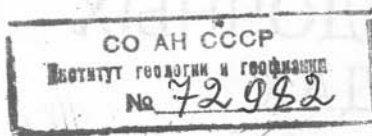


Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. - Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрены различные аспекты поведения вулканокластического материала в литогенезе, его воздействие на седиментацию и седиментогенеза на вулканический процесс. Показаны формы поступления вулканокластики в седиментосферу, методы диагностики этого материала, его поведение в различных фациальных условиях, а также характер изменения при постседиментационных преобразованиях. Описаны полезные ископаемые, формирующиеся в осадках, содержащих вулканокластический материал.

Монография рассчитана на геологов, литологов и геохимиков.

Рецензенты Г.Н. Черкасов, В.В. Параев



Александр Викторович Ван Юрий Петрович Казанский

ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ  
В ОСАДКАХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства А.М. Самсоненко  
Художественный редактор М.Ф. Глазырина  
Художник А.А. Заплавный  
Технический редактор Н.М. Остроумова  
Корректоры К.И. Сергеева, В.А. Бирюкова

ИБ № 23679

---

Сдано в набор 20.02.85. Подписано к печати 11.06.85.  
МН-01547. Формат 70x100 1/16 Бумага офсетная.  
Офсетная печать Усл. печ.л. 10,4. Усл.кр.-отт. 10,7.  
Уч.-изд.л. 12,5. Тираж 950 экз. Заказ № 595. Цена 1р.90к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".  
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

## ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных проблем современной геологии является вопрос о значении взаимосвязей между экзогенными и эндогенными процессами в развитии Земли. Непосредственная область их прямых контактов — поверхность планеты, где взаимодействуют вулканизм и седиментация. Их взаимоотношения отличаются воздействием как вулканического процесса на осадконакопление, так и седиментогенеза на вулканизм.

Вулканизм на осадконакопление влияет весьма существенно и проявляется в различных формах. Известно, что вулканический материал представлен твердыми, жидкими и газообразными продуктами. Попадая в седиментосферу, они участвуют в строении осадочной оболочки Земли, воздействуют на состав атмосферы и гидросферы. Наиболее конкретна роль твердого материала — вулканокластики, так как ее присутствие можно зафиксировать в осадках и осадочных породах. До последнего времени слабо разработаны методы диагностики вулканокластического материала в осадочных породах, особенно в тех, которые претерпели значительные постседиментационные изменения. Таким образом, одной из первых задач, которую поставили перед собой авторы монографии, является обобщение материала по диагностическим признакам вулканокластики. В книге значительное место занимают собственные методические разработки, причем главное внимание уделяется приемам реконструкции вулканокластики по продуктам ее разрушения и преобразования.

Не менее важен вопрос о закономерностях накопления вулканокластического материала в разных седиментационных обстановках, включающий расшифровку особенностей его дифференциации в зависимости от характера среды осадконакопления. Действительно, в момент выброса вулканокластики в воздушную или водную среду ее распределение контролируется особенностями механизма вулканической деятельности и свойствами среды седиментации, а затем параметрами седиментационного процесса.

Характер постседиментационных изменений вулканокластического материала также определяется многими факторами: составом продуктов вулканизма, условиями сохранения, воздействием экзогенных и гид-

ротермальных процессов и т.д. Расшифровка взаимодействий этих явлений — третья задача, которую авторы ставили перед собой при написании работы. Она имеет не только теоретическое, но и утилитарное значение, так как в зависимости от направленности постседиментационных процессов происходит преобразование вулканокластики, формируется тот или иной тип полезного ископаемого. В монографии приведены сведения о роли вулканокластических продуктов при образовании бокситов, железных руд, кремнистых и углеродистых пород. Некоторые положения, вероятно, являются дискуссионными, другие, возможно в недостаточной степени, подкреплены фактическим материалом. Однако сама постановка таких вопросов является актуальной и их обсуждение — своевременным. Без этого путь к истине может оказаться закрытым.

В книге приведены штриховые зарисовки вулканокластических пород и продуктов их изменения, выполненные А.В. Ваном.

Во время сбора материалов и оформления монографии авторы пользовались постоянной поддержкой своих товарищей по работе в Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья и Института геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР Сибирского отделения АН СССР. Всем им мы приносим искреннюю благодарность. Особенно признательны авторы ответственному редактору, профессору В.И. Бгатову.

Вулканокластический материал в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях распространен неравномерно. Его количество определяет тип породы (табл. 1 и 2). Более дробные классификации многочисленны и разнообразны. При дальнейшем изложении авторы пользуются терминологией, гранулометрической номенклатурой и классификацией, предложенными в 1962 г. Межведомственной комиссией по классификации вулканогенных пород, с дополнениями и изменениями, принятыми на Всесоюзном семинаре в 1968 г. и рекомендованными Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР в 1981 г. Структурная классификация (табл. 3) приводится в трактовке Л.Н. Ботвинкиной /1974/.

Закономерности распределения вулканокластического материала контролируются несколькими факторами. Характер вулканической деятельности — первый этап рассматриваемого процесса. Из всех форм вулканической деятельности наибольшее количество рыхлого материала поставляют эруптивные извержения. По расчетам С. Запфера, за период с 1500 до 1914 г. вулканами мира извергнуто 64 км<sup>3</sup> лавы и 328 км<sup>3</sup> пирокластического материала, соответственно 16 и 84% /Ритман, 1964/. Е.К. Мархинин /1967/ считает, что 9/10 продуктов, извергнутых современными вулканами, составляет рыхлый материал. Однако конкретно каждый тип извержения характеризуется своими собственными показателями. По степени обильности поставляемого на дневную поверхность пирокластического материала И.И. Гушенко /1966/ существующие типы эруптивной деятельности располагает в следующем порядке:

1) кульминационные взрывы, 2) плиннианский, 3) вулканский, 4) страмболианский, 5) пелейский, 6) гавайский, 7) трещинные излияния исландского типа.

К кульминационным взрывам могут относиться многие типы извержений, которые имеют высокое значение индекса эксплозивности  $E$  (процентное отношение объема рыхлых продуктов извержения к объему всей извергнутой массы). Примерами кульминационных взрывов являются извержения вулкана Кракатау в 1883 г., выбросившего 18 км<sup>3</sup> магматического вещества, Катмай в 1912 г. — 28, Тамбора в 1915 г. — 186, Сан-Марин в 1902 г. — 5,45, Безымянный в 1956 г. — 3, Бандай-Сан в 1888 г. — 1,2 км<sup>3</sup> /Мархинин, 1967/.

Плиннианский тип извержения характеризуется эксплозивными выбросами большого объема сильно газонасыщенного магматического вещества разного состава — от базальтового до липаритового. Эксплозивный индекс достигает 90 и более. Выделение магматического газа превращает большую часть лавы в пемзу или при более сильном дроблении — в тонкий пепловый материал. Взрывы имеют обычно вертикальную направленность и в зависимости от силы и направления ветра вулканический пепел может разноситься на значительные расстояния.

Вулканский тип извержения свойствен андезитовым и дацитовым вулканам с выбросами раскаленного обломочного материала, сопровождающе-



Таблица 1

Классификация пород по степени смешения вулканокластического и осадочного материала

Пирокластические	Смешанные		Осадочные
	осадочно-пирокластические	пирокласто-осадочные	
Туфы	Туффиты		
	Ортотуффиты	Паратуффиты	
Пирокластический материал, %			
100-90	90-50	50-10	10-0
Осадочный материал, %			
0-10	10-50	50-90	90-100

гося короткими лавовыми потоками. Эксплозивный индекс равен 60-80. Характерны бомбы с поверхностью типа хлебной корки и большое количество вулканического пепла. Пирокластита состоит из угловатых обломков лавы, иногда слабо пористых. Шлаковые образования обычно отсутствуют. По мере уменьшения размеров пепловых частиц пористость также сокращается. При размерах обломков менее 0,5 мм пирокластические фрагменты образуются обломками минералов и плотного стекла.

Страмболианский тип - наиболее распространенный вид извержений. Для него характерны взрывные выбросы раскаленного магматического вещества, которые сопровождаются лавовыми потоками и формированием эруптивных туч, образованных выделениями паров. Форма обломков страмболианских извержений неправильная, в виде обрывков лавы, шлаков и грушевидных бомб. Мелкообломочная пирокластита угловатая и реже остроугольная, при размерах более 0,25 мм обломки приобретают округлость. Особая отличительная черта страмболианских извержений - устойчивое проявление активности на протяжении длительного времени, вплоть до тысячелетий. Однако эксплозивный индекс этого типа извержений колеблется от 30 до 50, иногда до 100.

Пелейский тип извержений характеризуется выбросами весьма вязкой андезитовой или липаритовой магматической массы, формирующей купола и раскаленные лавины. Форма обломков угловатая. Раскаленная пепловая туча, образованная наклонным направленным взрывом, несет мелкообломочный ювенильный материал с незначительной примесью резургентного, покрывая площадь от 500 до 1000 км<sup>2</sup> /Малеев, 1982/. Мощность пепловых покровов измеряется сантиметрами или дециметрами. При сильных извержениях в процессе разноса пирокластита происходит сепарация с отделением кристаллов различных минералов от стекла: ближе к центру извержения формируются пласты кристаллокластических туфов, а за десятки и сотни километров - прослойки витрокластических. Эксплозивный индекс 90-100.

Гавайский тип отличается формированием наименьшего количества рыхлого материала. Эксплозивный индекс около 10. Главным признаком этого типа извержений является спокойное и обильное излияние лавовых потоков с выбросами лавовых фонтанов, образующихся под напором гидростатического

Таблица 2

Названия смешанных пород по осадочному и пепловому компонентам

Туффиты		
Ортотуффиты (осадочно-пирокластические породы)		Паратуффиты (пирокласто-осадочные породы)
1	2	3
Смесь пирокластического и терригенного материала		
Т у ф ф и т ы		
Глинистый	Глинистый	Туфоаргиллит
Алевритистый	Алевритовый	Туфоалевролит
Песчанистый	Песчаный	Туфопесчаник
Гравелистый	Гравийный	Туфогравелит
Смесь пирокластического и карбонатного материала		
Известковистый	Известковый	Туфоизвестняк
Доломитистый	Доломитовый	Туфодоломит
Мергелистый	Мергельный	Туфомергель
Сидеритистый	Сидеритовый	Туфосидерит
Смесь пирокластического материала с сульфатами, боратами и галоидами		
Ангидритистый	Ангидритовый	Туфоангидрит
Колеманитистый	Колеманитовый	Туфоколеманит
Галитистый	Галитовый	Туфогалит
Смесь пирокластического материала и хемогенного кремнезема		
Кремнистый	Кремневый	Туфосилицит
Смесь пирокластического материала с рудными компонентами		
Железистый	Железняковый	Туфожелезняк
Фосфоритистый	Фосфоритовый	Туфофосфорит
Смесь пирокластического материала и органического вещества		
Т у ф ф и т ы		
Углистый	Угольный	Туфоуголь
Битуминозный	Битумный	Туфобитум
Сапропелистый	Сапропелевый	Туфосапропель
Смесь пирокластического и органогенного материала		
Диатомовистый	Диатомовый	Туфодиатомит
Ракушечный	Ракушняковый	Туфоракуньяк

Примечание. 1 - пирокластического материала от 90 до 70%, 2 - от 70 до 50, 3 - от 50 до 10%.

Таблица 3

Структурная классификация вулканогенных обломочных пород /Ботвинкина, 1974/

Отложения		Размеры компонентов, в мм									
		0,001	0,01	0,25	0,5	2	10	30	100	200	1000
Из необра- танной тефры	Рыхлый осадок	Вулканический пепел				Лапилли		Вулканический агломерат			
		тонкий	мелкий	средний	крупный			мелкий	средний	грубый	
	Литифициро- ванная по- рода	Туф				Лапиллиевый туф		Вулканическая брекчия, агломератовый туф			
		тонкообло- мочный	мелкооб- ломочный	среднеоб- ломочный	крупнообло- мочный	мелкооб- ломочный	крупнообло- мочный	мелкообломочный		среднеоб- ломочный	грубообло- мочный
Из обрабо- танной тефры	Рыхлый осадок	Тефроген- ный алев- ролит	Тефрогенный песок			Тефроген- ный гра- вий	Тефрогенный галечник	Тефрогенный валунник			
			мелкий	средний	крупный						
	Литифици- рованная порода	Тефроген- ный алев- ролит	Тефрогенный песчаник			Тефроген- ный гра- велит	Тефрогенный конгломерат (мелко-, средне- и грубообломочный)				
		Тефроид				Лапиллиевый тефроид	Грубый тефроид				
		тонко-	мелко-	средне-	крупно- обломоч- ный						
Основные компонен- ты пород (осадка)	Обломки стекла и кристал- лов	Обломки вулканического стекла, кристалла, пород, пемзы			Лапилли, обломки по- род, кристаллы, об- ломки пемзы, вулкани- ческое стекло, мелкие бомбы		Грубая тефра: вулканические бомбы, об- ломки и блоки пород, шлаки, пемза, вул- канический пепел				

давления и расширяющегося газа. Пирокластика характеризуется весьма различной формой: шаровой, эллипсоидальной, грушевидной, дисковой, стержнеобразной и др. Вместе с фигурными бомбами выбрасывается в большом количестве шлак, представляющий собой сильно пористый базальт. Среди пирокластических накоплений встречаются так называемые "волосы Пеле".

Исландский тип сходен с гавайским. При его извержениях происходит излияние в больших количествах очень жидкой базальтовой лавы, вытекающей из трещин. В отличие от гавайского типа здесь излияния сопровождаются мощными выбросами шлака и пепла, лапиллей, бомб и выделением газа.

Из приведенных сведений видно, что проявления вулканической деятельности весьма разнообразны. Один из главных отличительных признаков — количественное соотношение между различными продуктами извержений.

Направление и дальность перемещения выброшенного при извержениях пирокластического материала зависят от силы и ориентировки взрыва, силы и направления ветра, состава и газонасыщенности вулканического пепла, т.е. удельного веса. При вертикальном взрыве и отсутствии ветра выпадение пирокластического материала происходит вокруг центра извержения с образованием округлой формы площади, засыпанной пеплом. При вертикальном взрыве и сильном ветре одного направления формируется овалообразная площадь, покрытая рыхлыми продуктами извержения. При наклонном взрыве пирокластика распространяется секторально по площади в форме вытянутого треугольника.

Дальность перемещения пирокластического материала измеряется для тончайшей вулканической пыли до сотни тысяч километров, для тонкой пыли — тысячи километров, для вулканического песка — до сотни километров, для лапилли — несколько десятков километров и для глыб — несколько километров /Влодавец, 1962/. При сильных вулканических взрывах клубящиеся тучи, образованные тонко распыленным пепловым материалом, поднимаются на огромную высоту в несколько десятков километров. Так, при извержении влк. Кракатау в 1883 г. пепел поднялся на высоту около 80 км и, подхваченный в верхних слоях атмосферы и в стратосфере ветрами, перенесен на запад на расстояние 2500 км, покрыв площадь, превышающую 780 тыс. км<sup>2</sup>. На наибольших высотах тончайшая пыль распространилась по всему земному шару и в течение более пяти лет вызывала необычные атмосферные явления. Одна треть выброшенного этим извержением материала выпала на расстояние 48 км от вулкана, примерно столько же осело на расстояние 3200 км и оставшаяся часть в течение нескольких лет перемещалась в атмосфере /Eaton, 1964/.

При извержении влк. Катмай на Аляске в 1912 г. в воздух было выброшено 28 км<sup>3</sup> пепла и пемзы (не считая отложения пепловых потоков), которые покрыли площадь 260 тыс. км<sup>2</sup>. На расстоянии 160 км от места извержения на о. Кодьяк толщина слоя пепла достигла 25–30 см. Во время извержения дул устойчивый северо-западный ветер, поэтому главная масса пепла отложилась к юго-востоку от вулкана на расстояние 2400 км. В осевой зоне пеплопада максимальная мощность отложившегося пирокластического материала на расстоянии 24 км от влк. Катмай составляла 1,3 м, хотя в некоторых долинах мощность пепла достигала 7,5 м, а в море плавали огромные поля пемзы, слой которой выдерживал человека. При извержении другого вулкана в бассейне р. Юкон 1400 лет тому назад в воздух было выброшено 40 км<sup>3</sup> пепла, который выпал на площади 360 тыс. км<sup>2</sup>.

Извержение влк. Тамборо в 1815 г. сопровождалось выпадением большого количества пепла на расстояние до 700 км. В 400 км от этого вул-

кана мощность слоя пепла еще достигала 20 см. Влк. Клуд (о. Ява) при извержении в 1919 г. покрыл пеплом площадь радиусом 400 км, а при извержении в 1901 г. пепел был отнесен на расстояние 650 км. На территории Левобережной Украины и Воронежской области среди четвертичных отложений встречаются прослой пепла, связанные с извержениями вулканов Северного Кавказа.

Одним из хорошо изученных извержений на территории нашей страны является катастрофическое извержение влк. Безымянного в 1956 г. В процессе извержения выброшено огромное количество пирокластического материала. В течение первой фазы извержения в октябре – ноябре 1955 г. вулкан непрерывно выбрасывал пепловый материал, объем которого составлял 0,4–0,5 км<sup>3</sup>. Кульминации извержение достигло 30 марта 1956 г., когда в результате взрыва выброшено 0,4 км<sup>3</sup> пеплового материала и извергнуто направленным взрывом (не менее 0,2 км<sup>3</sup>) большое количество рыхлого. Последний покрыл слоем мощностью 30–40 см площадь около 500 км<sup>2</sup>. Общий объем пирокластического материала, извергнутого влк. Безымянным в первый год, достигал 1,2 км<sup>3</sup> /Горшков, Богоявленская, 1965/. Пеплопад кульминационного взрыва прошел полосой шириной около 50 км в северо-восточном направлении. На расстоянии до 400 км пепел выпал слоем в 1 мм. Выпадение тонкой вулканической пыли отмечено на Аляске и зафиксировано в атмосфере над Северным полюсом и Британскими островами. При извержении влк. Косегвина (Никарагуа) в 1835 г. извергнуто около 25 км<sup>3</sup> пеплового материала, покрывшего площадь 4 млн. км<sup>2</sup>, куда входят многие острова и рифы Карибского бассейна, отстоящего от вулкана на 1300 км к востоку. Тонкий вулканический пепел, достигший больших высот, был разнесен ветром на расстояние до 2000 км, а в 1700 км к юго-западу от вулкана плавающая в море пемза прослеживалась на 50 км и более.

