признаков пород. Рассмотрим эти признаки в ряду наиболее распространенных пород изученных фаций: туфов, тефroidов, грубообломочных смешанных пород, туффитов, вулканотерригенных и терригенных пород.

### Туфы

**Структура.** Структурные свойства туфов (размер, форма обломков, сортировка) зависят как от состава, температуры, агрегатного состояния вулканического материала и типа его извержения, так и от влияния среды захоронения. Например, для литокластов андезито-дацитового состава, выброшенных в горячем и вязком состоянии, характерно либо волокнистое строение удлиненных обломков с занозистыми "растрепанными" краями (волосы Пеле), либо округлая форма фрагментов и пузыристое строение (Гушенко, 1965). Для тефры базальтового состава, выброшенной в горячем состоянии, характерна округлая, овальная, веретенообразная форма обломков с корочками закалывания типа "хлебной корки" либо бугристая поверхность (Малеев, 1963). Фрагменты холодной тефры того же состава имеют угловатую или оскольчатую форму.

Уже на первых этапах транспортировки тефрового материала к среде захоронения и реакции с этой средой структурные свойства тефры изменяются. Так, горячий пемзовый андезито-дацитовый материал при попадании в спокойную водную среду (озера, лагуны) дробится: крупные блоки пемзы — на более мелкие фрагменты, мелкие куски пузыристой и волокнистой пемзы — на систему изолированных или сдвоенных, стровинных полых шариков (пузырей) с остатками когда-то соединявших их перемычек. Крупные горячие вулканические бомбы базальтового состава, сложенные стекловатым материалом, растрескиваются и дробятся на сегменты. Это растрескивание сопровождается образованием мелких гналокластических фрагментов многоугольной формы, образующих ореолы вокруг растрескавшихся бомб (Кременецкая, 1972в). Мелкие базальтовые лапилли, сложенные стекловатым материалом, попадая в спокойную водную среду в горячем состоянии, покрываются густой сетью мелких трещинок, которые, глубоко проникая в глубь лапилли, делят ее на многочис-

ленные осколки угловатой формы. При этом форма лапилли и ее контур сохраняются. В подвижной водной среде следы такой фрагментации горячего клас- тического материала не сохраняются.

При излиянии андезито-базальтовых и базальтовых лав в озера и русла рек образуются неправильной формы шары и угловатые глыбы, покрытые плотной коркой, в которых ил или песок перемешан и сварен с кусками лавы. При излиянии тех же лав под лед образуются обломочно-шаровые брекчии, представляющие собой равномерную смесь шаров и их фрагментов в форме чепчиков и угловатых гиалокластов (Кременешкая, 1972а).

При переносе ветром в эруптивной туче обломки волокнистой и пузыристой пемзы перетираются, приобретая округлую или овальную форму. Если при этом они проходят через зону пеплопадов во время дождя, то на них налипают пепловые частицы, которые покрывают их плотной оболочкой. В озерных и лагунных условиях эта оболочка на обломках сохраняется, а в руслах и дельтах рек разрушается.

Наряду с сортирующим действием вулканических факторов, вулканокластический материал подвергается сортировке еще и в среде захоронения. Осуществляется это золовой дифференциацией и силами гравитации, а также гидродинамикой среды. Например, однородностью гранулометрического и минералогического состава кристалло- или витрокластические туфы озерных и лагунных фаций обязаны золовой дифференциации, а появлением сортировки в грубообломочных пемзовых или агломератовых туфах - влиянию водной среды. В пемзовых туфах из-за более быстрого намочания в воде мелких обломков последние быстрее осаждаются на дно, чем крупные, и в слоях возникает обратная сортировка обломочного материала. В агломератовых туфах озерных и лагунных фаций правильная градиционная сортировка клас- тического материала, возникшая под влиянием силы тяжести, нарушается под действием волнений и течений. В результате этого мелко- и тонкообломочный материал часто неравномерно распределяется между более крупными обломками. В более подвижных условиях русла и подводной дельты агломератовый тефровый материал испытывает дополнительную сортировку при удалении из него наиболее мелких обломков и частиц и становится более однородным по гранулометрическому составу.

**Текстура.** Текстурные особенности туфов возникают под влиянием вулканических и фашиальных процессов. И те и другие принимают участие в создании ориентировки и упаковки обломков, определяют соотношения их с заполнителем, а также слоистость и ее нарушения. Так, несортированные накопления тефры взрывных отложений в озерных и лагунных обстановках в ряде случаев могут приобретать черты некоторой упорядоченности, если пирокластический материал попадал в водную среду в горячем состоянии. Эта упорядоченность в расположении обломков возникает при образовании ореолов гиалокластических фрагментов вокруг горячих вулканических бомб, фрагментации крупных блоков горячей пемзы при соприкосновении с водой.

Характер упаковки обломков в туфах зависит от относительного количества обломков и заполнителя. Это количество регулируется, с одной стороны, типом вулканического извержения, а с другой, - динамикой водной среды. Например, в лито-, кристалло-, витрокластических туфах направленных взрывов, отложившихся в озерных и лагунных условиях, упаковка обломков лучше, чем в тех же накоплениях тефры в руслах и дельтах рек. Объясняется это тем, что тонкообломочный заполнитель лучше сохраняется в спокойных гидродинамических условиях. В отложениях одной и той же фации туфы разного состава (лито-, витро-, кристаллокластические и смешанного состава) имеют различную упаковку. Связано это с разным количеством заполнителя в туфах, причиной чего является тип вулканического извержения.

Слоистость в туфах, с одной стороны, обнаруживает связь с их составом (зависимость от типа вулканического извержения и дальности расстояния от вулкана), а с другой, - с гидродинамическими условиями среды отложения. Так, в крупно- и грубообломочных литокластических туфах озерно-лагунных фаций слоистость горизонтальная, выдержанная, градиционная. Поскольку та-

кая же слоистость наблюдается и в субаэральных туфах, ее возникновение, видимо, к фациальной обстановке никакого отношения не имеет, а связано с процессами выпадения обломочного материала из эруптивной тучи.

В крупно- и грубообломочных лито-, кристалло-, витрокластических туфах тех же фаций слоистость иная, чем в предыдущей разновидности. Это неотчетливо линзовидно-слоистые туфы с прямой сортировкой в крупных линзах. Такой тип слоистости связан не только с процессами выпадения обломков из воздуха, но и с сортирующим влиянием водной среды. При осаждении в водной среде тонкий кристалло-, витрокластический материал дольше находится во взвешенном состоянии; слабыми течениями он смещается с места первичного выпадения и откладывается в виде линз над порциями ранее осевшего более грубого материала. Неоднократное повторение этих процессов вызывает появление в туфах линзовидной слоистости.

Наконец, третий тип нечеткой тонкой прерывистой горизонтально-линзовидной слоистости отмечается в кристалло-, витрокластических туфах озерно-лагунных фаций. Он обязан своим появлением эоловой дифференциации и влиянию гидродинамических условий среды захоронения. Тонкий кристалло-, витрокластический материал легко разносится в слабоподвижной озерно-лагунной среде, сортируясь по крупности отчасти в воздухе, отчасти в воде, откладываясь под влиянием слабых течений в виде системы тонких параллельных линз.

В собственно пойменных отложениях в тех же разностях туфов горизонтальная слоистость никогда не бывает выдержанной. Это – обычно крупная линзовидная, участками гнездообразная, участками тонкая горизонтально-волнистая и косоволнистая текстура. Особенности стратификации туфовой толщи и явления ритмичности в ней целиком обусловлены характером и интенсивностью вулканической деятельности.