Пепел влк. Везувий при извержениях достигал о. Сицилия и берега Дольфагии (СФРЮ), охватывая территорию радиусом свыше 500 км. Наиболее тонкая пыль этих извержений отмечалась на побережье Балтийского и на юге Средиземного морей. При извержении влк. Аскья (Исландия) в 1876 г. пепел достиг Стокгольма, расположенного южнее на 2000 км. Протяженность пепловых горизонтов влк. Шевелуч (Камчатка) иногда достигает 2000 м.

По расчетам А. Итона /Eaton, 1964/, мощности пепловых прослоев на расстояние десятки километров от центра извержения могут достигать первые дециметры и метры, а их расстояние в сотни километров – сантиметры и миллиметры. Слой пепла мощностью более 1 см покрываются площади до сотен тысяч, а мощностью более 1 дм – до десятков тысяч квадратных километров. Изменение мощности пепловых прослоев зависит от удаленности пепла от вулканических центров /Калугин, 1967/ (рис. 1). Аналогичные наблюдения сделаны в древних осадках. Так, в ордовикских отложениях восточных районов США насчитывается 31 прослой бентонитовых глин, образовавшихся за счет изменения вулканического пепла. Эти прослойки используются как опорные горизонты для стратиграфических корреляций. Они распространены на площади 450–700 тыс. км<sup>2</sup>. Бентониты Пермской впадины Техаса и Нью-Мексико при средней мощности 0,6 м занимают не менее 110 тыс. км<sup>2</sup>. На территории северной части Больших равнин в меловых отложениях имеются многочисленные (0,15–0,25 м) прослойки пирокластических пород общей мощностью до 5 м. Из них 25 прослоев увязано на площади 65 тыс. км<sup>2</sup> /Eaton, 1964/.

Следует отметить, что пепловый материал разносится за очень короткий промежуток времени на огромные площади, и осадки, сложенные им, мож-



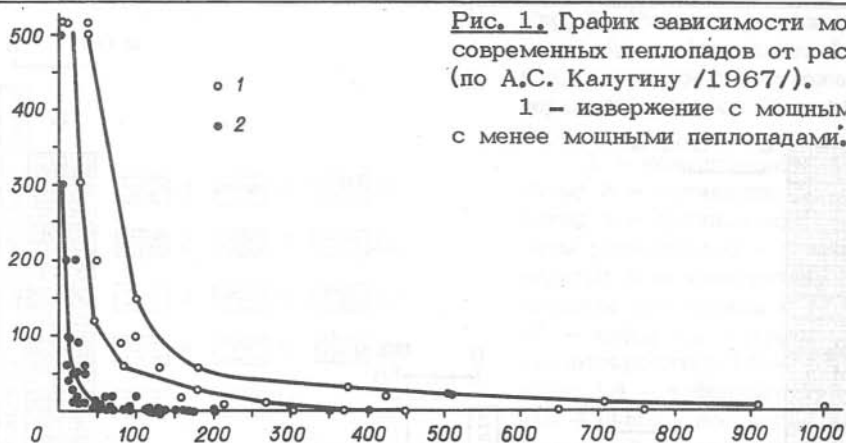


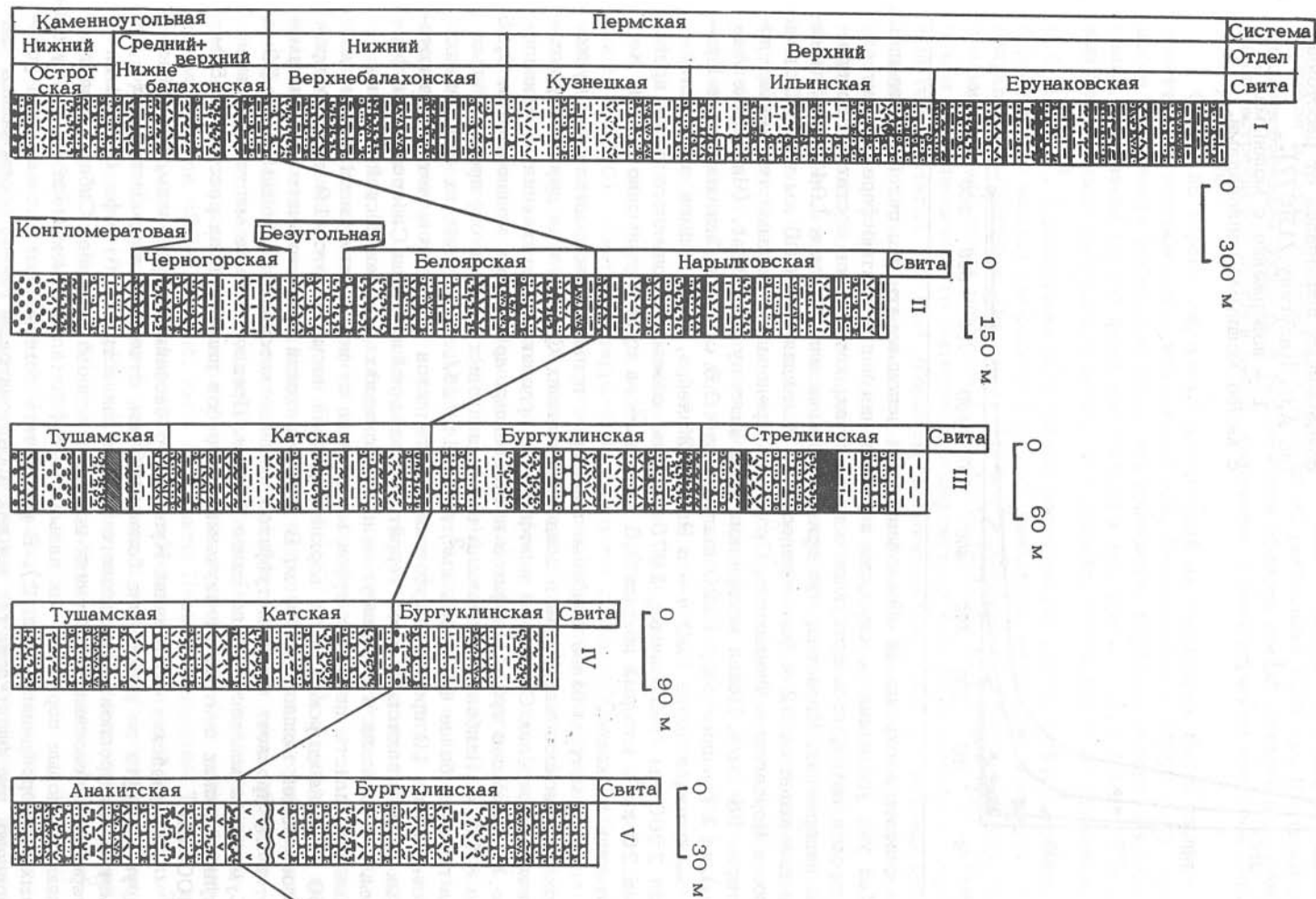
Рис. 1. График зависимости мощности современных пеплопадов от расстояния (по А.С. Калугину /1967/).

1 — извержение с мощными, 2 — с менее мощными пеплопадами.

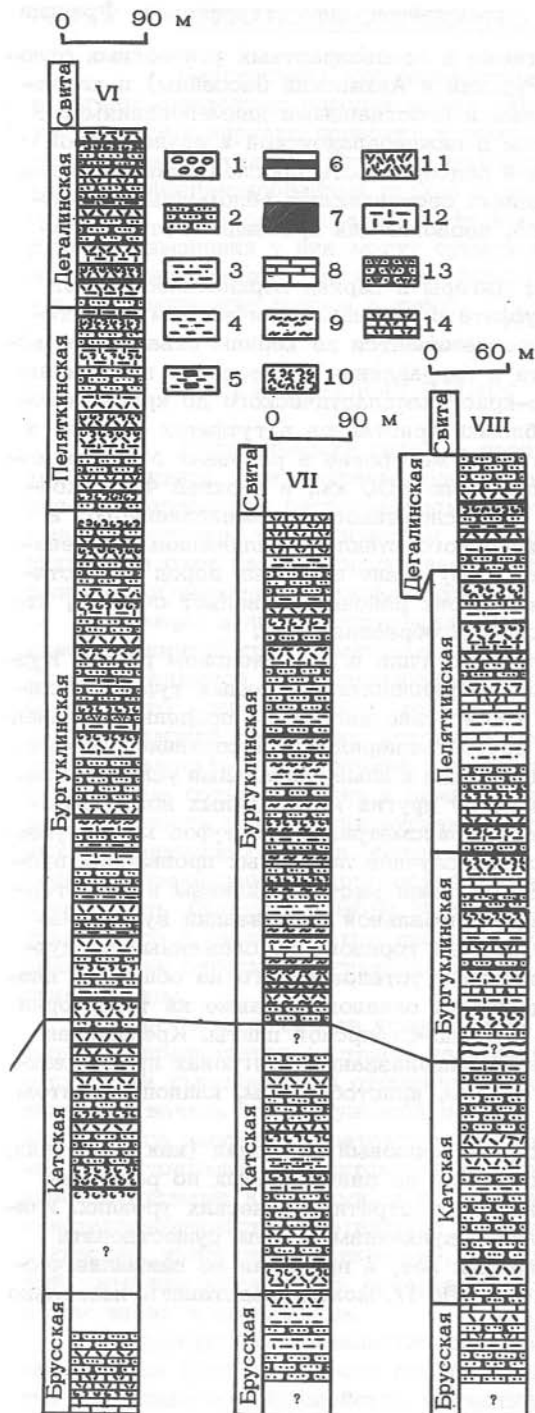
но считать изохронными образованиями и использовать для целей корреляции. Как уже упоминалось, скорость перемещения пепла в атмосфере зависит от скорости ветра, господствующего на высотах, которых он достигает во время извержения. Известно, что при извержении влк. Гекла в 1947 г. вулканический пепел за 52 ч был перенесен из Исландии на 4800 км через Шотландию и Норвегию в Финляндию. Скорость переноса воздушными течениями достигла 96 км/ч. Пепел извержения влк. Квизапу в 1932 г. (Чилийские Анды) за 17 ч преодолел 1120 км и в виде 0,6 см слоя был отмечен в Буэнос-Айресе, а через 120 ч — в Рио-де-Жанейро, находящемся на расстоянии 2960 км /Макдональд, 1975/. Общий объем выброшенного пепла превысил 20 км<sup>3</sup>, который покрыл 2,5 млн. км<sup>2</sup> на суше и примерно такую же площадь в океане.

Рассмотрим более подробно некоторые примеры распространения вулканокластического материала в осадочных толщах Сибири и на других территориях. В пределах Сибирской платформы в ордовикских отложениях установлено 14 прослоев туфов, туффитов и туфогенных аргиллитов мощностью от 0,15 до 8,00 м. Наиболее выдержаны шесть пепловых горизонтов, прослеженных на площади более 600 тыс. км<sup>2</sup> /Ван, 19726/. В силурийских отложениях установлено 10 прослоев туфогенных аргиллитов и туффитов, четыре из которых протягиваются на всей территории западной окраины Сибирской платформы. В девонских и каменноугольных отложениях Кемпедняйской впадины имеются пласты пепловых туфов мощностью от нескольких сантиметров до 50 м. В намдырской свите верхнего девона насчитывается 19 туфовых прослоев общей мощностью 24 м. В курунгурыхской свите нижнего карбона имеется 18 прослоев туфов и туффитов, в числе которых два мощных — до 50 м. Суммарная мощность их по свите 120 м. Предполагаемое местоположение вулканических центров от изученных разрезов находится на расстоянии 50–100 км.

В визейских отложениях Кузнецкого бассейна по разрезам, удаленным друг от друга на расстояние более 200 км, отчетливо выделяются два 1,5-метрового прослоя ортоклазового кристаллокластического туфа. Особый интерес в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири представляют пепловые породы и так называемые флинтклеи, имеющиеся во всех угольных месторождениях (рис. 2). В результате комплексных исследований установлено, что флинтклеи, так же как и бентонитовые глины, образовались за счет разложения вулканического пепла /Ван, 1968/. Те и другие отличаются







**Рис. 2.** Распространение пепловых туфов и флинтклеев (тонштейнов) в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири.

1 - конгломераты и гравелиты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - аргиллиты углистые; 6 - угли; 7 - сидериты; 8 - известняки; 9 - аргиллиты туфогенные и тонштейны; 10 - туфы; 11 - туффиты; 12 - туфоалевролиты; 13 - туфопесчаники; 14 - туфоизвестняки. I - VIII - районы исследования: I - Кузнецкий бассейн, II - Минусинский бассейн, III - Кокуйская впадина, IV - среднее течение р. Ангары, V - Туринская опорная скважина, VI - р. Курейка, VII - р. Горбиячин, VIII - р. Брус.

только по характеру преобразования исходного пеплового материала, обусловленного в основном фациально-геохимической обстановкой накопления пепла. Поэтому флинтклеи встречаются чаще всего внутри угольных пластов (или вблизи них), характеризующихся резко кислой средой, способствующей образованию каолинита - главного минерального составляющего флинтклея.

Подобные породы широко распространены во многих районах мира. Они известны в Англии, Франции, Испании, Бельгии, Голландии, ФРГ, ГДР, Чехословакии, Польше, Италии, Швеции, Японии, Китае и Австралии. Каолинитовые породы типа флинтклея известны в Западной Европе под названием тонштейна. А. Бурозом /Bouroz, 1967/ было проведено петрографическое изучение каменноугольных туфогенных аргиллитов и тонштейнов Северо-Лотарингского бассейна и бассейна Падде-Кале, отстоящих друг от друга на 300 км. За редкими исключениями всем пепловым обра-

зованиям одного бассейна отвечают петрографические эквиваленты другого. Общая площадь распространения тошштейнов на территории Франции 60 тыс. км<sup>2</sup>. Их аналоги имеются также в разновозрастных угленосных отложениях Бельгии, Голландии и ФРГ (Рурский и Аахенский бассейны) и характеризуются одними и теми же номерами и собственными наименованиями. В Кузнецком бассейне флинтлеи известны в нижнебалахонской и ерунаковской подсериях. Кроме того, в ерунаковской подсерии есть прослой вулканогенных образований, в котором одним из главных составляющих обломочных компонентов является зональный плагиоклаз, позволяющий проследить этот горизонт на 70 км.

В бассейне среднего течения р. Ангары в верхах верхнепалеозойской тушамской свиты отмечается слой туффита с большим количеством опацифицированной витрокластики, который прослеживается по кернам скважин на расстоянии 50 км. Состав этого туффита в направлении с севера на юг изменяется от мелкопсаммитового аповитро-кристаллокластического до крупнопсаммитового кристаллокластического. Обломки кристаллов в туффитах состоят в основном из ортоклаза. Примерно на этом же уровне в разрезах Минусинского бассейна, удаленного на расстояние около 800 км, в верхней части конгломератовой свиты находится слой туфа, сложенного из ожелезненного и слившегося в сплошную массу вулканического стекла с включением рассеянных кристаллов и обломков ортоклаза. Отсутствие подобных пород в подстилающих и перекрывающих отложениях в обоих районах позволяет считать, что эти туфы и туффиты являются изохронными образованиями.

Площадь месторождения бентонитовых глин в Заломненском районе Кузбасса 300 км<sup>2</sup>. Однако эта пачка монтмориллонитизированных туфов мощностью около 10 м прослеживается значительно дальше за пределы Заломненской депрессии, представленной уже другой минеральной ассоциацией вторичных минералов. Вулканический пепел попадал в иные фациальные условия, приведшие к формированию по этому же пеплу других минеральных новообразований. Поэтому площадь распространения рассматриваемых туфов можно увеличить в несколько раз. Помимо частных случаев локальных проявлений вулканической деятельности в истории Земли имел место вулканизм в планетарном масштабе. Следы единовременной глобальной активизации вулканической деятельности является так называемый горизонт А, сложенный продуктами преобразования пеплового материала и установленного на обширных площадях Атлантического, Тихого и Индийского океанов, а также на территории США, Англии, Русской платформы и Западно-Сибирской плиты. Кремнистая порода, слагающая горизонт А, во всех вышеназванных регионах представлена одними и теми же минералами — опалом, кристобалитом, клиноптилолитом и монтмориллонитом.

Из приведенных сведений видно, что пепловый материал (как в древних, так и в молодых отложениях) распространен на значительных по размерам площадях и встречается на самых различных стратиграфических уровнях. Учитывая, что области активного проявления вулканизма могли существовать длительное время, измеряемое миллионами лет, и принимая во внимание частоту в 100 извержений в год /Eaton, 1964/, можно представить, насколько велико количество пепловых накоплений.

Диагностика вулканокластического материала в осадочных и вулканогенно-осадочных породах имеет ряд специфических особенностей, недоучет которых нередко приводит к тому, что эти компоненты легко пропускаются исследователями. Следует отметить, что специфика диагностики обусловливает дифференцированный подход к частицам разного состава и агрегатного состояния (стекло, кристаллы, эффузивы), так как первичный облик и последующие изменения у них могут существенно отличаться. Ниже даны признаки вулканокластического материала, базирующиеся на изучении осадков и пород, т.е. вулканических пеплов и туфов.