Широко развитые в туфах текстуры нарушения слоистости, с одной стороны, возникают под влиянием нарушений при сейсмических толчках и быстрой подаче больших масс кластического материала, с другой, – под влиянием фациальной среды и свойств рыхлого тефрового материала. Эти текстуры в туфах разного состава несколько отличны. В грубообломочных туфах озерно-лагунных и пойменных фаций распространены трещины заполнения, знаки нагрузки, а в тонкообломочных – знаки нагрузки, брекчии разламывания, оползания, взмучивания, изгибания под давлением бомб и лапиллей. Причины появления этих текстур чаще всего вулканические. Условия сезонного промерзания и оттаивания на пойме и большая пористость тефровых накоплений способствуют появлению в пепловых туфах текстур внедрения одного слоя в другой, мерзлотных котлов, текстур изгибания, разрывов и смещений слоев.

Растительные остатки. Сохранность, величина, количество, состав, формы захоронения и характер изменений растительных остатков различны не только в туфах разного состава одной фации, но и в туфах одинакового состава разных фаций. Например, в озерно-лагунных отложениях обильные скопления листовой флоры хорошей сохранности в мелкообломочных туфах и отсутствие таковых во вмещающих терригенных породах, видимо, связано с сильными пеплопадами, которые вызывали в свою очередь листопады. При этом в грубообломочных разностях туфов листья часто обуглены, что указывает на повышенную температуру тефры.

Прекрасная сохранность вертикально расположенных стеблей трав в тонкообломочных туфах – свидетельство их быстрого захоронения в спокойной среде озер и лагун. В то же время в тонкообломочных туфах озерно-лагунных фаций обычны крупные остатки хорошо сохранившихся листьев и стеблей трав наряду с детритом, а в пойменных отложениях – это обычно мелкий растительный детрит и шлам или крупные куски древесины.

Фауна. Видовой состав фауны в туфах указывает на фациальную среду их отложения, а ее сохранность, формы захоронения и характер изменений могут подсказать генезис тефрового материала. Так, обильные неизменные или сильно измененные костные остатки рыб и их чешуи в грубообломочных туфах

свидетельствуют о мгновенном характере поступления горячего или холодного тефрового материала, вероятнее всего, с направленными взрывами.

Конкреции и прочие новообразования. Ассоциации новообразованных минералов в туфах, образовавшихся из горячего или холодного материала, различны. В крупно- и грубообломочных туфах андезито-базальтового и базальтового состава, состоявших к моменту отложения в водной среде из горячей тефры, обильно развиты палагонит, хлориты, кальцит, цеолиты, гидроокислы железа и марганца, а в пемзовых андезитовых и андезито-дацитовых туфах – монтмориллонит, опал, цеолиты, гидроокислы железа. В крупно-, мелко- и тонкообломочных туфах такого же состава, но сформировавшихся из холодного тефрового материала, развиты менее обильно специфические минералы той фации, в которой эти туфы накапливались. В морских условиях – это глауконит, цеолиты, хлориты, в лагунных – сидерит, пирит, в пресноводных – опал, каолинит, монтмориллонит. В туфах разных фациальных обстановок отмечаются некоторые отличия в особенностях конкрециеобразования.

В крупнообломочных туфах андезитового состава в отложениях проточных озер гидроокислы железа образуют пленки на обломках, а в лагунных условиях – крупные караваевидные стяжения, ориентированные вдоль напластования, или крупные концентрические округлые и овальные стяжения. Последние образуются по периферии блоков отдельности многоугольной формы, очень характерных для андезитовых туфов. В пойменных фациях гидроокислы железа в таких же туфах распространены в форме послонных линзовидных скоплений, состоящих из мелких глобуль или их цепочек. В крупно- и грубообломочных туфах андезито-базальтового состава в озерно-лагунных условиях гидроокислы железа и марганца равномерно рассеяны в виде глобулярных выделений или пятен лопастной формы. В пойменных фациях гидроокислы железа в крупно- и грубообломочных туфах образуют послонные линзовидные скопления мелких оолитов. В пепловых туфах базальтового, андезитового и дацитового состава озерных и лагунных фаций гидроокислы железа и марганца образуют мелкие округлые и овальные стяжения концентрического строения, в пойменных фациях – мелкие послонные линзовидные пропластки, сложенные мельчайшими глобулями, цепочками глобуль гидроокислов железа и марганца, а также выполняют трещины в породе и образуют стяжения вдоль корешков растений.

Изменение слоя по разрезу. Контакты и переходы. Этот генетический признак в туфах так же, как и другие, в большей степени predetermined вулканическими, чем фациальными, факторами. Так, в лито-, кристалло-, витрокластических туфах озерных и лагунных фаций размеры обломков в слоях снизу вверх уменьшаются, что связано с их градационной сортировкой в воздухе. В туфах пойменных фаций градационная сортировка выражена менее отчетливо из-за воздействия текущей воды. В пемзовых и шлаковых разностях туфов сортирующее действие водной среды проявляется активнее; именно из-за него в слоях туфов появляется обратная сортировка обломочного материала, так как мелкие пористые обломки пемзы и шлаков быстрее намокают и опускаются на дно.

Для кристалло-витрокластических туфов озерных и лагунных фаций характерно монотонное строение слоев, потому что слагающий их материал поступал в область аккумуляции уже отсортированным; в туфах пойменных фаций намечается сортировка кластического материала по удельному весу под влиянием текущей воды.

Для туфов вообще характерны резкие и отчетливые контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями. При этом границы в подошве часто неровные из-за возникающих здесь знаков нагрузки при быстрой подаче вулканокластического материала, а в кровле – из-за первичной неровности самих слоев туфов. Например, туфы отложений направленных взрывов имеют очень неровную кровлю с перепадами высот в несколько метров. На эту кровлю озерные осадки ложатся облекающим чехлом, в котором в изобилии распространены оползневые текстуры.

Мощность слоя туфов обуславливается силой вулканических взрывов и дальностью среды отложения от места вулканического взрыва. Степень же сохранности отложившегося туфового материала зависит от гидродинамических условий среды отложения. Только в спокойных динамических условиях озер и лагун мощность слоев туфов соответствует первоначальной и колеблется от долей сантиметра до нескольких метров. В пойменных условиях эти мощности понижаются из-за размывов. В целом для туфов характерна резкая изменчивость мощностей.

Вторичные текстуры в туфах связаны как с минералогическим и гранулометрическим составом, так и с особенностями минералообразования в той или иной фациальной среде. Трещинная и брекчиевая текстуры в туфах возникают в результате превращения пирокластического материала во вторичные глинистые продукты, их уплотнения под давлением вышележащих масс пород и потери воды. При этом сокращении объема порода растрескивается на систему блоков, в которых концентрическая текстура связана с перераспределением гидроокислов железа.

Пятнистая текстура связана с неоднородным воздействием на туфы гидротермальных растворов, различиями в степени переработки обломочного материала на локальных участках (в пятнах) и возникающей вследствие этого неоднородностью структуры. Вкрапленная текстура обязана своим появлением развитию новообразованных минералов. Все эти текстуры развиты только в субаквальных туфах и отсутствуют в субаэральных. Видимо, их появление связано с реакцией пирокластического материала с водной средой. Комковатая и желваковистая текстуры в туфах пойменных отложений возникают от разрыхляющего воздействия на них корневой системы растений и органических кислот. При этом остатки корней растений служат центрами притяжения гидроокислов железа, образования секущих слоистость желваков.

Полосчатая текстура в туфах пойменных фаций чаще всего связана с воздействием на них гидротермальных растворов, циркулирующих избирательно по отношению к гранулометрии слоев. Плойчатая текстура наиболее характерна для пепловых туфов, в которых она возникает в результате мерзлотных деформаций типа мерзлотных котлов на границе пепловых и алевроитопелитовых вмещающих осадков. Диагенетическая слоистость, подчеркивающая седиментационную, образуется на границе маломощных пепловых прослоев в результате перераспределения гидроокислов железа и марганца.