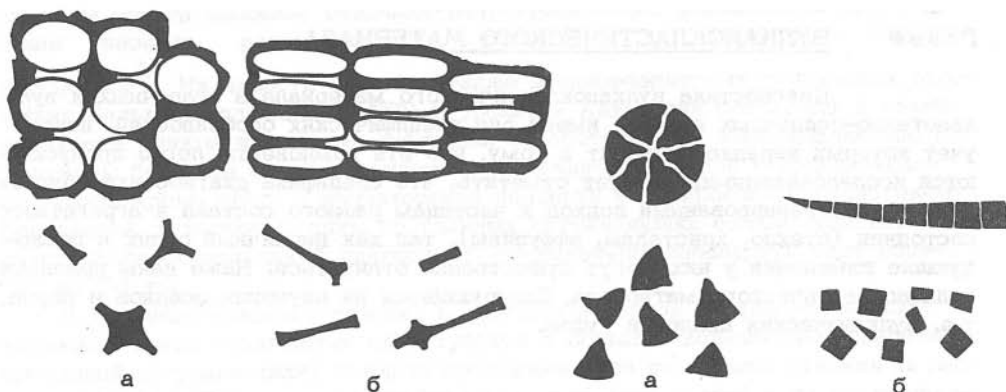
### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ

Вулканические пеплы — продукты вулканических извержений взрывного характера. Они сложены обломками, выброшенными в процессе извержения в твердом или расплавленном состоянии. Выделяются обломки ювенильные с первичным магматическим источником вещества и резургентные, возникшие за счет ранее сформировавшихся пород, которые образовались при разрушении выводящего канала вулкана, стенок кратера и самого конуса.

Размеры вулканокластических частиц могут быть самые различные. Согласно принятой гранулометрической номенклатуре, обломки величиной менее 2 мм выделяются как вулканические пеплы. Именно последние являются наиболее часто встречающимся компонентом в осадочных толщах, так как пепловый материал составляет основную массу вулканокластических продуктов и может разноситься на большие расстояния и покрывать обширные площади, измеряемые сотнями тысяч и даже первыми миллионами квадратных километров. Плотность размещения вулканов и географическое положение современных вулканических поясов обеспечивают вулканическому пеплу ареалы рассеяния, перекрывающие друг друга и охватывающие практически всю земную поверхность /Калугин, 1969; Мурдмаа и др., 1970/. По-видимому, то же самое было в геологическом прошлом. Поэтому дальнейшее изложение материала будет относиться главным образом к осадкам, сложенным вулканическим пеплом.

Вещественный состав ювенильного, собственно пирокластического, материала определяется составом излившегося магматического расплава. При отсутствии смешивания и отсортировки химический и минеральный состав его должен отвечать той эффузивной породе, которая образовалась при застывании данного расплава. Поэтому вулканические пеплы могут быть липаритовыми (риолитовыми), андезитовыми, базальтовыми, трахитовыми, фонолитовыми, карбонатитовыми и другими, а по агрегатному состоянию (или степени раскристаллизованности) слагающего их вещества подразделяются на витрокластические, кристаллокластические, литокластические и смешанные. Резургентный материал может быть представлен самыми различными обломками пород, в том числе и осадочными.

Разделение вулканокластического материала по агрегатному состоянию или степени кристалличности составляющих его частиц имеет важное значение для установления свойства магматического расплава, типа извержения, характера воздушной сепарации пепловых частиц, тефрохронологии и диагностики.



**Рис. 3.** Схема образования "фигурных" обломков из пузыристого стекла.  
а - с круглыми пузырьками, б - с вытянутыми.

**Рис. 4.** Схема образования сегментарных обломков стекла (а) и разных форм осколков кварца (б).

Витрокластический материал или частицы вулканического стекла характеризуются самой разнообразной формой. Наиболее причудливые очертания имеют пеплы кислого и среднего состава. Им свойственны формы, образующиеся при дроблении остывающего вязкого газонасыщенного вещества. Взрывающиеся газовые пузырьки раскалывают извергаемую стекловатую массу на искривленные и остроугольные осколки. Это могут быть рогульки, треугольники с вогнутыми сторонами, черепки, серпики, пластинки, вытянутые капли и множество других форм (рис. 3). Нередко округлые частицы стекла разбиты трещинками закалывания, тогда образуются обломки в виде сферических пирамид или скорлуповатого облика (рис. 4,а). С увеличением размеров стекловатых обломков в них появляются включения неразорвавшихся газовых пузырьков, которые придают породе ситевидный облик. Обломки, образовавшиеся в результате вспенивания магматического вещества, называются пемзой. Пустотки от пузырьков имеют сфероидальные очертания, но в результате пластической деформации они вытягиваются в трубочки, и обломки становятся волокнистыми, с рваными растрепанными концами.

И.В. Лучицкий /1971/ отмечает, что обломки вулканического стекла причудливых форм характерны только для древних отложений. Стекло в современных пеплах встречается в виде неправильных обломков, а рогульчатые частицы редки.

Под воздействием нагрузки вышележащих отложений горячее вулканическое стекло может сдавиться и расплющиться с образованием полосчатой псевдофлюидальной текстуры. Иногда при более высокой температуре этот процесс сопровождается спеканием пепловых частиц с образованием пород под названием игнимбритов.

При очень тонком измельчении стекла образуется пыль, частички которой имеют более простую изометричную форму. Намечается отчетливая зависимость форм обломков от степени раздробленности исходного магматического вещества и его вязкости.



Кислые стекла в большинстве случаев не окрашены и прозрачны. Редко встречаются витрокластические частицы с желтоватым, буроватым, сероватым, голубоватым, зеленоватым и другими оттенками и менее прозрачные, мутноватые. Последнее обусловлено присутствием на поверхности пепловых частиц налета тонкой рудной пыли, сорбированной ими из газовых составляющих продуктов извержения в момент выброса и наличия включений кристаллитов и микролитов. Первые минералогически неопределимы и образуют видимые только под микроскопом при больших увеличениях мелкие иголочки, палочки, изгибающиеся ните- и перьеобразные, а также сферические обособления. Микролиты представлены листочками кислых и щелочных полевых шпатов, слюд, кристалликами кварца, диопсида, эгирина, циркона, апатита, сфена, магнетита, ильменита, роговой обманки, ортита, турмалина, анатаза и др.

Частицы вулканического стекла основного состава характеризуются самыми различными формами. Они формируются из брызг жидкой лавы и имеют облик капель, часто вытянутых и оканчивающихся рваными нитевидными окончаниями, сфер, булав, гантелей, чечевиц, раковин, цилиндров, табличек и угловатых обломков в виде сферических сегментов. Пепловые частицы, выброшенные в газонасыщенном полутвердом состоянии, отличаются очень неровной поверхностью с выступающими шипами. Газовые пузырьки могут составлять до 70% объема стекловатых частиц. Они представляют собой округлые шарообразные, эллипсоидальные или трубчатые пустотки. Вытянутые пустотки обычно ориентированы в одном направлении. Частицы пепла обломочного происхождения, образованного в результате дробления затвердевшего магматического вещества, имеют угловатую форму с плоскими поверхностями часто с раковистым изломом. Исключительно редко встречаются нитевидные образования типа "волос Пеле", иногда с раздувами газовых пузырьков на конце или посередине.

Основное стекло почти всегда окрашено. Цвет его может быть зеленым, оливково-, темно-зеленым, темно-бурым, а также черным. Стекло независимо от окраски бывает совершенно прозрачным и непрозрачным. Среди вулканических стекол основного состава различаются легко растворимые в кислотах зеленые, темно-бурые и почти черные тахилиты, нерастворимый в кислотах черный гиаломелан и темный зеленоватый растворимый при нагревании в соляной кислоте сидеромелан. Наряду с частицами гомогенного стекла встречаются обломки с включениями кристаллитов и микролитов. Для базальтового стекла характерны включения, являющиеся зародышами микролитов — минералов, которые свойственны вулканикам основного состава: плагиоклазы основного ряда (лабрадор, битовнит), авгит, гиперстен, базальтическая роговая обманка, оливин, магнетит, титаномангнетит, ильменит, апатит и др.

Вулканическое стекло основного состава обладает значительно большей сорбционной способностью, чем кислые стекла /Гушенко, 1965/. На частицах такого стекла часто наблюдаются налеты рудной пыли. Следует отметить, что цвет вулканического стекла определяется наличием в нем хромоформов — закисных и окисных форм железа, соединений окислов марганца и меди, сульфидов, а также в какой-то мере от степени окисленности. Как указывает А. Ритман /1964/, свежевывающий стекловатый пепел даже основных магм имеет беловатый цвет, но он сразу темнеет и становится коричневым вследствие окисления двухвалентного железа при выветривании.

Показатели преломления вулканических стекол изменяются в широких пределах и зависят от общего состава. В.Н. Лодочниковым /1965/ приводятся данные В.О. Джорджа и М. Старка, из которых выявляется отчетливая

взаимосвязь между преломлением стекол ( $n$ ), содержанием кремнезема ( $\text{SiO}_2$ ) и удельным весом ( $d$ ):

$\text{SiO}_2$ , %	75	70	65	60	55	50	46,5
$n$	1,490	1,506	1,516	1,528	1,544	1,582	1,620
$d$	2,10	2,35	2,45	2,55	2,65	2,80	3,00

Примерно такие же числовые характеристики для вулканических стекол различного состава приводятся В. Трегером /1958/.

Вулканическое стекло	Показатель преломления	Удельный вес
Липаритовое	1,492 (1,480 - 1,510)	2,37 (2,33 - 2,41)
Пехштейн	1,500 (1,492 - 1,506)	2,34 (2,32 - 2,37)
Дацитовое	1,511 (1,504 - 1,529)	2,50 (2,45 - 2,55)
Трахитовое	1,512 (1,488 - 1,527)	2,45 (2,43 - 2,47)
Андезитовое	1,512 (1,489 - 1,529)	2,47 (2,40 - 2,57)
Лейцитово-тефритовое	1,550 (1,525 - 1,530)	2,55 (2,52 - 2,58)
Базальтовое	1,575 (1,506 - 1,612)	2,77 (2,70 - 2,85)

На оптическое свойство стекла большое влияние оказывает также содержание воды. Увеличение количества воды вызывает возрастание светопреломления. При содержании в стекле 1% воды  $\text{SiO}_2$  будет на 2% меньше, чем можно было бы предполагать по измеренным показателям преломления.

Кристаллокластический материал образуется при извержении магматического расплава, богатого кристаллами. Дезинтеграция раскаленного вещества происходит по контактам кристаллов и стекловатого мезостазиса, благодаря чему кристаллы минералов полностью отделяются от основной массы и сохраняют свои первичные идиоморфные очертания. Однако нередко в расплавах формируются также ксеноморфные зерна.

Форма составных частей в изверженных породах связана с условиями кристаллизации магмы и степени их раздробления при извержении, а также с составом исходного вещества /Малеев, 1963/. При одних условиях развиваются идиоморфные кристаллы, при других - ксеноморфные или даже происходит прорастание одних минералов другими. Иногда имеет место коррозия зерен минералов магматическим веществом.

Обогащенность отдельных прослоев в вулканогенно-осадочных толщах кристаллами обуславливается гравитационным разделением исходной вулканокластике при переносе в воздушной или водной среде. Кристаллы или их обломки представлены полевыми шпатами, кварцем, роговыми обманками, пироксенами, фельдшпатоидами, оливином, слюдами и аксессуарными минералами.

Плагиоклазы образуют бесцветные таблитчатые и короткостолбчатые кристаллы и их обломки, нередко оплавленные и округлые с внутренними неправильной формы внедрениями. Иногда они встречаются в сростках с полевыми шпатами иного состава или кварцем. В базальтовых туфах плагиоклазы представлены лабрадором и битовнитом с отчетливыми двойниками. Зональное строение встречается редко и выражено слабо. Зональные плагиоклазы наиболее характерны для андезитовых туфов и свидетельствуют либо о высокой вязкости, либо о быстром остывании материнской магмы. Отличительной особенностью туфов кислого состава является присутствие плагиоклазов

с тонким полисинтетическим двойникованием (альбита, олигоклаза) и щелочных полевых шпатов.

Калиевые и калинатровые полевые шпаты — ортоклаз, санидин, микроклин и анортоклаз образуют изометричные толстотаблитчатые или несколько удлиненные призматические кристаллы, но чаще всего ксеноморфные зерна. Отмечаются также в виде ломаных угловатых зерен. Санидин бесцветный, стекляннопрозрачный, иногда имеет зональное строение. Ортоклаз и микроклин обычно мутноватые с красноватым, желтоватым и сероватым оттенком. Первый нередко образует простые двойники. Микроклин часто проявляет тонкое полисинтетическое и решетчатое двойникование. Фельдшпатоиды распространены ограниченно. Они отмечаются в самых различных формах. Нефелин, как правило, находится в виде ксеноморфных зерен, реже в виде короткостолбчатых, таблитчатых кристаллов с прямоугольными и квадратными сечениями и удлиненных призм. Он бывает бесцветным, но чаще окрашенным в сероватый, желтоватый, буроватый, красноватый и зеленоватый цвет.

Ювенильные плагиоклазы имеют свежую поверхность кристаллов. Этим отличаются от плагиоклазов из резургентных обломков, которые вследствие повторного воздействия на них магмы мутнеют /Малеев, 1963/. То же самое отмечается с калинатровыми полевыми шпатами. Помутнение кристаллов полевых шпатов может произойти также за счет обилия мельчайших включений стекла на их поверхности. Кроме того, помутнение и некоторую окраску кристаллам полевых шпатов может придавать пленка адсорбции, состоящая из железа или других элементов, захваченных ими из газовой эманации во время извержения. Эта пленка часто наблюдается в виде тонкой рудной сыпи на поверхности кристаллов. Как показали исследования И.И. Гушенко /1965/ пеплов Северной Камчатки, основные и средние плагиоклазы обладают очень хорошей сорбционной способностью. В состав элементов, сорбированных плагиоклазами, входят Fe, Mo, Ti, V, Mn, P, Ca, Sn, Pb, Cl и др.

При дроблении застывшей массы предыдущих извержений кристаллы полевых шпатов разламываются на обломки, имеющие гипидиоморфную, неправильно-угловатую и иногда удлиненную резко остроугольную форму. Скол происходит обычно по спайности. Иногда наблюдается волнистое погасание зерен плагиоклазов, обусловленное, по-видимому, деформацией кристаллической решетки, в результате разрушения пород жерла во время эксплозий. У многих раздробленных зерен плагиоклазов полисинтетическое двойникование расположено поперек длинной стороны, что является специфическим признаком их пирокластического генезиса, так как такая форма исключает возможность переноса водными потоками из-за крайней своей непрочности.

Полевые шпаты являются одним из главных кластических компонентов вулканических пеплов. Иногда содержание их в пеплах достигает 70–90%. Так, в нижнекаменноугольных отложениях Тургайского прогиба имеются пласты кристаллокластических туфов, сложенных плагиоклаз-андезином (85–90%) и цементированных вторичным альбитом, который образовался, вероятно, в результате разложения тонкой витрокластике. Туфы с содержанием ортоклаза и микроклина до 70% и более известны в нижнекаменноугольных и верхнепермских отложениях Кузнецкого прогиба, Минусинской и Кокуйской впадин /Ван, 1972а/.

Морфологические особенности вулканокластического кварца в значительной степени определяются его размерами. Зерна кварца псаммитового и псефитового гранулометрического состава могут быть идиоморфными, округлыми, но наиболее обычны для них ксеноморфные очертания с плавными переходами и глубокими неправильными заливами с включением стекла или микрофельзитовой массы. С уменьшением размера кластических фрагментов сокращается



количество идиоморфных кристаллов и кристаллов с оплавленными контурами. Для мелких алевритовых зерен больше характерны угловатые очертания в форме копий, треугольников, неправильных многоугольников с разными углами. Иногда наблюдается сочетание в одном зерне и плавных, и резко угловатых линий. У удлинённых зерен очень часто отмечаются поперечные трещинки, расчленение по которым приводит к образованию обломков в форме трапециевидных четырехугольников (см. рис. 4, б). Туфы, сформированные из тонкой вулканической пыли кварцевого или полевошпатового состава, при изучении под микроскопом с использованием малых увеличений можно принять за кремнистую породу с криптокристаллической структурой.

Инtratеллурический кварц почти полностью состоит из монокристаллических зерен с одновременным угасанием и содержит различные минеральные включения (магнетит, ильменит, рутил, циркон, апатит, турмалин и другие минералы), а также жидкостные и газовые пузырьки. В кварцевых зернах, подвергшихся вторичному воздействию горячего расплава, иногда отмечаются корочки закалывания, которые отделяются от внутренних ядерных частей пунктирами газовых пузырьков. Для такого кварца, испытавшего, кроме того, механическую деформацию, характерно проявление волнистого погасания.

Пирокластический кварц обычно бесцветен и прозрачен, но все же встречаются зерна, покрытые рудной пылью или стекловатой корочкой с обилием мельчайших воздушных пузырьков, которые придают им некоторую окраску и мутноватость.

Вулканокластический материал в виде темноцветных минералов встречается довольно часто. Нередко по преобладающему в туфе фемическому минералу определяется его название: например, пироксеновый туф, роговообманковый туф и т.д.

Оливин представлен в виде идиоморфных коротко таблитчатых, призматических и несколько вытянутых кристаллов, неправильных, округлых зерен и их обломков осколчатой формы с раковистым изломом поверхности. Он бесцветный или имеет желтоватую с зеленоватым оттенком окраску, прозрачный. Нередко зерна оливина покрыты стекловатой "рубашкой" или мельчайшими выделениями магнетита.

Ромбические пироксены — гиперстен, энстатит и др. — обычно имеют форму вытянутых табличек, призм и неправильных зерен. Моноклинные пироксены — авгит, эгирин, диопсид и др. — характеризуются короткостолбчатостью, таблитчатостью и изометричным обликом кристаллов, иногда образующих сростки. Диопсиду больше свойственны удлинённые формы. Встречаются угловатые осколки кристаллов с вогнутыми сферическими контурами. Зерна пироксенов нередко покрыты тонкой стекловатой пленкой, иной раз пузырчатого строения. Цвет пироксенов зеленый, темно-, буровато-зеленый, буровато-черный, черный, бурый, красно-бурый, иногда сероватый и бесцветный.

Роговые обманки — базальтическая и обыкновенная — образуют столбчатые призматические кристаллы, иногда в форме удлинённых игл, обломки кристаллов и неправильные зерна. Встречаются ромбовидные сечения. Окрашены роговые обманки обычно в зеленый и бурый цвет.

Для темноцветных минералов весьма характерно явление опацизации с формированием темных железистых каемок вокруг зерен. Известны случаи образования стекловатых корок вокруг кристаллов амфиболов. Исследованиями И.Д. Мейера / Meyer, 1971 / установлено, что толщина этих оболочек зависит от силы извержения и объема извергнутого материала. М. Пулек / Pulec, 1970 / отмечает, что пирокластические пироксены, амфиболы и другие минералы отличаются повышенной трещиноватостью, по сравнению с таковыми невулканического происхождения. По-видимому, указанный факт не

всегда имеет место, так как в вулканических пеплах и туфах часто наблюдаются темноцветные минералы, не несущие никаких следов дробления. Это происходит, наверное, только в тех случаях, когда пирокластический материал внезапно попадает в среду с резко пониженной температурой (например, когда пепел попадает в воду).

Из слюдястых минералов в составе вулканокластического материала наиболее часто встречается биотит, окрашенный в темно-бурый цвет с зеленоватым, красноватым и другими оттенками. Он образует агрегаты в виде пакетов, скопления удлиненных пластинок и червеобразных сростков. В более тонких пеплах биотит представлен мелким пластинчатым и волокнистым детритом, часто слагающим обособленные слои. Иногда в биотитах отмечаются вкрапления стекла, включения микролитов сфена, рутила, анатаза, апатита, циркона и других минералов. Совместно с биотитом нередко встречается мусковит. Последний наблюдается в виде отдельных бесцветных или слабо окрашенных в зеленоватый цвет удлиненных пластинок или их скоплений. Он также иногда имеет включения микролитов.

Из рудных минералов среди вулканокластических пород наиболее распространен магнетит. Он образует идиоморфные кристаллы и их сростки, неправильной формы угловатые обломки и в виде тонкой рудной пыли пропитывает цементирующую массу или обволакивает пленкой другие пепловые фрагменты. Одним из специфических признаков пирокластического магнетита является наличие по периферии зерен системы сложных узорчатых трещин, наблюдаемых под микроскопом. Присутствие в сильно преобразованных породах такого магнетита может свидетельствовать в пользу их пеплового происхождения. Именно таким путем установлен вулканический генезис первичного субстрата, по которому образовались бокситы Северо-Уральского бассейна /Огородников, Gladkovskiy, 1975; и др./.

Магнетит и другие ферромагнитные минералы могут быть использованы для идентификации пепловых прослоев и определения их источника. Исследование вулканического пепла восьми вулканов Японии показало, что содержания различных элементов, таких как Fe, Ti, Mn, V и Zn, находятся в определенных соотношениях и зависимостях. Отношения V/Fe и Zn/Ti тесно связаны с происхождением пирокластического материала и обусловлены влиянием примесей /Shoji e. a., 1974/. Ферромагнитные минералы в осадках, особенно в грубообломочных, можно применить для установления их генезиса.

Японские ученые Ш. Арамаки и С. Акимото /1963/ определяли вектор остаточной намагниченности для выявления температуры образования исследуемых отложений. Этот метод основан на том, что если ферромагнитные минералы в обломках, слагающие данную породу, до попадания в осадок имели температуру выше точки Кюри и эта температура снизилась только в самом осадке, то остаточный термомагнетизм обломков с ферромагнитными минералами должен обнаруживать единую ориентировку, параллельную направлению геомагнитного полуса данного места во время охлаждения. Если обломки отложились при температуре ниже точки Кюри, то они будут иметь произвольную ориентировку. Точка Кюри для магнетита лежит в пределах 400–500 °C, поэтому отложения раскаленных пепловых туч должны характеризоваться единой ориентировкой остаточного магнетизма.

Ювенильные литокласты извергаются в пластичном состоянии и могут иметь самые различные причудливые формы. Обычно это обтекаемые округлые, овальные, груше- и каплевидные, веретеноподобные и неправильной формы удлиненные, часто с перегибами образования с неровными, осложненными пережимами и сферическими углублениями, или рваными занозистыми краями и иногда торчащими из обломка концами фенокристаллов или их сростков.

Таблица 4

Вещественный состав вулканокластического материала

Основной	Средний
<p>Стекло (<math>n = 1,506-1,612</math>);            плагиоклаз – лабрадор, битовнит; моноклинные пироксены – авгит, пижонит; ромбические пироксены – гиперстен, бронзит, энстатит; оливин; магнетит; ильменит; апатит; обломки базальтов, мелафиров, долеритов, диабазов, спилитов, плагиобазальтов, шлака и др.</p>	<p>Стекло (<math>n = 1,489-1,529</math>);            плагиоклаз – андезин, лабрадор; моноклинный пироксен – авгит; ромбический пироксен – гиперстен; амфиболы – бурая и зеленая роговые обманки; кварц; биотит; магнетит; апатит; циркон; обломки андезитов, андезитовых и диоритовых порфиритов, шлака и др.</p>

Кристаллические образования часто присутствуют в двух генерациях – в виде вкрапленников и микролитов. Наличие газовых пузырьков придает этим фрагментам шлаковидный облик. Поверхность обломков нередко слегка окисленная и выступает в виде буроватой оболочки.

Литические обломки сложены преимущественно обломками эффузивных пород – базальтами, андезитами, дацитами, риодацитами, риолитами, трахитами, фонолитами или их палестипными аналогами – диабазами, мелафирами, порфиритами, кварцевыми порфирами, ортофирами, спилитами и кератофирами с характерными для каждого из них структурами.

Для литокластов основных пород характерны долеритовая, гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная, гиалоофитовая, микродиабазовая, вариолитовая и спилитовая структуры. Литокласты среднего состава имеют гиалопилитовую или собственно андезитовую, пилотакситовую и редко интерсертальную и витрофировую структуры. Кислые литические фрагменты обладают гранофировой, микрогранитовой, микропойкилитовой, ортофировой, трахитовой, микрофельзитовой, стекловатой или витрофировой и сферолитовой структурами.

Изучение структур вулканогенных обломков имеет важное значение для установления принадлежности пород к тому или иному типу магматического расплава.

Резургентный материал представлен крайне разнородными по своему происхождению обломками. Он состоит большей частью из угловатых и иногда оплавленных фрагментов полностью затвердевших вулканических и жильных пород, образовавшихся при разрушении вулканической постройки или фундамента вулкана, который может быть сложен осадочными терригенными, хемогенными или биогенными, а также метаморфическими породами. Оплавленные обломки отличаются присутствием на их поверхности корочки закала, состоящего из тонкой пленки с повышенной сорбционной активностью.

Оплавление резургентного материала бывает весьма значительным. Известны случаи превращения обломков песчаников в бухиты. Нередко резургентные литокласты независимо от их природы контактово изменены.

Литокласты, отложившиеся в субаквальных условиях, выделяются наличием густой сети мелких трещинок, а более крупные обломки распадаются на

Кислый	Щелочной
<p>Стекло (<math>n = 1,480-1,510</math>);  плагиоклаз – альбит, олигоклаз; калиевые и калинатровые полевые шпаты – ортоклаз, санидин, микроклин, анортоклаз; амфиболы – зеленая обыкновенная и щелочные роговые обманки; моноклинные пироксены – диопсид, эгирин; биотит; магнетит; ильменит; ортит; циркон; апатит; сфен; турмалин; мусковит; обломки липаритов, риолитов, гранофиров, кварцевых альбитофиров и кератофиров, дацитов, фельзитов, пемз и др.</p>	<p>Стекло (<math>n = 1,488-1,527</math>);  плагиоклаз – альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор; калиевые и калинатровые полевые шпаты – ортоклаз, санидин, анортоклаз; фельдшпатоиды: нефелин, лейцит; биотит; амфиболы – зеленая обыкновенная и щелочные роговые обманки; апатит; магнетит; сфен; обломки трахитов, фонолитов, лейцитифиров, кератофиров, ортофиров и др.</p>

мелкие фрагменты /Кременецкая, 1972/. При этом форма и контур обломков часто сохраняются.

Литокластический материал преобладает главным образом в грубых разностях пород, хотя они могут присутствовать во всех гранулометрических типах пеплов и туфов.

В качестве второстепенных компонентов среди вулканокластического материала встречаются циркон, апатит, сфен, анатаз, рутил, турмалин, гранат, ортит, шпинель, ильменит, гематит и другие. Вместе с резургентными обломками в состав вулканокластики могут попасть случайные минералы: от эндогенных до экзогенных образований, захваченных во время эксплозий магматическим веществом. Если для первых характерны идиоморфный или оплавленный облик кристаллов, часто в сростках с остатками стекла, то вторые отличаются дроблеными угловатыми формами. Даже при наличии густой сети трещин у интрателлурических кристаллов первичные их очертания часто сохраняются, так как большей частью трещинки возникают уже в момент поступления в осадок или уже в осадке.

Главные кластические компоненты в вулканических пеплах и туфах сведены в табл. 4.

Сводные данные по морфологическим и петрографическим особенностям современных вулканических пеплов в зависимости от типов вулканизма по Г. Хейкену /Heiken, 1974/ приводятся в табл. 5.

Описанный выше вулканокластический материал встречается в самых различных количественных соотношениях. Распространены также однородные пеплы, состоящие только из одного какого-либо компонента. В грубообломочной (псефитовой) тефре, как правило, преобладает литокластический материал. Только заполняющее вещество цемента туфов может состоять из смешанного материала, иногда с большим количеством стекла. В крупно- и среднеобломочной (псаммитовой) вулканокластике главным компонентом являются витро-, кристалло- и литокластический материалы или их смесь в самых разных количественных вариациях. Мелкообломочный (алевритовый) пепел слагается большей частью из витрокластического, кристаллокластического и смешанного из них материала. Тонкообломочный (пелитовый) пепел чаще всего представлен витрокластическим материалом, иногда с незначительной примесью кристаллокластики.

Таблица 5

## Вулканические пеплы

Тип магмы	Магматические
	Базальтовая
Формы вулканических построек, ассоциирующих с пеплом	Шлаковые конуса, лавовые озера, базальтовые потоки, пепловые прослойки в стратовулканах
Петрография	Большая часть капли и обломки капель сидеромелана (прозрачное коричневое базальтическое стекло) и тахилита (черный субмикрокристаллический базальт); переменное количество фенокристаллов
Химизм изученных пеплов	$\text{SiO}_2$ 48 - 52% $\text{Fe}_{\text{вал}}$ или $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 10 - 13% $\text{Al}_2\text{O}_3$ 12 - 19%
Морфология	<p>Неправильные капли с флюидальной формой (сферы, овоиды, гантели и слезообразные формы).</p> <p>Обломки капель. Некоторые из них имеют бугорчатые каплевидные поверхности.</p> <p>Длинные пряди стекла ("волосы Пеле").</p> <p>Полигональные решетчато-ситевидные образования из стеклянных прутьев высоковязкой пены. Среди форм зерен преобладают сферы, капли из лав очень низкой вязкости. Некоторые капли имеют признаки вращения вокруг центральной оси. Все капли характеризуются высокой пузыристостью.</p> <p>Гладкая обтекаемая поверхность обломков, есть гладкие стенки пузырьковых полостей (это в то время, когда обломки еще мягкие) и полости с угловатыми краями (это обломки стенок близповерхностных пузырей после охлаждения зерен). В деталях это поверхностная корка, сформированная вскоре после выброса из кратера, обломки которой, сочлененные с углублениями, содержащими некоторые поздние расплавы, могут выступать и охлаждаться.</p> <p>Некоторые частицы имеют бородавчатую поверхность</p>



извержения

Андезитовая	Риолитовая и дацитовая
<p>Стратовулканы, купола, мощные короткие лавовые потоки, пепловые потоки совместно с туфами</p>	<p>Купола и потоки, некоторые стратовулканы, кальдеры, гипотетические трещинные очаги с кислыми пепловыми потоками, покровные туфы пепловых потоков</p>
<p>Присутствуют почти все основные компоненты (витрические, кристаллические и литические). Витрические представлены бесцветными стекловатыми черепками и пемзовыми фрагментами, содержат большей частью ориентированные микролиты. Литические фрагменты включают обломки андезитов различной текстуры и стадий изменения, изверженных и осадочных пород, а также обломки кристаллов плагиоклазов, пироксенов и темноцветных минералов</p>	<p>Главным образом бесцветное стекло с переменным содержанием микролитов и фенокристаллов кварца, санидина, биотита и небольшое количество других железо-магнезиальных минералов и литических (риолиты или ксенолиты) фрагментов</p>
<p>SiO<sub>2</sub> 56 - 59%  Fe<sub>вал</sub> или Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 6 - 8%  Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,0 - 19,5%</p>	<p>SiO<sub>2</sub> 63 - 74%  Fe<sub>вал</sub> или Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,9 - 5,3%  Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13 - 17%</p>
<p>Витрические компоненты - от изометричных до удлиненных пемзовых фрагментов. Форма их зависит от формы пузырей: удлиненные пемзовые фрагменты содержат удлиненные овоидальные плоские пузырьки. Обломки бывают неправильной формы. Гладкие только выступающие стенки пузырей. Плоские острые черепки с ровными угловатыми (раковистыми) изломами поверхностей, есть, вероятно, обломки стенок пузырей.</p> <p>Литические фрагменты главным образом изометричны, поверхность всецело зависит от текстуры и излома пород. Некоторые фрагменты округлы.</p> <p>Кристаллические фрагменты определяются изломами минералов. Большей частью возникают во время извержений</p>	<p>Витрические фрагменты: удлиненные или изометричные пемзовые обломки (форма обломков зависит от формы пузырей) с пузыристыми поверхностями. Кривые У-образные или плоские черепки стенок пузырей и очень гладкие и необычные осколки исключительно поздно переработанных пеплов.</p> <p>Литические фрагменты главным образом изометричны. Поверхности пемзовых фрагментов очень шершавы, обломки пузыристы. Поверхности других стенок неровны. Неровные флюидальные поверхности подобны каплям в лавах низкой вязкости</p>

Карбонатитовая	Фреатомагматические	
	Базальтовая	Риолитовая
Стратовулканы, пепловые конуса	Маарский тип вулканизма: туфовые трещины, туфовые конуса, взрывные очаги	Туфовые трещины с центральными куполами
Пепел и лапилли, состоящие из кристаллов содовых карбонатов, нефелина, пироксена, волластонита, апатита, меланита, пирита и сцементированные тонкопластинчатыми содовыми карбонатными кристаллами	Витрический пепел. Угловатые фрагменты сидеромелана в основном свободны от всех кристаллов, за исключением фенокristов; литические компоненты некоторых пеплов зависят от стратиграфии пород, лежащих под маарами, и количества магмы, достигающей поверхности	Большой частью частицы пепла состоят из изометричных и удлиненных бесцветных фрагментов стекла, примеси риолитовых литических фрагментов. Стекло преимущественно свободно от микролитов или содержит их очень мало
SiO <sub>2</sub> 25,23% Fe <sub>вал</sub> или Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 8,7% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,72%	SiO <sub>2</sub> 42-47% Fe <sub>вал</sub> или Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 10-13% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16 - 17%	SiO <sub>2</sub> 75,4% Fe <sub>вал</sub> или Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,9% Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 13,5%
Совершенные кристаллы нефелина и обломки (неправильные, почти изометричные) кристаллов других компонентов, перечисленных согласно петрографии. Вокруг всех зерен имеется кайма, состоящая из агрегатов пластинчатых кристаллов содовых карбонатов. Агрегаты образуют слой толщиной 5-50 мкм. Содовые карбонаты концентрируются в депрессиях на поверхностях зерен	Обломки изометричных стекловатых фрагментов с низкой пузыристостью. Ровные, плоские изломы поверхностей образуются при сжатии стекла и раскалывании после охлаждения. Поверхности частиц имеют пузыристый вид из-за излома пузырей	Остроконечные удлиненные черепки и плоские удлиненные пемзовые фрагменты. Каждое зерно имеет раковистый неровный излом поверхности. Поверхность стенок пузырей гладкая



извержения	Пепловые отложения витрических частиц ударного происхождения (метеоритов)
Базальтовая (литораль)	
Литоральные конуса	Ударные кратеры: широкие мелкие кратеры с малым выбросом у края
Витрический или витролитический пеплы. Они состоят большей частью из капель сидеромелана, тахилита и фрагментов афанитового базальта	Очень неоднородное стекло от непьюзыристой до высокопузыристой с обильными шпирями разных показателей преломления и минеральным детритом. Ударные минералы встречаются исключительно в детритах
$\text{SiO}_2$ 50 - 51% $\text{Fe}_{\text{вал}}$ или $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 11,5% $\text{Al}_2\text{O}_3$ 12 - 13%	Зависит от состава ударной поверхности и частично от состава метеорита
<p>Кристаллические базальтовые фрагменты, изометричные литические фрагменты.</p> <p>Фрагменты сидеромеланового стекла с пузырями, обломки или полумесяцеобразные черепки. Форма контролируется большей частью формой пузырьков.</p> <p>Непузыристые пирамидальные стекловатые фрагменты, образующиеся под воздействием температурного стресса, ведущего к разрушению высокопузыристой лавы.</p> <p>Дробленные и недробленные удлиненные и изометричные капли, «волосы Пеле». Капли и дробленные капли имеют округленную обтекаемую поверхность с острыми угловатыми выступами вокруг понижений, остатков разрушенных пузырей на поверхности зерен. У выступающих стенок пузырей гладкая кривая поверхность. Излом гиалокластических зерен имеет плоскую кривую гладкую поверхность</p>	Капли стекла (целые и раздробленные) от первых микрон до нескольких сантиметров в диаметре. Обилие малых сфер, капель и фрагментов пород, сваренных поверхностями в большие сферы. Стекло преимущественно гладкое и сварено с другими фрагментами поверхностью нераздробленных пузырей

Примечания: 1. Магматические извержения происходят из-за быстрого освобождения газов или вспенивания магмы при достижении поверхности. Результатом являются извержения, соответствующие плиннианским, вулканским и пелейским типам с пеплопадами и пепловыми потоками и фонтанированием лав и пеплов (гавайский и страмболианский типы) лав низкой вязкости.