Таким образом, все рассмотренные генетические признаки туфов обусловлены влиянием вулканических и фациальных причин, но первым из них явно принадлежит ведущее место.

### Тефроиды

**Структура.** Размер и форма обломков в тефроидах, так же как и в туфах, определяются вулканическими и фациальными факторами, но роль последних здесь значительнее, чем в туфах. Вовлеченная в перемещение тефра шлифуется, окатывается, обкальвается, изменяя свою изначальную форму. Сортирующие факторы — экзогенные процессы: гравитация, эоловая, водная и ледниковая обработка и др. В разных фациальных условиях тефровый материал перерабатывается по-разному. В озерно-лагунных условиях тефроиды имеют среднюю и хорошую сортировку, а в пойменных — очень хорошую. По сравнению с озерно-лагунными, в пойменных фациях улучшается и окатанность обломочного материала. Тем не менее размеры и форма обломков в тефроидах еще очень близки к первоначальным, которые были обусловлены составом вулканических продуктов, их агрегатным состоянием и типом вулканического извержения.

Текстурные особенности тефроидов в значительно меньшей степени обусловлены вулканическими, чем фациальными, факторами. Ориентировка и взаимное расположение обломков в них определяются динамикой транспортирующей и захороняющей их среды, а упаковка обломков и соотношение их с заполнителем — гранулометрическим составом вовлекаемого в перемещение пироклас-



тического материала, что в свою очередь связано с составом магмы и типом вулканического извержения.

Слоистость в тефроидах – следствие динамического воздействия фациальной среды. Ее нарушения возникают при деформациях, сопровождающих вулканические землетрясения (текстуры оползания, взмучивания и др.). С механизмом перемещения тефрового материала и особенностями диагенеза этих осадков связаны текстуры захвата из подстилающих отложений, внедрения одного слоя в другой.

Особенности стратификации тефроидной толщи и явления ритмичности в ней связаны как с интенсивностью подачи вулканического материала, так и темпами и формами его мобилизации.

Растительные остатки и фауна. Содержащийся в тефроидах раздробленный мелкий и крупный растительный материал и отсутствие хорошо сохранивших форму растительных фрагментов и фауны – результат большой подвижности среды их перемещения и захоронения.

Конкреции и прочие новообразования. Из конкреций в тефроидах распространены преимущественно стяжения гидроокислов железа и марганца, которые в озерных и лагунных фациях образуют пленки на обломках или мелкие глобулярные и концентрические стяжения, а в пойменных отложениях – мелкие линзовидные пропластки, желваки и роренштейны.

Изменение слоя по разрезу. Контакты и переходы. Для тефроидов озерно-лагунных и пойменных фаций характерно постепенное уменьшение крупности обломков снизу вверх в слое, что объясняется сортирующим влиянием водной среды. Переходы к вмещающим осадкам обычно резки, а внутри пачек тефроидов между слоями постепенны и часто нечетки. Границы слоев обычно ровные, но в подошве иногда встречаются следы размывов, текстуры захвата из подстилающих пород, внедрения одного слоя в другой. Эти текстуры в тефроидах встречаются гораздо реже, чем в туфах. Так же как и в туфах, они связаны не с условиями среды отложения, а с механизмом подачи тефры в эту среду.

Мощность слоев тефроидов, в отличие от туфов, целиком определяется мощностью транспортирующих агентов, так как тефровый материал после его выброса на склоны вулкана перемещается силами гравитации или ветра.

Вторичные текстуры в тефроидах связаны как с их минералогическим и гранулометрическим составом, так и с особенностями протекавших в них диагенетических преобразований в той или иной фациальной среде. Так, трещинная текстура обычно развита в тонкообломочных тефроидах озерно-лагунных фаций, подвергшихся процессам вторичного глинообразования в результате гидротермального воздействия (природа появляющихся трещин аналогична таковой в туфах). С гидротермальным воздействием связано появление в этих же фациях пятнистой и вкрапленной текстур. Желваковистая текстура в тефроидах пойменных фаций связана с образованием стяжений гидроокислов железа вокруг корешков растений; полосчатая текстура развивается под влиянием гидротермальных растворов. Диагенетическая слоистость образуется в результате перераспределения гидроокислов железа и марганца и выражается в образовании железо-марганцевых корочек на границе слоев.

### **Грубообломочные смешанные породы**

Структура. Обломки в породах этого типа наследуют свои размеры и формы от тефры и почти не меняют их в процессе транспортировки и отложения. Воздействие вулканических факторов при этом пассивно. Сортировка обломков целиком происходит под влиянием фациальной среды. Это связано с тем, что грубообломочные смешанные породы чаще всего формируются мощными, быстро двигающимися временными потоками типа селей. В этих потоках грязевой массы обломки как бы плывут, перемешиваясь и не успевая менять своих первоначальных размеров и форм. Не успевает сортироваться обломочный материал и при осаждении в прибрежной части озер и лагун, а также на пойме.

Текстурные особенности грубообломочных смешанных пород обусловлены только фаціальными условиями. Так, отсутствие ориентировки в этих породах в озерно-лагунных фациях связано с тем, что обломочный материал, поступая в прибрежную часть водоема, падает на дно, не подвергаясь воздействию иных динамических сил, кроме гравитации. Напротив, в русловых, подводно-дельтовых условиях обломки разбавленных водой грязевых потоков под воздействием водных струй испытывают некоторую сортировку и ориентировку.

Пелито-алевритовый материал грязевых потоков в спокойных динамических условиях озер и лагун при выпадении на дно налипает вокруг крупных обломков, образуя на них корки; в условиях подвижной среды наземных и подводных русел тонкообломочный материал концентрируется в тыловой и фронтальной частях обломков (в местах падения скорости водных струй). При выпадении обломочного материала в малоподвижной среде (озеро, лагуна, пойма) возникает гораздо худшая упаковка обломков, чем в условиях подвижной среды, активно распределяющей более мелкий обломочный материал между крупным. Равномерность распределения заполнителя и его обилие в грубообломочных смешанных породах озерных, лагунных и пойменных фаций, видимо, связаны с тем, что в этих условиях при резком падении скоростей движения большая часть грязевого материала осаждается равномерно, не испытывая сортирующего влияния водной среды. В подвижных условиях русла и подводной дельты большая часть тонкообломочного материала уносится еще до осаждения, а то, что осаждается — сортируется, образуя большие концентрации тонкообломочного материала в верхней части слоя и меньшие в нижней.

Слоистость грубообломочных смешанных пород, с одной стороны, вызвана гидродинамическими причинами (в пределах одного слоя), с другой, связана с интенсивностью подачи вулканического материала и темпами его мобилизации экзогенными агентами (слоистость толщи). Слоистость в этих породах в озерных, лагунных и пойменных фациях слабо намечается в результате прямой сортировки обломочного материала при осаждении в малоподвижной водной среде. В русловых и подводно-дельтовых фациях прямая сортировка под влиянием водных струй выражена более отчетливо. Частота появления слоев, характер изменения крупности обломочного материала в них и мощность слоев целиком связаны с вулканическими явлениями.

При отложении грубообломочных смешанных пород быстро движущимися мощными грязевыми потоками в подошве слоев часто возникают текстуры захвата, внедрения одного слоя в другой. Сейсмические толчки и встряхивания осадков приводят к появлению в них крупных вертикальных и наклонных трещин.

Растительные остатки. Форма, количество и степень изменения растительных остатков в грубообломочных смешанных породах связаны с характером транспортировки обломочных масс в стадию их мобилизации и со средой захоронения почти никакой связи не имеют. В отложениях изученных нами фаций встречаются или отсутствуют обильные или рассеянные скопления крупных (иногда обуглившись, если поток был горячим) фрагментов деревьев, кустарников. Характер растительных остатков зависит от того, по какой местности, с каким видовым составом растительности прошел поток.