2. Фреатомагматические извержения вызываются генерацией первичного пара при контакте поднимающейся магмы на мелководье с водой, льдом или грунтовыми водами. Магматические газы поставляют энергию для взрывов. Базальтовая (литораль) образуется, когда лавовый поток попадает в море и вода проникает по трещинам в поверхности потока.

Е.Ф. Малеев /1963/ приводит подробное подразделение зависимости вулканокластического материала от состава исходного магматического вещества. Он считает, что образование витрокластических туфов характерно для кислого липаритового и дацитового магматического вещества, смешанных — для среднего андезитового, смешанных и литокластических — для основного базальтового состава.

Тщательный анализ изученных нами пепловых отложений фанерозоя Сибири позволил сделать следующее обобщение: витрокластический и кристалло-витрокластический материал в большинстве случаев является производным кислой магмы. Иногда отмечается преобладание кристаллокластики. Для рыхлых продуктов извержений магмы среднего состава присущи все структурные разновидности вулканокластического материала с доминирующей ролью смешанного состава обломочных фрагментов. Для производных основной базальтовой магмы установлено преимущественное образование литокластического, витро-литокластического и в меньшей степени смешанного в разных пропорциях материала, с господствующим значением литического составляющего.

Породы, образованные вулканокластическим материалом, по характеру и составу цементирующего вещества подразделяются на пять групп: а) породы, в которых обломки сцементированы лавовой массой; б) цементация за счет спекания горячих пирокластических частиц; в) цемент, образованный продуктами разложения стекловатых и других неустойчивых обломков; г) породы, сцементированные продуктами осаждения из поствулканических растворов; д) цементирующее вещество представлено осадочным материалом: глинистым, хлоритовым, карбонатным, сульфатным, кремнистым, железистым, фосфатным, галитовым, цеолитовым и др.

В основу выделения типов цементации для последних трех групп можно использовать принцип классификации для обычных терригенных пород, при котором выделяются разновидности по таким признакам, как относительное количество зерен и цемента, характеру выполнения свободных пространств в породе, структуре самого цемента и другим критериям.

## ГИАЛОКЛАСТИТЫ

Особое место среди вулканогенных обломочных пород занимают лавокластические образования морского происхождения, составляющие ряд шаровые лавы — обломочно-подушечные брекчии — гиалокластиты. Они формируются главным образом в результате фрагментации магматического расплава при подводных излияниях, а также при наземных извержениях, когда лавовый

поток проникал под ледовый или снежный покров, или же стекал в воду.

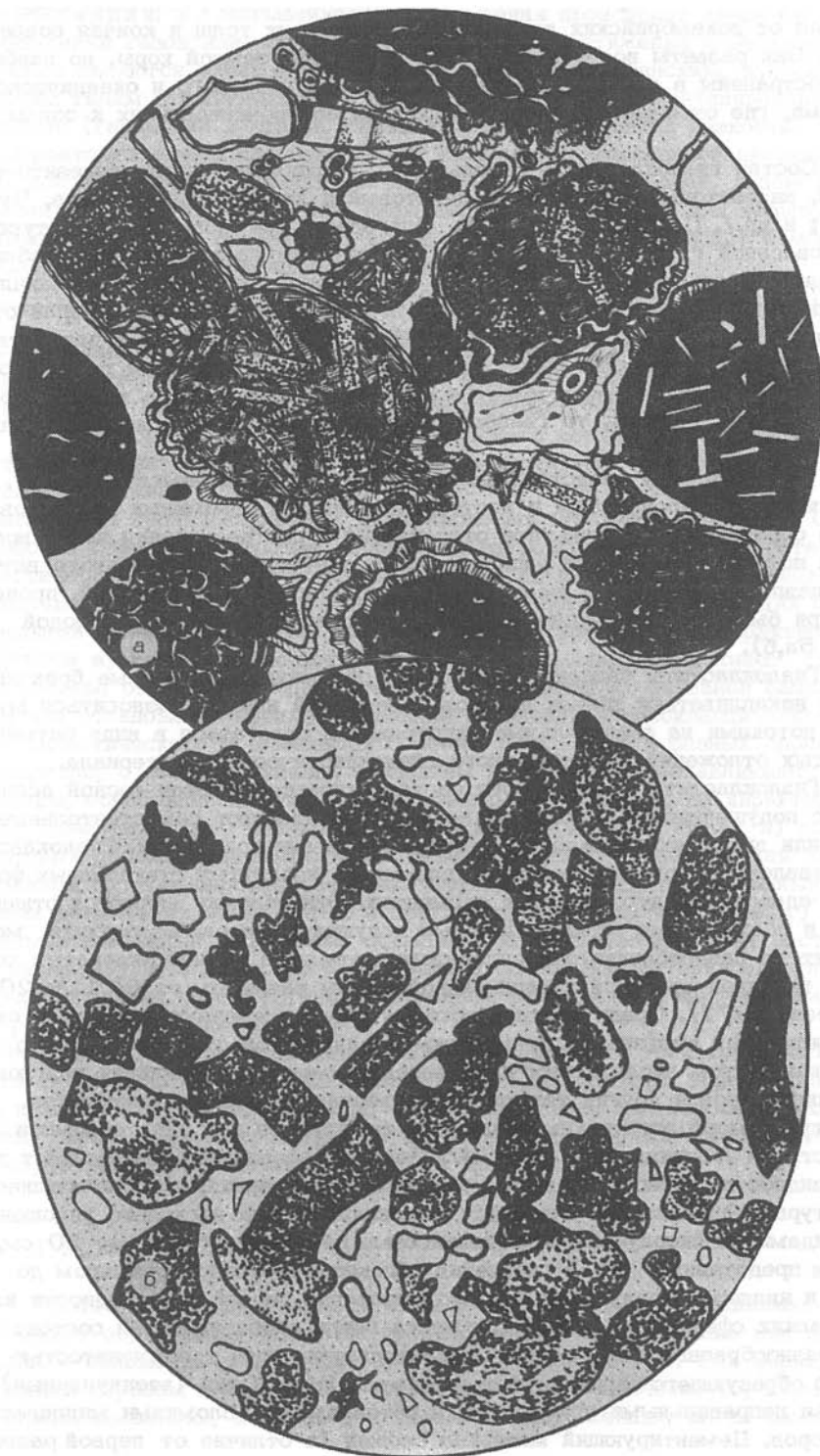
Гиалокластиты установлены в отложениях самых различных возрастов начиная от докембрийских вулканогенно-осадочных толщ и кончая современными. Они развиты во всех основных структурах земной коры, но наиболее распространены в областях проявления геосинклинального и океанического вулканизма, где отмечается преимущественная приуроченность их к зонам шельфов.

Состав гиалокластитов базальтовый, трахибазальтовый, андезито-базальтовый, андезитовый, трахитовый, дацитовый и липаритовый /Иванов, Чурилин, 1971; и др./. По внешнему виду, благодаря своеобразной текстуре, обусловленной густой сетью трещин, разбивающих крупные лавовые обломки на мелкие фрагменты, гиалокластиты напоминают туфы. Однако различие в механизме образования гиалокластитов и вулканокластического пепла отразилось на форме обломков. Если пепловый материал возникает в результате взрыва и разбрызгивания пенистого магматического расплава расширяющимися газовыми пузырьками и имеет искривленные поверхности в виде черепков и трехлучевых рогулек, то гиалокластиты характеризуются совершенно иными формами.

Гиалокластиты представляют собой особую вулканическую породу, сложенную сцементированными и неотсортированными обломками эффузивов, которые образованы в результате отслаивания и растрескивания поверхности лавовых потоков, глобуляции расплава под воздействием повышенного внутреннего давления, раскола и шелушения лавовых подушек и глобулей, происходящих при быстром охлаждении в момент соприкосновения лавы с водой (рис. 5а,б).

Гиалокластиты фациально замещают обломочно-подушечные брекчии и могут накапливаться вблизи центров извержений или же разноситься мутьевыми потоками на значительные расстояния и отлагаться в виде ритмично-слоистых отложений сортированного гиалокластического материала.

Гиалокластиты базальтового состава характеризуются тесной ассоциацией с подушечными (шаровыми) лавами. Они слагают самостоятельные породы или выполняют промежутки между лавовыми подушками. Гиалокластиты представлены обломками в форме удлинённых изогнутых стекловатых фрагментов и сдавленных дугообразных сегментов. Эти обломки являются отщепленными и расколотыми корками лавовых подушек и шаров. Связующая масса состоит из раздробленного стекловатого материала в виде угловатых черепков и глобулей овальной и каплевидной формы размером от 0,01 до 200 мм /Малеев, 1977/. Среди стекловатого матрикса встречаются крупные округлые включения эффузивов с луковично-скорлуповатой отдельностью. Во всех обломках, в том числе и глобулях, нередко имеются вкрапления плагиоклазов, пироксенов и других темноцветных минералов или их микролитов. По структурно-морфологическим признакам выделяются два типа обломков гиалокластитов /Хворова и др., 1974/. Первый (сфероидный) объединяет две разновидности, тесно связанные условиями образования, но отличающиеся структурно. Одна из них слагается шаровидными или несколько уплощенными сфероидами со скорлуповатой отдельностью размерами от 15 до 20 см, а вторая представляет собой скопления обломков сфероидов размером до 2-3 см и является продуктами дезинтегрирования первой разновидности или более мелких сфероидов. Связующая масса обеих разновидностей состоит из самых разнообразных форм стекла, характеризующегося трещиноватостью и иногда образующего перлитовую отдельность. Второй тип (везикулярный) образован неправильными угловатыми и обтекаемыми обломками мидалекаменных пород. Цементирующий материал сложен (в отличие от первой разновид-



ности) фрагментами сильно пузыристого стекла с более прихотливыми формами и ячеистой поверхностью.

Этот тип гиалокластитов образуется из расплавов, насыщенных газовыми компонентами, и характеризуется подушечным строением. Среди обломков встречаются стекловатые корки закала, кристаллы и различной степени раскристаллизованности пузыристые литокласты.

Вышеописанные типы гиалокластитов встречаются и в древних геосинклинальных, и в молодых океанических отложениях. Различие этих типов определяется механизмом их формирования. Сфероидный тип образуется в результате грануляции горячего расплава при соприкосновении с водой. Фонтанирование и пульверизация жидкого расплава приводит к накоплению каплеобразных фрагментов и небольших сфероидов, которые благодаря быстрому охлаждению превращаются в стекловатые образования. Сфероиды и капли, распавшиеся под воздействием контракции, формируют кластический материал.

Главным фактором, контролирующим формирование различных типов гиалокластов, является глубина бассейна, т.е. гидростатическое давление, воздействующее на расплав.

Андезитовые лавы более вязкие, чем базальтовые, при соприкосновении с водой не всегда образуют шаровые или подушечные отдельности. Они разламываются преимущественно на угловато-округлые фрагменты в виде неправильных многогранников, которые слагают породы, имеющие брекчиевидный облик. Эллипсоидальные и округлые формы встречаются редко и свойственны только крупным обломкам. В отличие от угловатых фрагментов в них хорошо выражена корка закалки и иногда они характеризуются концентрической скорлуповатостью.

Размеры гиалокластических обломков очень различны и изменяются в таких же пределах, как у базальтовых гиалокластов. Границы обломков не всегда четкие и выделяются часто по окраске, обусловленной присутствием тонкораспыленного гематита или других минералов, которые оттеняют контур обломков на общем сером фоне. Связующая масса представлена более мелким гиалокластическим материалом.

Кроме вышеописанного, выделяется скрытотрещиноватый тип андезитовых гиалокластитов, который характеризуется наличием густой сети субмикроскопических трещин, разбивающих породу. Они образуются при быстром охлаждении сравнительно вязкой лавы /Власов и др., 1978/. Как правило, трещины заполнены вторичными, чаще всего гидротермальными минералами. Брекчиевидные и скрытотрещиноватые гиалокластиты нередко совмещаются в одном андезитовом потоке.

Стекло в базальтовых или андезитовых гиалокластитах фиксируется большей частью как реликтовое вещество. Очень часто оно преобразовано в палагонит, представляющий собой сильно гидратированный и частично выщелоченный сидеромелан. В процессе палагонитизации последним адсорбируется до 30% морской воды /Rammohanroy, 1964/. Присутствие палагонита многими исследователями рассматривается как признак формирования базальтовых толщ в подводных условиях.

Время образования палагонита разными исследователями определяется по-разному и охватывает широкий диапазон — от позднемагматических стадий существования расплава до момента соприкосновения с водой при извер-

Рис. 5. Гиалокластит. Туруханский район.

а — маковская свита  $K_2$ ,  $d = 5,5$  мм, николи +; б — яновстановская свита  $J_3$ ,  $d = 5,5$  мм, николи //.



жении. Существует мнение, что палагонитизация сидеромелана является процессом эпигенетическим /Гептнер, 1977/. Этот процесс сопровождается понижением показателей преломления стекла. Обычно гидратация стекла начинается с поверхности обломков, вследствие чего образуется различной ширины кайма, сложенная палагонитом.

По микроструктурным особенностям различаются зональный и незональный типы палагонита. Первый чаще всего формируется при воздействии на стекло гидротермальных растворов, второй известен среди моренных отложений /Гептнер, 1977/.

Процесс палагонитизации контролируется гидрохимической обстановкой. Замещение стекла палагонитом характеризуется значительным выносом кремния, алюминия, кальция, магния, натрия и калия. Вещества, освобожденные в результате палагонитизации, участвуют в синтезе аутигенных минералов, которые ассоциируют с палагонитом: монтмориллонит, цеолиты, хлорит, карбонаты кальция, опал и др. Этот же комплекс новообразованных минералов распространяется часто в залегающие рядом толщи за счет инфильтрации растворенных веществ, выщелоченных из гиалокластитов.

Изучением особенностей геосинклинальных и океанских гиалокластитов установлен разный набор вторичных минералов, формирующихся в процессе постседиментационного преобразования, что обусловлено разным составом расплава или воздействующих на них гидротерм /Хворова и др., 1974/. При одном направлении изменений возникают смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования, сопровождающиеся интенсивным окремнением и кальцитизацией, при другом - образуются слюда-монтмориллонитовая фаза с сопутствующими процессами цеолитизации и фосфатизации.

Гиалокластиты кислого состава изучены пока слабо. Считается, что они распространены ограниченно и накапливаются вблизи подводных экструзий /Власов, Попкова, 1974/. Переотложенные гиалокласты кислого состава встречаются в незначительном количестве.

Кислая лава, обладающая высокой вязкостью, при излиянии под водой не образует крупных округлых обособлений, как в случае базальтовых или андезитовых лав. Объясняется это тем, что механизм формирования гиалокластитов в большей степени зависит от внутреннего давления расплава, которое определяется соотношением вязкости и температуры /Carlisle, 1963/. Чем сильнее давление, тем многочисленнее и мельче образуются глобулы. Данному условию соответствуют обладающие наибольшей вязкостью кислые обсидиановые лавы, и поэтому они не дают крупных подушек или шаров. Растрескивание в результате быстрого охлаждения и гидратация кислого обсидианового стекла приводят его к преобразованию в перлит, характеризующийся округлым концентрически-скорлуповатым строением и легко распадающийся на глобулы. Последние в свою очередь дробятся на угловатые фрагменты в виде полусфер, дугообразных сегментов или более мелких остроугольных частиц, напоминающих субэвральные вулканические пеплы.

## ВИТРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТУФЫ

Неизмененные или слабо измененные витрокластические туфы обладают наиболее четкими диагностическими признаками - это присутствие обломков изотропного вулканического стекла или его реликтов с характерными причудливыми формами, образующими пепловую структуру (рис. 6, 7).

Уже неоднократно подчеркивалось, что частицы вулканического стекла, слагающие витрокластические туфы, являются крайне неустойчивыми образо-



Рис. 6. Туф кристалло-витрокластический, липаритовый, монтмориллонитизированный. Кузбасс, ишановская свита  $P_1$ ,  $d = 0,9$  мм, николи //.

ваниями и легко подвергаются вторичным изменениям, затушевывающим свойственные этим породам первичные признаки. Главными факторами, определяющими скорость и направленность преобразования пеплового материала, являются исходный состав стекла (основное или кислое), степень его раздробленности, химизм среды, в которую он попадает, и испытываемые осадками воздействия температуры и давления.

Характер изменения не всегда подчиняется влиянию названных факторов. Реликтовая пепловая структура может сохраняться длительное время после полного разложения стекловатого материала породы. Известны примеры обнаружения сохранившейся пепловой структуры в туфах и туффитах кембрийского возраста. С другой стороны, в мезозойских отложениях и даже в палеогеновых часто встречаются туфы, полностью утратившие первичную структуру. Особенно долго не теряют свои структурные признаки карбонатные туффиты, в которых пепловые частицы как бы "законсервированы" в карбонатном цементе. Благодаря этому более длительно сохраняется пепловая структура в карбонатных конкрециях из туфов с полностью измененной основной массой. Сохранность форм витрокластики зависит еще от количественного соотношения стекловатых фрагментов и цементирующего вещества, а также от их различия. Чем больше они отличаются друг от друга (по гранулометрии, морфологии и др.), тем дольше можно наблюдать характерные "фигурные" контуры стекла, замещенного новообразованными минералами.