Содержание остатков фауны обнаруживает фаціальный контроль. В пойменных и русловых фациях в этих породах остатков фауны обычно нет, а в озерно-лагунных и подводно-дельтовых отложениях она иногда встречается в основании слоев в разрушенном состоянии и со следами перестроения.

Конкреции и прочие новообразования. В грубообломочных смешанных породах (вулканогенные конгломерато-брекчиях, полигенных брекчиях) с преобладанием андезитового и дацитового обломочного материала, попавшего в среду захоронения в горячем состоянии, в цементе обильно развит монтмориллонит и незначительно гидроокислы железа; в смешанных породах с андезитобазальтовым и базальтовым составом обломков обильно развиты палагонит, хлорит и гидроокислы железа и марганца. При этом, чем крупнее обломочный материал, составляющий каркас породы, тем сильнее переработан ее заполнитель в глинистые продукты. Возможно, это связано с более сильным и длите-

льным температурным воздействием неостывшего крупноглыбового материала на заключающую его тонкообломочную массу. В таких же по гранулометрии породах, но образовавшихся из холодного вулканокластического материала, незначительно развиты монтмориллонит и гидроокислы железа. В озерных и лагунных фациях гидроокислы железа и марганца скапливаются в пелито-алевритовых корках, покрывающих обломки, образуя вокруг них концентры. В пойменных, русловых и подводно-дельтовых фациях железо-марганцевые минералы образуют в этих породах пленки на обломках.

Изменения слоев по разрезу, контакты и переходы в породах рас-сматриваемого типа связаны с фаціальными условиями их накопления. Слабо выраженное уменьшение размеров обломков снизу вверх в слоях грубообломочных смешанных пород русловых и пойменных фаций вызвано процессами слабой гравитационной переработки, обычно не развивающейся в озерно-лагунных условиях с малоподвижной водной средой.

Резкость и отчетливость границ в грубообломочных смешанных породах в озерных, лагунных и пойменных фациях связаны с импульсным характером и быстротой подачи больших масс вулканокластического материала, которые нарушают фоновую седиментацию в этих обстановках. По причине быстрого вторжения обломочных масс на границах с вмещающими осадками часто возникают текстуры захвата из подстилающих отложений, внедрения одного слоя в другой. В русловых и подводнодельтовых условиях переходы грубообломочных смешанных пород в русловые и подводнодельтовые осадки постепенны из-за близости их гранулометрического состава.

Мощность слоя грубообломочных смешанных пород — следствие интенсивности подачи вулканокластического материала на склоны вулкана и активности экзогенных процессов. Для этого типа пород характерна резкость колебаний мощности слоев, частое ее изменение от слоя к слою и изменчивость в пространстве.

Вторичные текстуры в грубообломочных смешанных породах — результат диагенетических преобразований осадка в породу. Отличия этих текстур связаны со структурными и текстурными различиями самих грубообломочных пород, которые формировались в разных фаціальных условиях.

Брекчиевидные текстуры наблюдаются в породах озерных и лагунных фаций, для которых характерно большое количество пелито-алевритового материала, подверженного сильному вторичному глинообразованию. Трещинная текстура в этих породах в подводнодельтовых фациях связана с явлениями частого осушения поверхности подводной дельты и заполнения трещин усыхания тонкообломочным материалом. Возникновение "пятнистой" текстуры в озерно-лагунных, русловых и подводнодельтовых фациях связано с перераспределением гидроокислов железа и марганца и сгущением их в участках скопления растительного вещества. Полосчатая текстура в пойменных, русловых и подводнодельтовых фациях формируется при воздействии на породы гидротермальных растворов и переработке их части в глинистые продукты. Вкрапленная и концентрическая текстуры характерны только для пород озерно-лагунных фаций и связаны с концентрацией гидроокислов железа и марганца в пелито-алевритовых корках вокруг обломков. Комковатая текстура развивается только в грубообломочных смешанных породах пойменных и дельтовых фаций при разрыхляющем воздействии на осадки корешков растений.

### Туффыты

Структура. В связи с тем, что туффыты представляют собой смесь пирокластического и терригенного материала, размеры, форма и сортировка обломков в них резко отличны. Так же как и в туфах, у пирокластических фрагментов они зависят от состава, температуры и агрегатного состояния вулканического материала и взаимодействия его с водной средой. Структурные свойства терригенной составляющей пород целиком определяются фаціальными условиями.

В туффитах озерных, лагунных и пойменных фаций размеры обломков резко колеблются по величине, их форма очень разнообразна и сортировка преимущественно плохая и средняя, а в русловых и подводно-дельтовых фациях колебания размеров обломков не так резки, формы однообразнее, сортировка хорошая.

Текстура туффитов запечатлевает фациальные условия их накопления. Роль гидродинамических факторов в создании текстурных черт нарастает в направлении от озерно-лагунных к пойменным, русловым и подводнодельтовым фациям. Так, если в туффитах озерно-лагунных фаций ориентировка обломков обычно отсутствует, то в пойменных она уже слабо намечается, а в русловых и подводнодельтовых выражена отчетливо.

В туффитах озерно-лагунных и пойменных фаций расположение обломков преимущественно беспорядочное. Но в разностях с большим содержанием шлакового или пемзового материала наблюдаются гнездообразно-линзовидные обособления этих пористых обломков. Видимо, причина появления таких скопления состоит в том, что в процессе осаждения пористые фрагменты дольше держатся на поверхности воды, медленно намокая, и осаждаются позднее, чем остальные, образуя гнездообразные и линзовидные скопления на поверхности осадка, а затем и внутри слоев.

В русловых и подводнодельтовых туффитах расположение обломков более упорядоченное в результате активного сортирующего действия водных струй. Здесь мелкие обломки, так же как и в грубообломочных смешанных породах, образуют гнездообразные скопления в тыловой и фронтальной частях крупных фрагментов. Из-за большой подвижности водной среды упаковка обломков в осадках этих фаций лучше, чем в пойменных и озерно-лагунных, несмотря на то, что количество тонкообломочного заполнителя здесь, вследствие вымывания его водными струями, меньше. Под влиянием сортирующего действия водной среды этот заполнитель распределен равномернее, чем в осадках озерно-лагунных и пойменных фаций.

Различия в гидродинамических условиях формирования сказались и на формах слоистости туффитов. Большая часть текстур нарушения слоистости в туффитах связана с нарушениями сейсмостектонической природы. Это мощные слои и горизонты с текстурами брекчий разламывания, оползания, взмучивания, обрушения, трещин заполнения, мелкие складчатые и разрывные деформации. Часть текстур нарушения слоистости связана с фациальными условиями осадконакопления. Например, частое промерзание и оттаивание в сильно отличающихся по структуре туффитах в пойменных условиях приводит к широкому распространению в них мерзлотных текстур.

Растительные остатки. Форма и количество растительных остатков в туффитах зависят от фациальных условий их накопления. В направлении от озерных, лагунных и пойменных фаций к русловым и подводнодельтовым уменьшается количество, но увеличиваются размеры заключенных в них растительных фрагментов.

Фауна в туффитах встречается в озерно-лагунных и подводнодельтовых фациях, а в пойменных и русловых отсутствует. Сравнительно хорошая сохранность фауны в озерно-лагунных отложениях отчасти связана с быстротой ее захоронения при пеплопадах. Плохая сохранность и редкая встречаемость фауны в подводнодельтовых отложениях, видимо, обусловлены активной гидродинамикой среды их формирования и очень высоким темпом аккумуляции кластического материала.

Конкреции и прочие новообразования. Комплексы аутигенных минералов в туффитах и вулканотерригенных породах, образовавшихся из холодного пирокластического материала, сходны, хотя в разных фациальных обстановках и отличны. В пойменных отложениях комплекс этих минералов представлен гидроокислами железа и марганца, монтмориллонитом, каолинитом, иногда сидеритом, пиритом, опалом или халцедоном, в отложениях приморских (периодически застойных) озер — гидроокислами железа и марганца, монтмориллонитом, пиритом, опалом или халцедоном, в подводнодельтовых морских отложениях — гидроокислами железа и марганца, монтмориллонитом, цеолитами, глауконитом, в подводнодельтовых отложениях опресненных лагун — гидроокислами

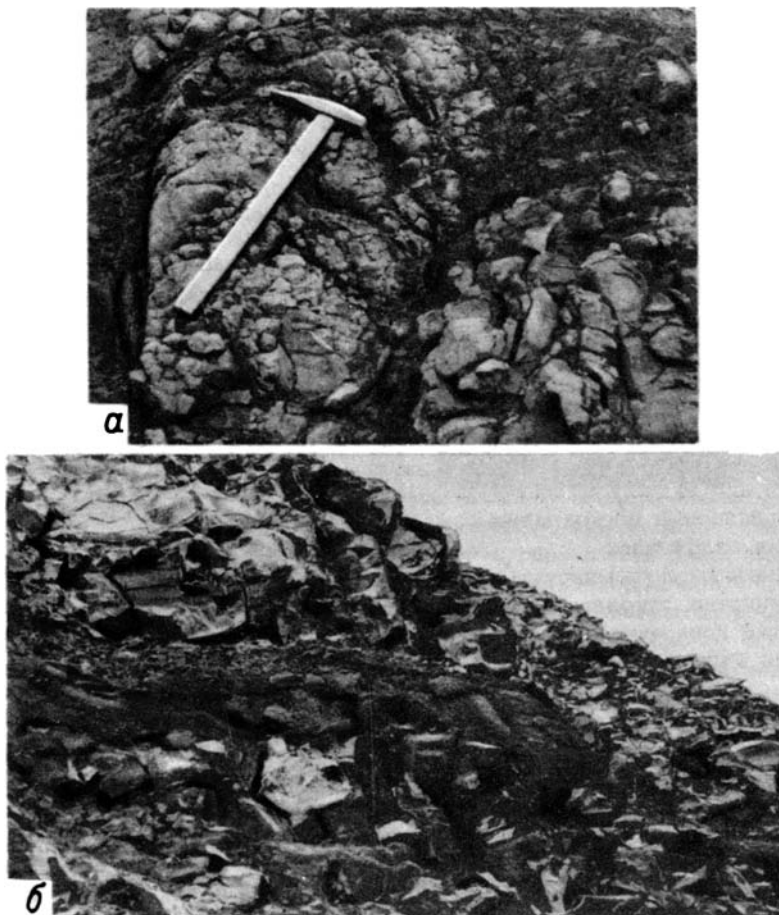
железа и марганца, монтмориллонитом, сидеритом, в приморских заболочивающихся лагунах – гидроокислами железа и марганца, монтмориллонитом, каолинитом, пиритом, опалом или халцедоном, сидеритом (фиг. 31, см. вкладку в конце книги). В составе комплекса аутигенных минералов одной и той же фации в результате изменения тектонических и климатических условий ее формирования происходили перемены. Они проявлялись не только в изменении относительной роли минералов в комплексе, но и в исчезновении отдельных минералов. Например, в аллювиальных отложениях дельтовой области, формировавшихся в условиях тепло-го влажного климата, обилия растительности, в обстановке прогибания и поступления в дельтовую область больших масс тонкообломочного пирокластического материала преимущественно кислого состава (эрмановское время) обильно развиты сидеритовые конкреции и стяжения кремнистого вещества (опала, халцедона). Для глинистой фракции осадков характерно большое развитие аутигенного каолинита, умеренное – монтмориллонита, гидроокислов железа и марганца. В аллювиальных осадках более высоких стратиграфических горизонтов, формировавшихся в условиях менее теплого, меняющегося в сторону похолодания климата, менее обильного развития растительности, в условиях поднятия и поступления в долины больших масс пирокластического материала основного состава исчезают сидерит, кремнезем, уменьшается роль каолинита и нарастает роль монтмориллонита, гидроокислов железа и марганца. В озерных отложениях этого же интервала времени в направлении к более молодым образованиям исчезают кремнезем, каолинит, в лагунных отложениях сокращается развитие каолинита, кремнезема, сидерита, пирита, нарастает количество монтмориллонита, гидроокислов железа и марганца (фиг. 31).

Образование конкреций и стяжений в туффитах в значительно большей степени зависит от фациальных условий, чем от вулканических факторов. В тонкообломочных туффитах с большим содержанием тонкой витрокластичности андезитодацитового состава в спокойных динамических условиях озер, лагун и поймы сохраняется большое количество диатомей. Их растворение и последующее перераспределение кремнистого вещества, содержащегося в них, приводит к появлению в породе сначала скорлуповатой отдельности (фиг. 32), а затем и стяжений кремнистого вещества (кристобалита, халцедона) в форме правильных мелких округлых и овальных конкреций, желваков и линз. В тонкообломочных туффитах фации застойных водоемов и болот образуются мелкие округлые пиритовые стяжения или мелкие линзовидные пропластки сидерита. Для мелко- и крупнообломочных туффитов фации приречной поймы характерны крупные и мелкие стяжения гидроокислов железа и марганца в форме фунтиков, дендритов, роренштейнов, амебообразных стяжений. В крупнообломочных туффитах русловых и подводнодельтовых фаций распространены крупные караваевидные, кваальные и линзовидные сидеритовые конкреции (фиг. 33).

Изменение слоя по разрезу. Контакты и переходы. Характер изменения слоев туффитов объясняется как вулканическими, так и фациальными факторами. Для слоев туффитов характерно монотонное строение. Иногда в них (в озерно-лагунных и пойменных фациях) проявляется прямая или обратная сортировка. Последняя образована в туффитах пемзевым и шлаковым материалом. Прямую сортировку в туффитах, в особенности в озерных, лагунных и пойменных условиях, часто нарушают включения бонб и лапиллей. Переходы туффитов во вмещающие породы постепенные, но с включением в туффитах крупнообломочного пирокластического материала могут быть и резкими. Границы обычно ровные.

Мощность слоев туффитов по сравнению с туфами, тефродами и грубообломочными смешанными породами более однородна. Это связано с тем, что туффиты в значительно большей степени формируются из терригенного материала, интенсивность подачи которого регулируется экзогенными факторами. Поэтому колебания мощностей слоев туффитов в определенных фациях ограничены.

Вторичные текстуры в туффитах разных фаций отличны. Прежде всего, это объясняется фациальными условиями преобразования осадков в породы и в



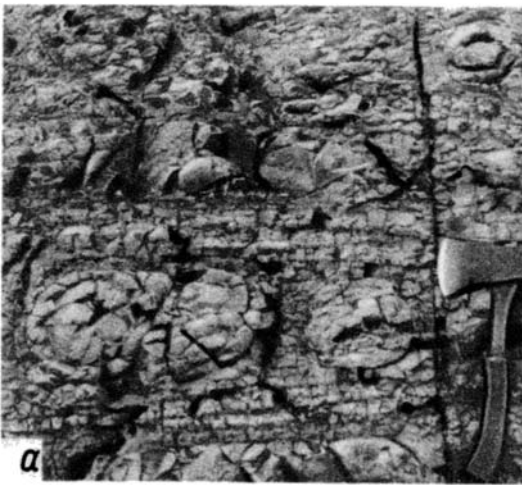
Фиг. 32. Характерные формы отдельности и излома кремнистых пород

*a* — скорлуповатая отдельность в диатомовых туфоалевролитах и туффитах; *б* — роговой излом в туфоалевролитах с обильной диатомовой флорой

меньшей степени зависит от структурных особенностей туффитов. Некоторое влияние на появление определенных типов вторичных текстур оказывает и гидротермальная деятельность.