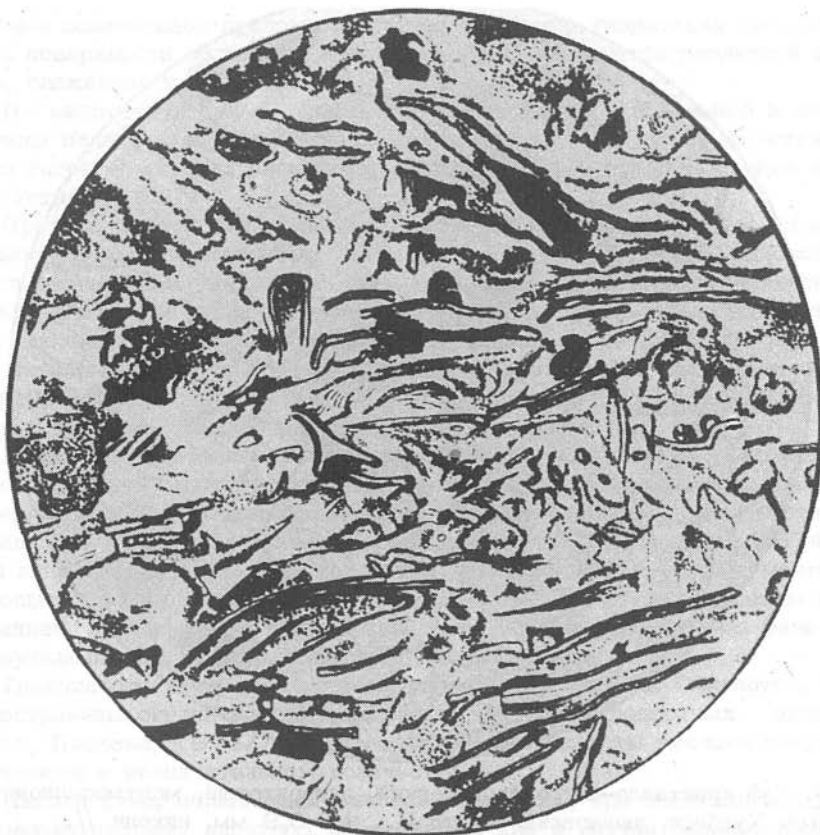


Рис. 7. Туф витрокластический, трахитовый, с волосовидными частицами стекла. Запад Вилуйской синеклизы, р. Марха, харья-юрякская свита  $D_2$ ,  $d = 1,9$  мм, николи //.

Сохранность форм витрокластических частиц зависит от характера перекристаллизации минералов, заместивших стекло. В одних случаях в процессе преобразования пеплового материала агрегаты минеральных новообразований или отдельные их зерна выходят за контуры стекловатых частиц и нарушают изначальное строение породы. В других случаях, отмеченных в кремненых туфах, при аналогичном процессе пепловая структура сохраняется в виде контуров внутри разросшихся зерен кварца или халцедона, что наблюдается под микроскопом при параллельных николях. При скрещенных николях основная масса породы представлена полнокристаллическими агрегатами с мозаичным строением.

Вторичные породы, сформировавшиеся по витрокластическим туфам, весьма разнообразны. Различные их минералогические типы описаны ниже, где подробно приведены их минералогические и структурно-текстурные характеристики. Дополнительные признаки измененных стекловатых туфов зависят от примеси кристалло- и литокластического материалов, специфические особенности которых будут детально рассмотрены при характеристике кристалло- и литокластических туфов.

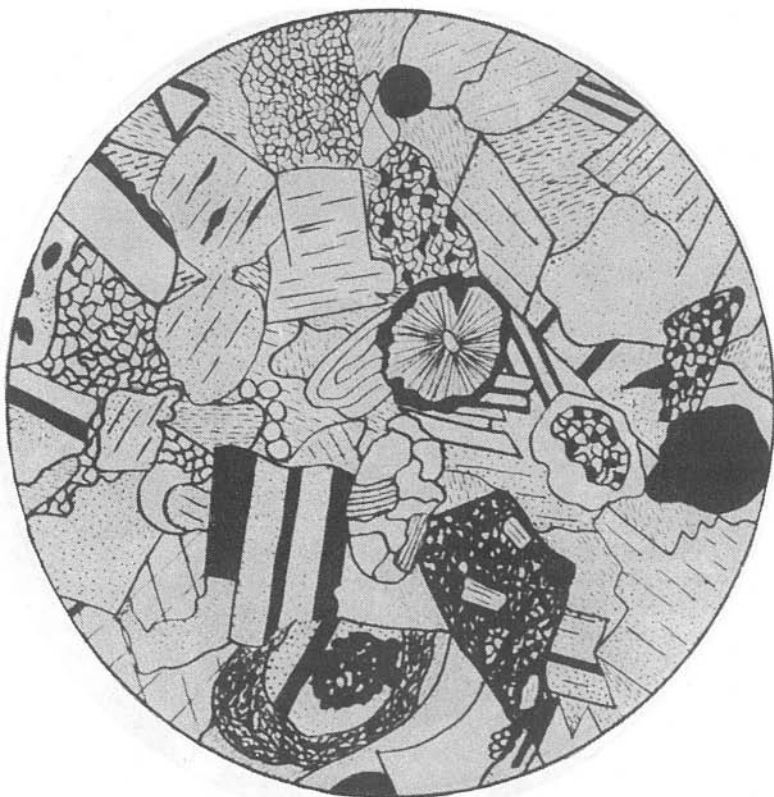


Рис. 8. Туф лито-кристаллокластический, липарито-андезитовый, ломонти-зированный. Тувинский прогиб, аскинская свита  $D_2, d = 1,9$ , николи +.

### КРИСТАЛЛОКЛАСТИЧЕСКИЕ И ЛИТОКЛАСТИЧЕСКИЕ ТУФЫ

Кристалло- и литокластические туфы (рис. 8-10), особенно смешанные их разновидности, по внешнему виду мало отличаются от идентичных по составу терригенных пород, поэтому диагностировать такие породы очень трудно. Множество минеральных и количественных комбинаций вулканокластических компонентов обусловило такое разнообразие туфов, что в классификационной диаграмме, разработанной А.Г. Коссовской /1962/ и В.Д. Шутовым /1972/ для терригенных пород, они могут занимать все поля. Еще ранее было отмечено, что в "пустое" поле диаграммы А.Г. Коссовской попадали некоторые кристаллокластические туфы нижнекаменноугольных отложений Кузнецкого прогиба /Ван, 1967/. В классификационной диаграмме В.Д. Шутова это поле уже выделяется как поле вулканогенно-обломочных пород. Его утверждение о концентрации собственно вулканогенно-обломочного материала к основанию классификационного треугольника следует считать частным случаем, так как даже собственно вулканокластические породы, а не только смешанные вулканогенно-осадочные образования, распространяются на все поля

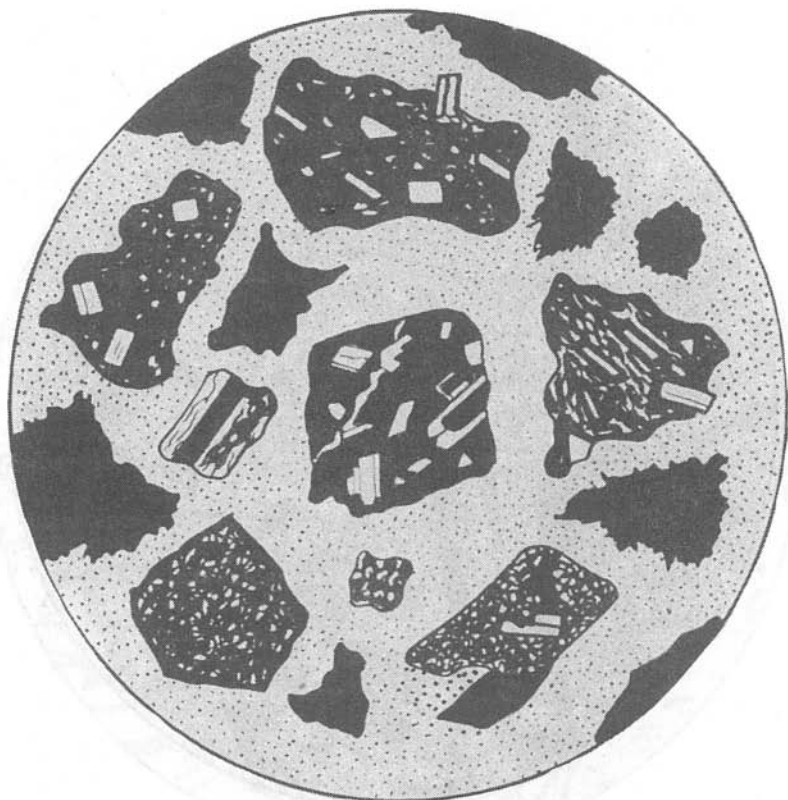


Рис. 9. Туф литокластический, андезитовый. Камчатка, Паужетка, неоген,  $d = 1,9$  мм, николи +.

вплоть до поля существенно кварцевых песчаников. Правда, к последнему полю пока можно отнести только тонкообломочные (алевритовые) туфы, описанные в подонинских слоях верхнего девона Кузнецкого прогиба, в брусской свите нижнего карбона Тунгусской синеклизы и также на некоторых других уровнях.

Точных критериев для разделения кристалло- и литокластических пирокластических пород и терригенных аналогичного состава пока еще нет. Поэтому приходится использовать при диагностике следующий комплекс признаков: морфологические особенности кристалло- и литокластов, их количество, присутствие витрических фрагментов, ассоциация связанных с ними новообразованных минералов, положение в разрезе, отличие от вмещающих пород, общая геологическая ситуация и т.д.

Однако при более тщательном исследовании кристалло- и литокластических туфов можно выявить свойственные только им специфические черты, по которым они могут быть распознаны.

Одним из главных признаков кристаллокластического материала является наличие идиоморфных кристаллов. Они характерны для полевых шпатов и феррических минералов. Пирокластические полевые шпаты нередко имеют зонное строение. Однако большей частью они бывают расколоты на обломки с неполной огранкой. Иногда встречаются удлиненные обломки с полисинтети-

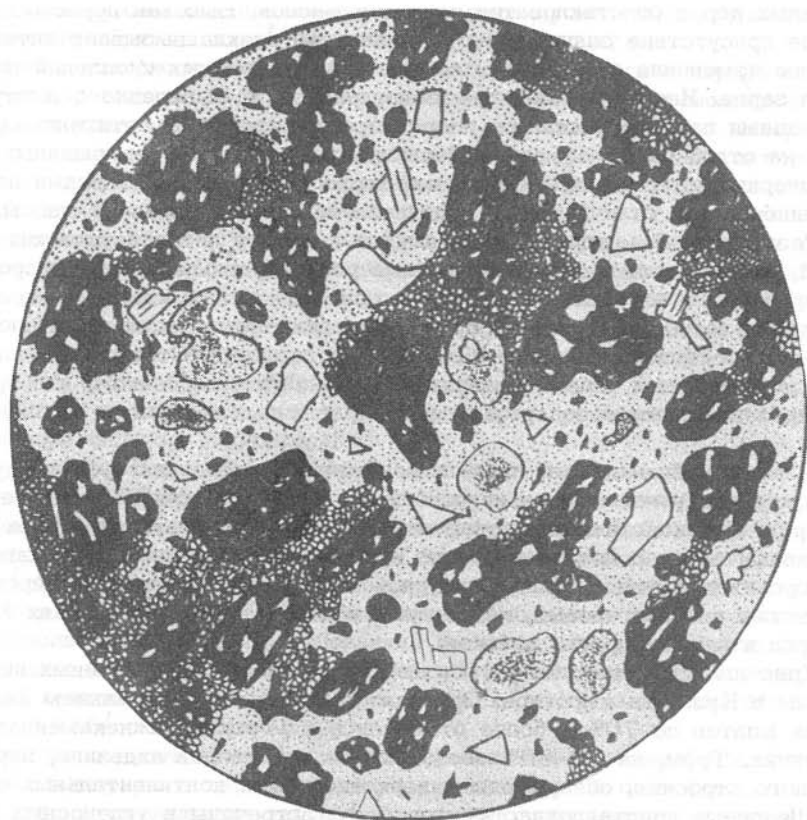


Рис. 10. Туф литокластический, шлаковый, Туруханский район, маковская свита  $K_2$ ,  $d = 1$  мм, николи //.

ческими двойниками, расположенными поперек удлинения. Такие зерна из-за непрочности могут быть принесены только воздушным путем.

Пирокластический кварц реже характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями. Наиболее распространена остроугольная форма в виде копий, серпов, сегментов и также округлых и овальных зерен, которые практически не всегда возможно отличить от окатанных терригенных зерен обломков. Удлиненные зерна часто разбиты поперечными трещинками. Примечательной особенностью кварца из вулканического пепла является то, что его зерна представляют собой монокристаллы с одновременным угасанием и в первичном виде не образуют агрегаты. Этим свойством не обладает резургентный кварц.

Кристаллокласты кварца и полевых шпатов нередко корродированы и несут следы растворения в виде заливообразных полостей, заполненных стекловатым веществом, чаще всего продуктами его изменений — микрофельзитовой массой, глинистыми минералами, карбонатами и другими образованиями, нередко отличающимися от состава цемента. Стекло или афанитовое микрокристаллическое вещество, захваченные из расплава во время извержения, могут сохраняться на кристаллах или зернах в осадке, придавая их поверхности пузырчатое строение.

Литокластические обломки представлены главным образом обломками эффузивных пород со стекловатой базисной массой. Высокая пористость и постоянное присутствие значительного количества стекла вызывает интенсивное вторичное изменение с образованием часто колломорфных скоплений внутри контура зерна. Иногда литокласты имеют рваные края, нередко с выступающими шипами из фенокристаллов. Нередко они расчленены аутигенными минералами на отдельные фрагменты. Первичная пузырьчатость замещенных обломков подчеркивается заполнением пузырьковых полостей карбонатами или другими минералами, отличными от продуктов замещения основной массы.

Резургентный материал, относящийся к классу литокластических образований, может быть представлен весьма разнообразным набором пород. Главными критериями их генезиса являются совместное нахождение с пирогенной кластикой и частое присутствие признаков оплавления и опацитизационной каймы вокруг обломков в виде оболочки бурого цвета. Стекловатая пленка вокруг резургентных обломков является сильнейшим сорбентом, что проявляется через повышенное содержание в ней различных элементов /Гущенко, 1965/.

Чистые разновидности лито- и кристаллокластических туфов будут занимать крайние угловые поля классификационного треугольника для терригенных пород. Литокластические туфы, занимающие поле граувакк, широко распространены в триасовых отложениях Тунгусской синеклизы и Кузнецкого прогиба, хрских осадочных толщах приуральской окраины Западно-Сибирской плиты, а также в палеогеновых, неогеновых и современных отложениях Камчатки, Курил и многих других районов.

Кристаллокластические туфы с высоким содержанием полевых шпатов известны в Кузнецком прогибе. Ортоклазовые туфы с содержанием калиевых полевых шпатов до 70% и более отмечались в морских нижнекаменноугольных отложениях. Туфы, на 70-80% состоящие из кристаллов андезина, нередко зонального строения, обнаружены в верхнепермских континентальных отложениях. Щелочные кристаллокластические туфы встречаются в угленосных толщах Минусинского прогиба и Кокуйской впадины. Кристаллокластические туфы широко распространены в каменноугольных отложениях Тургайского прогиба.

Плаггиоклазы основного состава обладают наименьшей химической устойчивостью, поэтому не могут встречаться в терригенных породах в значительном количестве. В какой-то степени этому правилу подчиняются плаггиоклазы среднего состава. В процессе выветривания они первыми замещаются карбонатами, цеолитами, глинистыми минералами и др. Поэтому наличие в породе большого количества основных и средних плаггиоклазов, а тем более свежих или слабо измененных, свидетельствует об их пирокластическом происхождении. Именно благодаря неустойчивости основных плаггиоклазов в поверхностных условиях исключается возможность их переотложения механической транспортировкой, и их присутствие считается индикатором одноциклического образования осадков /Шутов, 1972/. Среди пирокластических плаггиоклазов среднего состава нередко встречаются кристаллы зонарного строения и их обломки. Для кристаллокластических туфов характерен цеолитовый цемент. Особенно часто в этом качестве выступает ломонтит, который одновременно замещает кристаллы плаггиоклазов, образуя в них заливоподобные внедрения. О пирокластическом происхождении осадка можно судить по нахождению высокотемпературных калиевых полевых шпатов, таких как санидин, который свидетельствует о быстром остывании магматического расплава и почти не наблюдается в терригенных породах.

Высокое содержание темноцветных минералов — базальтических роговых обманок, пироксенов в составе тяжелой фракции пород также считается на-



дежным показателем вулканического происхождения пород /Петтиджон и др., 1976/. Обилие биотита при низком содержании мусковита свойственно пирокластическим образованиям /Bernoulli, Peters, 1974/.

Можно утверждать, что любой минерал, находящийся в породе в концентрации, превышающей фоновое содержание, должен настораживать исследователя, так как не исключается присутствие пирокластического материала. Особенно следует усилить внимание на значительное увеличение в породе однородных неустойчивых компонентов. На однородность состава пепловых отложений указывалось ранее /Розонова и др., 1970/.

Отмечено, что в угленосных отложениях Тунгусской синеклизы частое присутствие пеплового материала сопровождается увеличением количества биотита. Нередко последние наблюдаются в виде "пакетов", в процессе гидратации которых формируются червеобразные агрегаты с замещением каолинитом. В мезозойских отложениях Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в пепловых горизонтах увеличивается содержание роговых обманок, а в туфогенных аргиллитах с остатками граптолитов тяжелая фракция полностью представлена пиритом и пироксеном.

В молодых позднекайнозойских пепловых отложениях Камчатки А.Р. Гептнер /1972/ отмечено присутствие или значительное преобладание только одного темного минерала (пироксенов, амфиболов) и повышенное содержание таких обычно редких в терригенных породах минералов, как апатит (до 58% тяжелой фракции) и циркон (до 12%). Повышенное содержание тяжелых минералов, в частности циркона, позволило многим исследователям использовать их для установления генезиса отложений, идентификации и корреляции пепловых прослоев при помощи изучения морфологических особенностей кристаллов /Stoffler e.a., 1963; Hoppe, Schwab, 1964; Hoppe, 1966/.

Следует отметить, что кроме специфических форм цветные и другие акцессорные минералы в туфах характеризуются довольно однообразным составом. Однако во вмещающих терригенных породах эти минералы имеют менее правильные очертания и отличаются более разнообразным составом. Если накопление пеплового материала есть кратковременный и одноактный процесс, связанный чаще всего с одним источником, то формирование терригенных осадков представляет собой процесс более длительный и сложный. Мобилизация последних идет из области сноса, которая может быть сложена самыми различными породами и во время транспортировки подвергается смешиванию. Поэтому обломочные компоненты разного агрегатного состояния (лито-, кристалло- и витрокласты) в одном и том же пласте туфа чаще всего имеют одинаковый состав, т.е. в риолитовых туфах литокласты состоят из обломков кислых эффузивов, кристаллокласты — из альбита, олигоклаза, кварца, щелочных полевых шпатов и кислого стекла. Исключением из этого правила являются туфы, в которых содержится примесь резургентного материала.

## СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ И ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Большое значение для диагностики пепловых пород имеет минеральный состав цемента. Обычно цементом в туфах служат продукты изменения тонкой вулканической пыли, среди которых наиболее часто встречаются монтмориллонит, цеолиты, хлорит, кремнистые и другие минералы. Цемент характе-

ризуется, как правило, однородным строением. Однако нередко туфы (особенно кристалло- и литокластические) скреплены цементом, осажденным гидрохимическим путем — карбонатами, сульфатами и др. В этих случаях иногда отмечается проявление пятнистости в цементе. Местами в последнем наблюдаются неправильной формы однородные глинистые, цеолитовые или кремнистые выделения, при тщательном изучении которых можно обнаружить иногда контуры замещенного вулканического стекла. Часто минеральные новообразования выходят за контуры витрокластике, слагая неправильной формы агрегаты. Поскольку в лито- и кристаллокластических туфах почти всегда присутствуют стекловатые фрагменты, то такие пятнистые обособления нередки.

Для цемента, образовавшегося по пепловому материалу, характерны также некоторые особенности микроструктуры. Глинистые минералы чаще всего формируются в волокнистые агрегаты, инкрустирующие стенки пор. В центре поровых пространств глинистые скопления имеют тонкочешуйчатое строение или заполнены кварцем, халцедоном и другими минералами. Основная закономерность в расположении тонких глинистых частиц — это упорядоченность, как у глин, образовавшихся из веществ, которые осадились гидрохимическим путем. В терригенных образованиях глинистый цемент представляет собой в основном смесь, в которой помимо глинистых минералов с разноориентированными частицами присутствуют мельчайшие обломочки неглинистых минералов — кварца, полевых шпатов, слюдистого и углистого детрита и т.п.

Специфический механизм поступления вулканического пепла в осадок порождает и своеобразные признаки в текстуре вулканокластических отложений. Текстура пирокластических пород очень разнообразна. Туфы могут быть массивными, слоистыми, часто с признаками оползания и взмучивания. Пепловые туфы нередко образуют тонкое переслаивание, слагая так называемые ритмиты. Туфы в отличие от терригенных пород помимо прямой градационной слоистости иногда имеют обратную. В пирокластических породах отмечается четкая сортированность по слоям.

Туфовые ритмиты возникают в результате периодического поступления и дифференциации пеплового материала при осаждении в водной среде. Пирокластике, состоящая из двух или нескольких компонентов (стекла, обломков минералов и пород), при оседании через толщу воды в момент извержения или же при взмучивании пеплового осадка разделяется по удельному весу: более тяжелые рудные аксессуары первыми достигают дна (если они есть), менее тяжелые кварц и полевые шпаты осаждаются следом, а наиболее легкое вулканическое стекло — последним. Последующая порция пепла дифференцируется таким же образом, формируя от общего объема поступившего материала различной мощности чередующиеся ритмы. Стекловатые слои в процессе постседиментационных изменений преобразуются в глинистые, благодаря чему в осадочных толщах встречаются туфовые ритмиты, начинающиеся со скоплений кристаллокластического материала и завершающиеся глинистыми слоями.

Широко распространены туфовые ритмиты в стратифицированных железных рудах Алтая. Они формировались в условиях активной вулканической деятельности /Калугин, 1970/. Тонкие слои гематита и вулканокластике объединяются в ритмослой с градационным сложением и размывами в их основании. Образование этих ритмитов объясняется периодическим поступлением и взмучиванием кластического материала, отлагавшегося на дне седиментационного бассейна. Главная роль в формировании ритмично-слоистой текстуры отводится не ритмике пеплопадов, а градационному осаждению вулканокластике и рудного илистого вещества при часто повторяющихся сейсмических сотрясениях дна и водных масс бассейна. По этой же причине ритмично-сло-

истая текстура в отдельных горизонтах осложнена текстурой пластической деформации — следами оползания и взламывания слабо консолидированных осадков.

Следует отметить, что подобные текстуры очень характерны для пеплоносных отложений, отражающих беспокойную тектоническую обстановку в периоды проявления вулканической деятельности. В осадочном чехле Западно-Сибирской плиты отличительной чертой горизонтов, обогащенных пепловым материалом, являются следы взмучивания и оползания осадков /Ван, 1973/.

Анализ строения вулканогенно-осадочных циклов или ритмов высоких порядков показывает, что распределение вулканокластического материала в них подчиняется определенной закономерности, выражающейся в изменении состава вулканических пеплов вверх по разрезу от основного к кислому. Нередко в основании таких циклов отмечаются признаки размыва и выветривания. С увеличением расстояния от источников пеплового материала наблюдается постепенное исчезновение вулканогенных продуктов из разрезов рассматриваемых циклов. Происходит постепенная смена вулканогенно-осадочных циклов нормально-осадочными. При этом замещение вулканокластических компонентов осадочными идет снизу вверх по разрезу циклов. В первую очередь из разреза выпадают вулканогенные образования основного состава, залегающие в основании цикла. Они переходят по простирацию в тефрогенные, а затем и в терригенные породы высокой зрелости. Последней из разрезов исчезает пирокластика, слагающая верхние части циклов. Подобное изменение состава пород, образующих циклы, установлено в древних отложениях /Ван, 1972а/. Аналогичные переходы в пространстве вулканических циклов через осадочно-вулканические в осадочные выявлены в областях современного вулканизма /Ботвинкина, 1974/. Выявление особенностей строения и изменения характера цикличности по площади необходимо для практических целей корреляции разрезов, удаленных друг от друга на значительные расстояния. Как видно из вышесказанного, наиболее выдержанным и надежным стратиграфическим репером могут быть вулканические пеплы кислого состава, залегающие в верхних частях однопорядковых ритмов.

Вблизи вулканических центров пирокластический материал отсортирован плохо. С удалением от источников сортированность улучшается. В смешанных типах пород пирокластическая составляющая в пределах каждого гранулометрического класса отсортирована лучше, чем разбавляющий ее терригенный компонент. Поэтому прослой непереотложенных вулканических пеплов отличаются от вмещающих их терригенных отложений по гранулометрическому составу.

При сопоставлении пепловых горизонтов необходимо учитывать, что с увеличением расстояния от очагов вулканической активности не только уменьшается размерность пепловых частиц и улучшается их сортированность, но также изменяется их состав. Вблизи вулканов падают обломки лавы, дальше среди обломков преобладают кристаллы, а на значительном удалении — обломки стекла. При извержении влк. Суфриер (Антильские острова) нижняя более тяжелая часть эруптивной тучи отложила пепел у подножия, состоящий из 50% кристаллов, 36% шлаковых и стекловатых обломков, а также 14% плотных кусочков /Малеев, 1963/. Верхняя часть тучи, отнесенная ветром на расстояние более 1000 км, была насыщена преимущественно обломками стекла. При извержении Ключевского вулкана в 1962 г. наиболее тяжелые минералы отлагались из осевой части пепловой тучи, к краевым частям возрастало содержание легкого зеленого вулканического стекла. Общим для всех вулканов Камчатки является уменьшение доли тяжелых минералов в пепле с расстоянием и увеличение роли кварца и кислого стекла /Соколов, 1973/.

Пирокластические породы в осадочных толщах нередко выделяются по своим механическим качествам. Благодаря предрасположенности пеплового материала к интенсивным постседиментационным изменениям они часто принимают либо очень плотный "фарфоровидный" облик в случае окремнения, альбитизации и адуляризации, либо становятся рыхлыми при образовании монтмориллонита или других разбухающих глинистых компонентов. В Кузнецком прогибе среди многосотметровой балахонской серии с преобладающей темно-серой окраской выделяются своим светлым белесоватым цветом и слабой сцементированностью горизонты вулканогенных пород, обогащенных глинистыми минералами группы монтмориллонита. Анальцимизированные туфы часто характеризуются светлой крапчатостью на темном фоне. Иногда мелким крапом выделяются давсонитизированные пепловые фрагменты.

Пирокластический материал активизирует процессы образования различных конкреций и секретий. Легко разлагающийся и обогащенный различными элементами вулканический пепел является главным источником веществ на ранней стадии породообразования. Диагенетическое перераспределение продуктов разложения пеплового материала приводит к формированию конкреций. Поэтому состав конкреций в значительной степени зависит от состава исходного магматического вещества, который в свою очередь определяется типом вулканизма /Ван, 1969; Бровков, Могилев, 1970/.

Г.Н. Бровков и А.Е. Могилев /1970/ считают вулканизм одним из важных факторов конкрециеобразования, влияющих на минеральный состав, характер фациального распределения, а также интенсивность процессов преобразования и мобилизации освобожденных разложением пепла веществ в конкреции. В вулканогенных образованиях Минусинского и Тувинского прогибов ими установлены следующие разновидности конкреций: карбонатные, кремневые и сложные по составу конкреции с флюоритом, каолинитом, альбитом и другими минералами, микроконкреции пирита, а также секретии с гипсом, целестином, баритом, флюоритом и кварцем.

Приведем некоторые примеры конкрециеобразования в породах, содержащих вулканокластический материал. В альбитизированных туфах алыкаевской свиты Кузнецкого прогиба имеются пиритовые конкреции диаметром до 5 см и более. Здесь же встречаются кварц-халцедоновые конкреции. В глинизированных туфах, туффитах и туфоалевролитах кузнецкой, а также некоторых горизонтов алыкаевской и мазуровской свит отмечаются фосфат-кремнистые конкреции с максимальным содержанием  $P_2O_5$  до 11-24%, серые сидеритовые с содержанием  $P_2O_5$  до 1% и  $Fe_2O_3$  до 20-40%. Два последних типа имеют смешанный фосфат-сидеритовый состав и содержат  $P_2O_5$  от 1,5 до 10-14%.

Черные фосфоритовые конкреции сложены монтмориллонит-гидрослюдистым материалом с примесью осколков кварца, реже полевых шпатов и скрытокристаллического фосфат-кремнистого вещества.

В зонах более глубоко измененных пород глинистый компонент представлен одной гидрослюдой, иногда в ассоциации с кварцем. Во вмещающих конкреции породах появляются обильные скопления новообразований альбита в виде правильных кристалликов и рассеянные кристаллики апатита. Различие в составе конкреций определяется их местом в фациальном профиле накопления осадков. Каждая фация представлена одним конкретным минералогическим типом конкреций, слагающих ряд от прибрежно-континентальных образований гетит-сидеритового и прибрежно-морских фосфат-сидеритового состава до сравнительно удаленных от берега образований фосфат-глинистого и фосфат-кремнистого состава. Количественные содержания фосфатного вещества находятся в прямой зависимости от фациальной обстановки накопления осадков и насы-



шенности их пепловым материалом. Наибольшая концентрация  $P_2O_5$  у собственно пирокластических пород: туфов и туффитов, т.е. у пород, которые не подвергались переотложению, сильно не разубоживались терригенным материалом и сформировались в морской обстановке.

Своеобразные конкреции известны в береговых обнажениях р. Кондомы, где среди массивных пластов зеленовато-серых туфов и туффитов нижнекаменноугольного возраста выделяются белым цветом неправильной формы гнезда, кристаллизованные мелкозернистым кальцитом и желтыми кубическими кристалликами флюорита. В верхнедевонских отложениях Кузнецкого прогиба среди тонкообломочных туфов и туффитов встречаются барито-карбонатные конкреции.

В некоторых случаях пирокластическую природу отложений можно восстановить путем изучения природного остаточного магматизма. Подробности об этом были изложены во 2-й главе.

Свойство вулканических пеплов сорбировать во время извержений различные элементы оказывает значительное влияние на их распространенность в осадках /Башарина, 1949; Товарова, 1958; Гушенко, 1965/. Установлено, что характер сорбции избирателен и зависит от минерального состава пеплов. На пеплах основного состава Ключевского вулкана извержения 1962 г., представленного темноцветными и рудными, а также малоокисленными стеклами, предпочтительно сорбируются К, Na и Mg. На поверхности плагиоклаза и стекла, содержащего сильно окисленное железо, захватываются преимущественно Ca, P и Mn. Высокими средними содержаниями рассеянных элементов (Ti, V, Co, Ni, Zn, Zr и др.) отличаются литокластические туфы в древних отложениях /Литология..., 1967/. По сравнению с терригенными породами содержание этих элементов в вулканогенных образованиях в 1,5–2 раза больше. В кислых разностях пород отмечается повышенное количество Zr, Ga и Pb.

Следует подчеркнуть, что резкое повышение содержания рассеянных элементов в разрезе нередко свидетельствует о присутствии пеплового материала.

Геохимические исследования показали, что более высокое содержание рассеянных элементов по сравнению с терригенными породами свойственно вулканокластическим образованиям среднего и верхнего палеозоя Кузнецкого прогиба. Особенно контрастно это различие проявляется в карбонатных толщах, что подтверждается также данными по распределению рассеянных элементов в нижнепалеозойских отложениях Сибирской платформы, где количество компонентов в пирокластических породах может превышать фоновое содержание на порядок и более.

③

### ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

#### Глава В СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В поведении вулканокластического материала при наземных и подводных (морских) извержениях есть принципиальное различие /Казанский, 1976, 1983; и др./. Оно заключается прежде всего в том, что среды, в которых производятся выбросы частиц, имеют разную плотность (воздух и морская вода). Кроме того, частицы в обстановке наземных извержений лучше сохраняют абсорбированные газы и растворы, тогда как материал из подвод-



ных вулканов, переходя в осадок, более насыщен морской водой, в которой сорбированные компоненты быстрее растворяются /Шенью и др., 1965/. Таким образом, постседиментационные изменения вулканокластического материала различного генезиса при прочих равных условиях будут происходить по-разному.

Области активного вулканизма могут располагаться на территориях, характеризующихся самыми различными физико-географическими условиями. Вулканы действуют в континентальной обстановке, образуют островные дуги, рождаются на дне морей и океанов. Извергнувшийся рыхлый вулканокластический материал разносится ветром или течением, перемещается в виде грязевых и пирокластических потоков, скатывается по склонам под воздействием временных потоков во время дождей и таяния снегов, а также под действием собственного веса. При этом обломочный материал разделяется по крупности и составу. Дальнейшая судьба вулканокластического материала до поступления его в конечный бассейн седиментации зависит от условий, в которые он попадает. Поэтому важное значение для установления закономерностей вулканогенно-осадочного литогенеза имеет изучение рыхлых продуктов извержений, главным образом, его основного компонента – вулканических пеплов. Особый интерес представляет выявление характера отложения, переотложения и окончательного захоронения этой крайне неустойчивой и подвижной части пирокластического материала.

Переотложенная, частично окатанная и отсортированная вулканокластика, образованная из рыхлых нелигифицированных продуктов, синхронных вулканизму, называется тефроидами или тефрогенными образованиями /Дзоенидзе, Хворова, 1970/. Этот материал формируется в периоды прекращения вулканической активности, когда обломки еще не сцементированы и продолжают скатываться со склонов вулканов и разноситься дальше или переотлагаться в бассейне седиментации. Период от одного извержения до другого в геологическом смысле занимает небольшой промежуток времени, поэтому тефроиды считаются синхронными вулканизму и могут быть использованы как геологические реперы проявления вулканизма /Малеев, 1982/. При длительном поствулканическом процессе рыхлый вулканокластический материал может лигифицироваться и образовать вулканотерригенные породы. В областях современного вулканизма тефроиды могут формироваться разными путями, образуя специфические генетические типы тефрогенных накоплений. Скорость образования тефроидов различных генетических типов разная, но их общей особенностью является сравнительно короткий отрезок времени.

По данным Е.Ф. Малеева /1982/, формирование тефрогенного материала из вулканокластики, выпавшей на склоны вулкана, происходит приблизительно в течение одного года. При выпадении тефры на морской пляж ее обработка и сортировка прибором заканчивается в течение 1–2 мес. Примером может служить Авачинский вулкан, у подножия которого ежегодно отлагается тефроидный материал. Несколько медленнее лавокластический материал превращается в тефрогенный, но лавовые потоки, изливающиеся в море, разрушаются весьма быстро. Скоротечное поступление большого объема вулканокластики и сравнительно быстрая ее обработка приводят к формированию значительной мощности толщи тефрогенных накоплений. За десятки лет образуются толщи тефроидов в несколько десятков метров, как на побочном конусе влк. Алайд, или за тысячи лет – в сотни метров, как по периферии Ключевской, Авачинской и других групп вулканов /Малеев, 1982/.