В туффитах озерно-лагунных фаций комковатая текстура возникает либо в результате пронизывания слоя осадка корешками растений, либо в результате гидротермального воздействия, вызывающего вторичное глинообразование. Переработанный таким образом осадок, теряя воду и высыхая, дробится на густую сеть мелких трещинок. Концентрически-скорлуповатая, желваковистая и конкреционная текстуры возникают в процессе образования стяжений кремнистого вещества. В туффитах пойменных фаций комковатая, гранулированная пористая текстуры образуются под влиянием почвенных процессов, а также многократного сезонного промерзания и оттаивания. Под воздействием мерзлотных деформаций в породах возникает плейчатая текстура. Возникновение конкреционной и желваковистых текстур связано с ростом железистых и марганцовистых стяжений вокруг корешков растений и других скоплений органического вещества.

В туффитах русловых фаций, неоднородных по структуре (резкий контраст между размерами обломков и частиц их заполнителя), наиболее распространена



Фиг. 33. Характерные формы конкреций в лагунных отложениях

*а* – зарождающиеся кремнистые конкреции в кремнистых туфоалевролитах;  
*б* – железистая конкреция в туффитах;  
*в* – конкреция сидерита среди туфоалевролитов

брекчиевидная текстура. Так же как и в туфах, ее появление связано с процессами вторичного глинообразования, последующим усыханием и уплотнением неравномернозернистого осадка. Пятнистая и полосчатая текстуры возникают в результате перераспределения гидроокислов железа и марганца в диагенезе, а также при неравномерном вторичном глинообразовании при гидротермальном воздействии.

В туффитах подводнодельтовых фаций трещиноватая текстура чаще всего связана с частыми осушениями поверхности осадка в мелководной зоне, реже с нарушениями, возникающими при встряхиваниях осадка во времени землетрясений. Пятнистая текстура и диагенетическая слоистость возникают в результате выпадения разнообразных коллоидальных веществ из раствора и их перераспределения в стадии диагенеза.

### Вулкано-терригенные и терригенные породы

В формировании этих пород исключительную роль играют экзогенные процессы, а роль вулканических факторов проявляется пассивно через состав обломочного материала и появление текстур нарушения сеймотектонической природы.

### ВЫВОДЫ

1. Генетические признаки пород разного типа, образовавшихся в одной фациальной обстановке, отличны между собой в зависимости от состава и агрегатного состояния вулканокластического материала, а также от дальности и способов его переноса к месту захоронения. В то же время генетические признаки в однотипных породах, но образовавшихся в разных фациальных условиях (например, в туфах пойменных, озерных и лагунных фаций), различны в зависимости от гидродинамических, термических и гидрохимических условий фациальной среды.

2. Структурные, текстурные и прочие генетические признаки пород вулканической области созданы совокупным влиянием вулканических и фациальных факторов. Роль вулканических факторов уменьшается, а роль фациальных нарастает в ряду пород: туфы, тефроиды, грубообломочные смешанные породы, туффиты, вулкано-терригенные породы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований выявлены специфические структурно-текстурные признаки вулканических и вулканогенно-осадочных пород разных фаций и особенности стратификации разнофациальных комплексов отложений. Основные выводы сводятся к следующему.

I. Генетические признаки пород вулканической области созданы совокупным влиянием вулканических и фациальных факторов. Роль вулканических факторов уменьшается, а роль фациальных нарастает в ряду пород: туфы, тефроиды, грубообломочные смешанные породы, туффиты, вулканотерригенные породы.

Генетические признаки пород разного типа, образовавшихся в одной фациальной обстановке, между собой отличны. Эти отличия зависят от состава, агрегатного состояния, дальности и способов переноса вулканокластического материала к месту захоронения. В то же время генетические признаки в однотипных породах, образовавшихся в разных фациальных условиях (например, в туфах пойменных, озерных и лагунных фаций), различны в зависимости от гидродинамических, термических и гидрохимических условий фациальной среды.

II. Для всех генетических типов отложений характерны следующие особенности: 1) пестрый набор типов пород; 2) большая, чем в невулканических областях, грубость обломочного материала и худшая его сортировка; 3) своеобразие форм обломков; 4) крупные включения в тонкозернистых разностях: бомбы, лапилли, пизолиты; 5) специфичность текстур нарушения слоистости, вызванных сейсмоструктурными причинами, быстротой подачи обломочных масс, свойствами самих пирокластических масс в разных фациальных условиях; 6) неустойчивость и резкие колебания мощностей слоев.

III. На аутигенное минералообразование, контролируемое фациальными условиями, накладываются два других типа: аутометаморфический, связанный с преобразованиями горячего и газонасыщенного вулканического материала в водной среде, и гидротермальный. В результате в породах возникают несвойственные фациям парагенезы минералов, изменяющиеся в зависимости от температуры состава вулканических продуктов и гидротермальных растворов.

Диagenетические преобразования осадков и пород протекают в условиях: а) повышенной температуры среды диагенеза из-за теплового влияния вулканических очагов и газо-гидротермальной деятельности, а также подачи в среду осадконакопления горячего вулканического материала, б) резких изменений давления из-за подачи больших масс вулканического материала, в) высокого темпа осадконакопления и частой смены температурных и гидрохимических условий среды осадконакопления под влиянием вулканических причин. В результате этого происходят ускоренная литификация осадков и проявление в диагенезе черт, свойственных ранним стадиям эпигенеза пород.

IV. В различных фациальных комплексах влияние вулканизма проявилось по-разному в особенностях стратификации и в фациальном составе комплексов.

В аллювиальном комплексе взрывчатый тип вулканизма способствует развитию пойменных фаций, а эффузивный – русловых. Аллювиальным отложениям присуща значительно большая, чем в невулканических областях, фациальная изменчивость, повышенная мощность и преимущественно констративный тип строения толщ. В результате чередования собственно аллювиальных отложений с



вулканопролювиальными, лахаровыми, пирокластическими и лавовыми образуются сложно построенные толщи отложений речных долин.

В дельтовом комплексе влияние вулканических факторов на седиментацию проявилось в следующем. Чем больше вулканического материала поступало в дельтовую область, тем меньшее значение имело в ней развитие болотных и озерных отложений и большее значение приобретали образования собственно речных выносов и аллювиальных. Вследствие подачи вулканического материала во всех типах отложений комплекса возникла сложная ритмичность. Избыточная благодаря подаче вулканического материала аккумуляция в дельтах способствовала быстрому переходу субаквальной дельты в наземную и небольшой мощности дельтовых циклов. Вулканизм стал причиной обратной сопряженности дельтовых и аллювиальных циклов. Когда в долинах при эксплозивном типе вулканизма накапливался аллювий повышенной мощности, мощность дельтовых циклов в низовьях рек сокращалась, подводно-дельтовые фации уступали место наземным. Когда в долинах при эффузивном типе вулканизма накапливался аллювий нормальной мощности, мощность дельтовых циклов в устьях рек увеличивалась, и в них преобладали подводно-дельтовые фации.

В лагунно-озерных отложениях влияние вулканизма проявилось в наложении на однорудную лагунно-озерную седиментацию импульсной подачи вулканического материала, поступающего в водоемы различными путями. Вследствие многократного чередования этих двух типов седиментации по вертикали и латерали, лагунно-озерные толщи приобретают очень сложное строение, что сказывается в появлении разнородной цикличности и ритмичности в них. Дополнительная подача вулканогенного материала обуславливает повышенный тип лагунно-озерной седиментации.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов И.П., Храмова Г.Г. 1969. Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".
- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. 1954. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151. Угольная сер., (№ 5).
- Асеев А.А. 1960. Роль тектонических и климатических факторов в формировании аллювия равнинных рек. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 2.
- Ботвинкина Л.Н. 1954. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.
- Ботвинкина Л.Н. 1962. Сложность осадочных пород. - Труды ГИН АН СССР, вып. 59.
- Ботвинкина Л.Н. 1963. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в параллических формациях разных климатических областей. - Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Ботвинкина Л.Н. 1965. Методическое руководство по изучению сложности. - Труды ГИН АН СССР, вып. 119.
- Ботвинкина Л.Н. 1966. Ритмично-особый текстурный тип породы смешанного состава. - Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Ботвинкина Л.Н. 1972. Генетическая классификация отложений вулканогенно-осадочных формаций и некоторые особенности их фациального анализа. - Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Власов Г.М. 1960. Особенности кратерно-озерных отложений. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, вып. 6.
- Власов Г.М. 1967. О цикличности вулканических процессов. - В кн.: Вулканизм и геология его продуктов. М., "Наука".
- Власов Г.М., Кленов Е.П. 1964. Основные черты палеогеографии палеогенового и неогенового времени. Общая характеристика палеогена и неогена Камчатки. - В кн.: Геология СССР, Камчатка, Курильские и Командорские острова, т. 31, ч. I Геологическое описание, М., "Недра".
- Влодавец В.И. 1940. Ключевская группа вулканов. - Труды Камчатской вулканологической станции АН СССР, вып. 1.
- Влодавец В.И. 1962. Проблема иридитов и гналокластитов на международном вулканологическом симпозиуме в Италии. - Бюлл. вулканологической станции АН СССР, № 33.
- Гейтнер А.Р. 1961. О возрасте эрмачинских и эвметинских отложений Западной Камчатки. - Докл. АН СССР, 141, № 5.
- Гейтнер А.Р. 1968. Стратиграфия и некоторые особенности позднекайнозойских отложений Западной Камчатки (по данным Тигильского района). - Автореф. канд. дисс. М., ГИН.
- Гоньшакова В.И. 1955. Палагонитовые минералогические диабазы западной части Виллофской впадины. - Зап. Всес. Минер. о-ва, 84, вып. 3.
- Горещкий Г.И. 1958. О перигляциальной формации. - Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 22.
- Горшков Г.С. 1963. Направленные вулканические взрывы. - Геол. и геофиз., № 12.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. 1965. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955-1963 гг.) М., "Наука".
- Горьчев А.В. 1966. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны, М., "Недра".
- Гуценко И.И. 1965. Пещлы Северной Камчатки и условия их образования. М., "Недра".
- Двали М.Ф. 1939. Геологическое пересечение Камчатского среднего хребта через Красную сопку. - Труды НГРИ. Сер. А, вып. 122. Л.
- Дельтовые и мелководно-морские отложения. 1963. М., Изд-во АН СССР.
- Дьяков Б.Ф. 1936. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки. Тигильский рай-

- он. - Труды НГРИ. Сер. А, вып. 83, Л.
- Дьяков Б.Ф. 1955. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. - Труды ВНИГРИ, вып. 14, Л.
- Жемчужников Ю.А. 1955. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности. - Бюлл. МОИП. Отд. геол., 30, вып. 3.
- Жемчужников Ю.А. 1963. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. - Труды ГИН АН СССР, вып. 86.
- Заварицкий А.Н. 1955. Вулканы Камчатки. - Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 10.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. 1970. (По материалам Всесоюз. семинара, Тбилиси, 1968). Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии.
- Кожевников А.В. 1959. К истории формирования долины Волги. - В кн.: Опыт и методика изучения гидрогеологических условий крупных водохранилищ. М., Изд-во МГУ.
- Краевая Т.С. 1964. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской группы вулканов. - В кн.: Вопросы географии Камчатки, вып. 2. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кн. изд-во.
- Краевая Т.С. 1969. Генетические типы грубообломочных отложений подножий молодых вулканов Курило-Камчатской вулканической зоны. - Автореф. канд. дисс. М.
- Краевая Т.С., Мелекесцев И.В. 1969. Рычлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".
- Кременецкая Т.Н. 1970. О рельефе и деформациях погребенной плиоценовой поверхности выравнивания Тигильского района Камчатки. - Материалы Моск. фил. Геогр. о-ва СССР. Геоморфология, вып. 4.
- Кременецкая Т.Н. 1972а. Обломочно-шаровые брекчии вулкана Большой Чекчебонай на Камчатке. - Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Кременецкая Т.Н. 1972б. Об особенностях вулканогенно-осадочных отложений палеодельты реки Ичи. - Там же, № 2.
- Кременецкая Т.Н. 1972в. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тигильском районе Камчатки. - Там же, № 5.
- Кременецкая Т.Н. 1973. О специфике аллювия вулканической области на примере верхнеплейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии. - В кн.: Геоморфология. Тезисы докладов. М., Изд-во Моск. фил. Геогр. о-ва СССР.
- Кременецкая Т.Н., Жданов В.С. 1972. Текстуры пепловых слоев в четвертичных отложениях субавальных и субэвальных фаций. - Бюлл. МОИП. Отд. геол., 47, вып. 6.
- Криштофович Л.В. 1947. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. - Труды ВНИГРИ. Нов. сер. вып. 23. Л.
- Криштофович Л.В., Ильина А.П. 1961. Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки. - Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959. М., Гостоптехиздат.
- Куприна Н.П. 1970. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. - Труды ГИН АН СССР, вып. 216.
- Кушев С.Л., Ливеровский Ю.А. 1940. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. - Труды Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 32.
- Лаврушин Ю.А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. - Труды ГИН АН СССР, вып. 87.
- Лаврушин Ю.А. 1966. Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон. - В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., "Наука".
- Ламакин В.В. 1948. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. - Землеведение, № 2(42).
- Лебединский В.И. 1963. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав. - В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Литолого-фациальная геохимическая и палеонтологическая характеристика стратотипического разреза кавранской серии Западной Камчатки. - В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л., изд-ие ВНИГРИ, 1968. Авт.: Григоренко Ю.Н., Криштофович Л.В., Тарасов Б.М., Мотылинская Т.А., Шахмундес В.А., Будашева А.И.
- Магматизм юго-восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., "Наука", 1965. Авт.: Фаворская М.А., Волчанская Н.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С.

- Маккавеев Н.И. 1955. Русло рек и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР.
- Малеев Е.Ф. 1963. Характерные признаки некоторых грубообломочных вулканогенных фаций. - В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Мелекесцев И.В. 1967. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке. - В кн.: Вулканизм Камчатки и Курильских островов. М., "Наука".
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Гелтнер А.Р. 1969. Генезис покровных супесей Центральной Камчатской депрессии. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С. 1966. Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке. - В сб.: Современный вулканизм. М., "Наука".
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. 1969. Почвенно-пирокластический чехол и его значение для тефрохронологии на Камчатке. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука".
- Меннер В.В. 1962. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. - Труды ГИН АН СССР, вып. 65.
- Меннер В.В., Куликова В.Н. 1961. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки. - В кн.: Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959. М., Гостоптехиздат.
- Наливкин Д.В. 1955-1956. Учение о фациях, т. 1-2. М., -Л., Изд-во АН СССР.
- Павлидис Ю.А. 1968. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага (на примере Курильских островов). М., "Наука".
- Пийп Б.И. 1946. Извержение вулканов Камчатки в 1944-1945 гг. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6.
- Пийп Б.И. 1956. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом. - Труды Лаб. вулканологии АН СССР, вып. 11.
- Плешаков И.Б. 1939. Третичные отложения Утлококского района Западной Камчатки. - Труды НГРИ. Серия А, вып. 123. Л.
- Ротман В.К. 1960. О неогеновых лавхаровых отложениях Камчатки. - Докл. АН СССР, 134, № 4.
- Синельникова В.Н. 1967. К вопросу о возрасте энеметенской свиты Западной Камчатки. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1.
- Синельникова В.Н., Друшиц Ю.Г. 1971. Биостратиграфия Западной Камчатки (миоцен-плиоцен). - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5.
- Соколова Е.А., Ботвинкина Л.Н. 1965. Опыт фациального анализа рудоносных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). - Труды ГИН АН СССР, 141.
- Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука".
1968. Авт.: Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупихина Е.Г. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1-2. Труды ГИН АН СССР, вып. 15, 1959-1960. Авт.: Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.Н., Ботвинкина Л.Н., Фефилова А.П., Ритенберг М. Н., Тимофеев П.П., Тимофеева З.В.
- Тимофеев П.П. 1969. Геология и фации хорской угленосной формации Южной Сибири. - Труды ГИН АН СССР, вып. 197.
- Федорченко В.И. 1963. Озерные отложения в кальдере вулкана Головинна и их палеогеографическое значение. - Труды Лаб. палеовулканологии (Каз. науч.-исслед. ин-т минер. сырья), вып. 2.
- Фефилова А.П. 1957. Дельтовые отложения. - В кн.: Методы изучения осадочных пород. М., Госгеолтехиздат.
- Хворова И.В. 1966. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. - Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Челебаева А.И. 1971. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л., "Наука".
- Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Мchedlishvili П.А. 1966. Стратиграфия и условия образования корфвской угленосной толщи. - Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР, вып. 23.
- Шанцер Е.В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строе-

- ния и формирования аллювиальных свит. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер., (№ 55).
- Шанцер Е.В. 1961. Типы аллювиальных отложений. - В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР.
- Шанцер Е.В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. - Труды ГИН АН СССР, вып. 161.
- Ширинян К.Г. 1963. Гиалокластиты и условия их образования в Армении. - Труды Лаб. палеовулканологии (Каз. науч.-исслед. ин-т минер. сырья), вып. 2.
- Hoppe G. 1950. Nagra exempel na glaci fluvial dranerins fran det ihre horrbotten. - Geogr. Ann., Bd. 32, H. 1-2.
- Lewis W.V. 1936. Novation, river grading, and shore-line development in South - East Iceland. - Geogr. J., London, 88, N 5.
- Mannerfeld C. 1949. Drainage channels as indicators of the gradients of Quaternary ice caps. - Geogr. Ann., H. 1-4.
- Noe-Hygaard A. 1940. Subglacial volcanic activity in ancient and recent times. - Folia geogr., t. 1, N 2.
- Thorodsen Th. 1906. The Island. - Petermanns Mitt., Ergänkungsh., N 152.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава первая	
Краткая литолого-стратиграфическая характеристика исследуемых районов . . . . .	5
Глава вторая	
Комплекс отложений речной долины . . . . .	9
Аллювий рек с грунтовым питанием . . . . .	16
Сравнительная характеристика древнего и современного аллювия рек с грунтовым питанием . . . . .	21
Аллювий рек с ледниковым питанием . . . . .	32
Строение и состав толща . . . . .	35
Сравнительная характеристика древнего и современного аллювия камчатских рек с ледниковым питанием . . . . .	36
Специфические черты аллювиальных отложений вулканической области . . . . .	38
Выводы . . . . .	38
Глава третья	
Дельтовый комплекс . . . . .	39
Отложения речных выносов . . . . .	43
Отложения приморских озер . . . . .	46
Вулкано-пролювиальные и лахаровые образования . . . . .	47
Специфические черты дельтовых отложений вулканической области . . . . .	50
Выводы . . . . .	51
Глава четвертая	
Лагунный комплекс . . . . .	53
Отложения центральных частей лагун . . . . .	58
Отложения прибрежных частей лагун . . . . .	59
Болотные отложения . . . . .	60
Специфические черты лагунных отложений вулканической области . . . . .	-
Выводы . . . . .	61
Глава пятая	
Озерный комплекс . . . . .	62
Отложения озер с вулканическим питанием . . . . .	-
Отложения озер с вулканическим и вулкано-осадочным питанием . . . . .	65
Отложения озер с вулкано-осадочным питанием . . . . .	70
Специфические черты озерных отложений вулканической области . . . . .	78
Выводы . . . . .	80
Глава шестая	
Связь генетических признаков пород с вулканизмом и фацциями . . . . .	81
Туфы . . . . .	-
Тефроиды . . . . .	85
Грубосбломочные смешанные породы . . . . .	86
Туффиты . . . . .	88
Вулкано-терригенные и терригенные породы . . . . .	92
Выводы . . . . .	-
Заключение . . . . .	93
Литература . . . . .	95

## CONTENTS

Introduction . . . . .	3
Chapter first	
Brief lithologo-stratigraphic characteristics of the regions under study . . . . .	5
Chapter second	
Complex of the river valley-fill deposits . . . . .	9
Alluvium of the rivers with ground-water recharge . . . . .	-
Comparative characteristic of the old and recent alluvium of the rivers with ground-water recharge . . . . .	16
Alluvium of the rivers with glacier alimentation . . . . .	21
Structure and composition of the stratum . . . . .	32
Comparative characteristic of the old and recent alluvium of the Kamchatka rivers with glacier alimentation . . . . .	35
Specific features of alluvial deposits of the volcanic area . . . . .	36
Results . . . . .	38
Chapter third	
Deltaic complex . . . . .	39
Deposits of river drifts . . . . .	43
Deposits of the seaside lakes . . . . .	46
Volcano-proluvial and lahar deposits . . . . .	47
Specific features of deltaic deposits of the volcanic area . . . . .	50
Results . . . . .	51
Chapter fourth	
Lagoonal complex . . . . .	53
Deposits of the central parts of lagoons . . . . .	58
Deposits of the near-shore parts of the lagoons . . . . .	59
Boggy deposits . . . . .	60
Specific features of lagoonal deposits of the volcanic area . . . . .	-
Results . . . . .	61
Chapter fifth	
Lake complex . . . . .	62
Deposits of lakes with sediments of the volcanogenic origin . . . . .	-
Deposits of lakes with sediments of the volcanogenic and volcanogenic-sedimentary origin . . . . .	65
Deposits of lakes with sediments of volcanogenic sedimentary origin . . . . .	70
Specific features of lacustrine deposits of the volcanic area . . . . .	78
Results . . . . .	80
Chapter sixth	
Relation of genetic features of rocks to volcanism and facies . . . . .	81
Tuffs . . . . .	-
Tephroides . . . . .	85
Coarse-detrital mixed rocks . . . . .	86
Tuffites . . . . .	88
Volcano-terrigene and terrigene rocks . . . . .	92
Results . . . . .	93
Summary . . . . .	-
Bibliography . . . . .	95

Тансия Николаевна Кременецкая

РЕЧНЫЕ, ЛАГУННЫЕ, ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ (КАМЧАТКИ)

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор Издательства Л.В.Миракова Худож. ред. А.Н.Жданов. Техн. ред. Л.А.Куликова

Подписано к печати 13/1-77. Т-03316. Усл. печ. л. 8,75+0,6 вкл. Уч.-изд. л. 10,3. Формат 70x108<sup>1</sup>/16

Бумага офс. № 1. Тираж 800 экз. Тип. экз. 1661 Цена 1р. 03к. Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград, В-34, 9-линия, 12

1 р. 03 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»