Процессы переотложения вулканокластического материала и формирование ныне называемых тефроидов или тефрогенных отложений рассмотрены И.И. Гущенко /1966/ на примерах продуктов эруптивной деятельности вул-

канов Северной Камчатки. Им установлено, что вулканокластический материал семи вулканов, действовавших в интервале голоценового времени, состоит из 7% грубообломочной пирокластики, радиус распространения которой до 80 км, и 93% пепловых отложений. Последние распределены в пространстве следующим образом: 50% откладывалось в акватории Охотского моря и в примыкающей к восточному побережью части Тихого океана, 43% приняло участие в формировании рыхлых континентальных вулканических толщ, покрывающих сплошным покровом прилегающую к вулканам территорию. По характеру размещения рыхлого пирокластического материала на площади размером в 20 тыс. км<sup>2</sup>, примыкающей к эруптивным центрам, И.И. Гуценко /1966/ выделяет четыре зоны.

1. Зона интенсивного переотложения пирокластического материала, соответствующая возвышенным участкам, лишенным растительности, и занимающая 75% территории. Здесь пепловые отложения не могут сохраниться в интервале времени до 1700 лет.

2. Зона умеренного переотложения пеплового материала, представленная возвышенностями от 300 до 800 м абс. высоты и охватывающая 13% территории. В этой зоне пепловые толщи размываются в интервале времени 1700–5000 лет.

3. Зона слабого переотложения пеплового материала, располагающаяся на небольших пологих возвышенностях с отметками 40–300 м абс. высоты и занимающая около 10% территории. Толщи пеплового материала уничтожаются в интервале времени 5–10 тыс. лет.

4. Зоны ловушки, представляющие собой участки накопления рыхлых вулканических толщ, экранированных сверху лавовыми потоками или моренными отложениями. Они занимают около 2% территории. Разрушение таких ловушек затруднено и длится от 10 до 40 тыс. лет. Таким образом, на рассматриваемой территории вулканокластического материала, слагающего наземные отложения, остается только около 10%, у которых большая часть – грубообломочные компоненты. Пепловые отложения в окончательном захоронении в бассейне седиментации составляют уже 90% всего извергнутого материала. Конечными бассейнами седиментации являются геосинклинальные прогибы или отдельные изолированные морские бассейны, примыкающие к областям активного вулканизма. По данным И.И. Гуценко /1966/, такие седиментационные бассейны занимают около 15% пространства Мирового океана.

Процесс накопления вулканогенно-осадочного материала в континентальных или морских условиях существенно отличается от механизма образования нормально-осадочных толщ, что обусловлено весьма сложной и многообразной формой проявления вулканической активности. Весьма важная задача исследования – установление особенностей формирования вулканогенно-осадочных толщ с выявлением доли участия вулканических и других нормально-осадочных процессов.

С целью выявления этих закономерностей нами ниже будут рассмотрены различные генетические типы континентальных и морских вулканогенно-осадочных отложений.

## ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

### В КONTИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДКАХ

Накопление вулканокластического материала в континентальных условиях происходит в воздушной, водной и ледовой средах (табл. 6). Для каждой из них характерны свои наборы типов движения, определяющих особен-

Таблица 6

Схема типизации ландшафтно-динамических зон и их подразделений континентальной седиментации /Казанский, 1983/

Среда	Преобладающий характер движения среды			
	прерывисто- поступатель- ный	устойчиво- поступатель- ный	колебательный	статический
Воздушная	Эоловые зоны		-	Гравитационные (осыпи, обвалы и пр.)
Водная	Проллювиаль- ные зоны	Речные зоны	Прибрежные озерные суб- зоны	Водно-гравитаци- онные (старич- ные и глубоковод- но-озерные) суб- зоны
Ледовая	Ледниковые зоны		-	-

ности переноса и захоронения частиц. Вместе с тем накопление вулканокла-стики имеет ряд специфических особенностей. Прежде всего это связано с характером поступления материала, который в областях, непосредственно при-мыкающих к зоне вулканической деятельности, тесно связан с процессами вул-канизма, типами извержений.

Наиболее грубообломочные накопления сконцентрированы вблизи вулка-нов. Такую своеобразную область аккумуляции вулканогенного материала представляют собой подножия вулканов, особенно стратовулканов /Краевая, Малекесцев, 1969/.

Среди комплекса вулканогенных осадков выделяются эксплозивные пи-рокластические потоки. Отложения пирокластических потоков образуются при извержениях сильно газонасыщенной магмы андезитового и липаритового со-ставов. В результате интенсивного газовыделения в момент извержения рых-лый вулканокластический материал приобретает очень высокую подвижность и перемещается подобно жидкости. Пирокластические потоки часто передвигают-ся с большой скоростью и на значительные расстояния, измеряемые десятка-ми километров. Отложения пирокластического потока влк. Безымянного имеют мощность около 20 м. Он сложен слабо уплотненной породой светло-серого цвета, образующей неслоистую толщу с беспорядочным распределением обло-мочного материала, из которого на долю грубообломочного приходится около 35%, остальная часть обломочного материала - на более мелкие (менее 2 мм) частицы, служащие заполнителем. Преобладающий максимальный размер об-ломков 0,5-0,6 м, изредка встречаются глыбы до 1,0-1,5 м. Обломки пред-ставлены роговообманковыми андезитами. Более грандиозный по объему и за-нимаемой площади пирокластический поток выброшен при образовании каль-деры влк. Авачинского. По петрографическому составу изверженный матери-ал более основной и содержит много грубообломочного шлака темно-серого цвета. Пирокластический поток, скатываясь вниз по склону вулкана, затопля-ет на своем пути долины, овраги, выравнивая местность. В результате обра-

зуется слабонаклонная волнисто-грядовая равнина, вытянутая относительно центра извержения.

К взрывным пирокластическим потокам Л.Н. Ботвинкина /1974/ относятся игнимбритовые покровы и потоки, отложения раскаленных лавин, палящих туч, пепловых, а также пемзовых потоков и покровов.

Игнимбритовые покровы и потоки образованы рыхлыми пирокластическими отложениями кислого состава, а также их спекшими и сплавленными разностями, которые возникают вследствие извержения сильно газонасыщенного магматического расплава. Многократное извержение такого подвижного и раскаленного вещества приводит к формированию пепловых покровов и потоков большой мощности и объема. Площади, занимаемые игнимбристыми покровами, составляют сотни и тысячи квадратных километров при мощности в десятки и сотни метров.

Игнимбристые покровы и потоки сложены породой с обломочной пепловой структурой. Основная масса состоит из деформированных обломков вулканического стекла, местами сваренных между собой в агрегаты с флюидальной текстурой, обусловленной субпараллельной ориентировкой сплавленных пепловых частиц. Отдельные фрагменты стекла (фьямме) отличаются пламенивидной формой с расщепленными растрепанными концами. Они как бы обтекают встречающиеся включения. Включения кристаллов кварца, полевых шпатов и других минералов имеют характерную форму, выразившуюся в наличии глубоких "заливчиков" с плавными переходами, иногда настолько сильно развитыми, что можно только наметить контур кристалла.

Текстура пород игнимбристых потоков преимущественно флюидальная с признаками спекания отдельных частиц, обтекания и огибания включений. Игнимбристые отложения связаны преимущественно с наземным вулканизмом.

Отложения раскаленных лавин Л.Н. Ботвинкина /1974/ выделяет в отдельный генетический тип отложений палящих туч. Характерная черта этих отложений — кислый и средний состав слагающих их обломочных компонентов, однородность петрографического состава обломков, неокатанная и обитая форма и неотсортированность обломочного материала. По гранулометрическому составу раскаленные лавины мало отличаются от пирокластических потоков. Характерным признаком первых является присутствие раскаленного агломератового материала, образование которого сопровождается формированием экстремальных куполов. Иногда лавина изливается из открытого кратера. Сортировка агломератового материала выражена тем лучше, чем меньше лавина. Крупнообломочный материал сосредоточен в ее боковых валах и во фронтальной части, между валами преобладают мелкообломочные отложения. При прохождении крупных пирокластических потоков такой четкой сортировки материала не наблюдается.

Площади, занимаемые этими образованиями, измеряются десятками и первыми сотнями квадратных километров при мощности от десятков сантиметров до нескольких метров. Протяженность потоков раскаленных лавин от сотен метров до нескольких километров. Текстура пород, слагающих эти потоки, неслоистая, часто брекчиевидная. Отложения раскаленных лавин формируются у подножия вулканов. В ископаемом виде они идентифицируются как агломератовые туфы.

Отложения палящих туч формируются в результате мгновенного выброса очень вязкого магматического вещества в виде газовой-твердой суспензии. Образование их сопровождается сильной взрывной волной, несущей тонкий вулканический пепел, и высокой температурой, достигающей сотни градусов. Литофицированные накопления палящих туч представлены туфами, состоящими из неотсортированных частиц песчаной и алевроитовой размерности. Текстура не-



слоистая, массивная. Отложения палящих туч в ископаемых толщах рассматриваются как признак наземного вулканизма.

Пепловые и пемзовые потоки, а также покровы сложены преимущественно обломками пемзы и витрокластическим пеплом различной размерности. Залегают они в виде слоев мощностью до десятков метров, состоящих из неотсортированного и неслоистого пирокластического материала. Состав пепловых и пемзовых потоков обычно кислый. Ископаемые аналоги этих образований представлены пепловыми туфами. Иногда в них отмечаются признаки спекания. Пепловые и пемзовые потоки и покровы занимают обширные площади и сопровождаются образованием кальдер.

Примером пемзовых потоков являются отложения, распространенные в районе оз. Курильского на Камчатке, где Т.С. Краевая /1969/ выделила как особый тип пирокластические потоки, представленные пемзами дацитового и липаритового состава и пемзовидными андезитами. Мощность потоков от 1 до 40 м, а сложных потоков до 100 м. Отложения неотсортированные и неслоистые. Существуют взаимные переходы между пепловыми пемзовыми потоками. В мощных пемзовых толщах присутствуют пемзовые отложения разных генетических типов: пемзовых потоков, пемзопадов и перетолженной пемзы.

К классу грубых эксплозивных образований отнесены отложения направленных взрывов, шлаковых конусов, грубой тefры и пемзопадов.

Отложения направленных взрывов образуются в результате разрушения вулканической постройки, поэтому обломочный материал представлен преимущественно породами предыдущих извержений, т.е. является резургентным. Этот материал состоит из грубых неотсортированных обломков разного размера и более мелкообломочного матрикса. В составе последнего, кроме резургентного материала, присутствуют обломки лапиллей и пепел. Петрографический состав обломочного материала направленных взрывов весьма неоднороден и определяется составом пород разрушенной части вулканической постройки и ее фундамента.

Рыхлый материал направленных взрывов распределяется по поверхности подстилающего рельефа несколько иначе, чем отложения пирокластических потоков. Отложения направленного взрыва образуют нагромождения глыб и мелкодробленного материала от дресвы до пелита. Форма обломков преимущественно угловатая. При переносе взорванной части постройки происходит некоторая сортировка материала. Площадь, занимаемая этим типом отложений, измеряется десятками и первыми сотнями километров при мощности продуктов одного взрыва от единиц до десятков метров. Отложения направленных взрывов подстилаются толщами с широким развитием текстур нарушения, оползания, смятия и т.д., что свидетельствует о проявлении сейсмической активности, предшествовавшей взрывам.

Отложения шлаковых конусов представлены скоплением шлаков самых различных форм и размерностей (от нескольких миллиметров до нескольких метров в поперечнике). Высота шлаковых конусов может достигать сотни метров. Часто совместно с шлаками встречаются вулканические бомбы и более мелкий пирокластический материал. Кроме конусов шлаковые накопления могут образовывать шлаковые мантии, перекрывающие сверху вулканический конус, сложенный другим материалом. Шлаковые конуса часто встречаются на склонах вулканов и приурочиваются к региональным трещинам и разломам.

Отложения грубой тefры образованы грубым пирокластическим материалом — бомбами, лапиллями, глыбами и обломками пород вулканической постройки, иногда с примесью кусков пемзы и шлака. Связующая масса представлена более раздробленным материалом аналогичного состава, а также грубым пеплом.



Наиболее крупный и тяжелый материал (вулканические бомбы) разносится недалеко и откладывается вблизи центров извержений, чаще всего на склонах вулканических конусов. Более мелкий материал (лапилли и вулканический пепел) оседает у подножий вулканов и дальше. В процессе развития вулкана у подножия накапливается своеобразная слоистая толща, облегающая сплошным чехлом почти все формы рельефа. Толща состоит из различных по цвету, размерам обломков, мощности, петрографическому составу, степени изменения прослоев пирокластического материала и более редких и тонких по мощности гумусированных горизонтов. Последние образуются в периоды замишья вулканической активности, когда на пирокластическом материале успевают прорасти растения и сформироваться почвенный покров. Мощность почвенно-пирокластических чехлов измеряется от нескольких метров до 6-10 м. На Камчатке почвенно-пирокластический чехол отмечается повсеместно, за исключением очень крутых склонов. С удалением от вулканов мощность и размер обломочного материала этих чехлов уменьшаются.

Разброс вулканических бомб вокруг кратера вулкана обычно происходит в радиусе нескольких километров, чаще в пределах сотен метров. В ископаемом виде это обычно агломераты, вулканические брекчии и грубообломочные туфы кислого и среднего состава. Текстура пород преимущественно неслоистая, неоднородная, брекчиевая. Накопления этого генетического типа плохо сохраняются.

Отложения пемзопадов слагаются из осадков эруптивных туч, представленных обломками пемзы. Они могут покрывать огромные площади. Механизм их формирования сходен с процессом образования пеплопадов и отличается от последних только составом пирокластического материала. Появление отложений пемзопадов связано с сильными вулканическими взрывами, примером которых может служить извержение влк. Кракатау в 1883 г. Наземные пемзовые отложения легко размываются, переходя в разряд тефроидов. Переотложенная пемза может занимать большие площади. Так, в Гватемале пемзовый покров занимает площадь в тысячи квадратных миль. На Камчатке пемзовые покровы имеют мощность до 100 м и более.

Таким образом, вулканогенный комплекс накоплений, слагающих подножия вулканов, характеризуется следующими признаками: 1) образует пологонаклонный равнинный рельеф, осложненный мелкими валами; 2) не сортирован по гранулометрическому составу и не слоист, иногда отмечается некоторая концентрация крупных глыб и обломков к фронтальной и боковым частям потоков, обусловленных механизмом движения лавин и потоков; 3) обломки в пирокластических потоках главным образом сглаженные, в раскаленных лавинах — угловатые; 4) петрографический состав однородный в пирокластических потоках и более разнообразный в раскаленных лавинах.

Флювиальный комплекс представлен вулканогенно-пролювиальными осадками, которые объединяют обломочные накопления, сформированные в результате переотложения текучими водами рыхлого материала недавних извержений и размыва более древних пород, образующих саму постройку вулкана.

Отложения, образованные бурными временными потоками, называются грязевыми потоками или лахарами. В условиях Камчатки они возникают как следствие интенсивного таяния снежного покрова во время активизации вулканической деятельности. Вода увлекает со склона вулкана огромное количество рыхлого материала, представляющего вулканическим пеплом, лапиллями, бомбами и глыбами. Вынесенный материал откладывается у подножия вулкана, образуя наклонные равнины. Толщи, сложенные материалом грязевых потоков, имеют мощность до 80 м. Они окрашены в различные цвета и характеризуются грубой параллельно склону вулкана слоистостью, обусловленной

чередованием пачек мощностью до 10 м, Петрографический состав обломков разнородный. Присутствует много обломков шлаков. Форма обломков обитая, угловатая. В заполнителе преобладает песчаная фракция.

Помимо грязевых потоков существуют так называемые отложения "сухих" рек, выносы которых в дельтовой части кольцом шириной 20–25 км опоясывают периферическую часть подножия вулкана. У сухих рек отмечается резкое преобладание дельтовых отложений над долинными. В долинах сухих рек пролювий слагает локальные террасы высотой от десятков сантиметров до 10 м. Пролувий представлен темно-серой грубообломочной толщей с линзовидной слоистостью. Размер обломочного материала вниз по склону уменьшается и одновременно увеличивается его степень окатанности. В отличие от грязевых потоков заполнитель содержит меньше алевроитовых и пелитовых частиц. Состав обломков разнородный и представлен продуктами современной вулканической деятельности и обломками разновозрастных пород постройки. Комплекс обломочных накоплений подножий стратовулканов представлен ледниковыми накоплениями, которые состоят из морен и флювиогляциальных отложений. Моренные отложения широко распространены у подножий вулканов Камчатки. Отложения ледников, областями питания которых служили вулканы, существенно отличаются от аналогичных образований невулканических областей. По составу обломки представлены исключительно эффузивами и отличаются большой мощностью (до 100 м и более) и свежестью. Кроме того, заполнитель этих отложений содержит в 2–3 раза меньше пелитовых частиц. Повышенная глинистость отмечается только при наличии гидротермально измененных пород в области питания ледника.

Флювиогляциальные отложения широко развиты в пределах подножий стратовулканов Камчатки и также образуют обширные пологонаклонные равнины. Характер этих осадков – гранулометрический состав, слоистость, мощность, образование ими формы рельефа – не отличается от особенностей отложений сухих рек. Только отмечается лучшая окатанность обломочного материала, большая грубозернистость в верховьях долин и меньшее содержание пелитового материала, чем в вулканогенно-пролювиальных толщах.

Накопление аллювиальных и озерных отложений в вулканических областях также имеет свои особенности. Т.Н. Кременецкая /1977/ указала, что формирование аллювиальных отложений в вулканической области отличается подачей большого объема рыхлого вулканического материала, который нередко подпруживается лавовыми, пирокластическими и лахаровыми потоками и сопровождается частыми землетрясениями. Такая своеобразная обстановка создает специфическое распределение обломочного материала, а также состав, структуру и текстуру аллювиальных осадков. Значительные колебания в интенсивности поступления в осадки вулканокластического материала отражаются на неравномерных изменениях мощностей ритмов, их гранулометрического состава и строения как по латерали, так и по вертикали (рис. 11, 12). Общей чертой для всех аллювиальных накоплений является значительно худшая сортировка, чем в областях невулканических, из-за примеси пирокластического материала разных размерностей. Особенность пойменных и русловых отложений – появление среди тонкозернистых осадков включений лапиллей, бомб и кусков окатанной пемзы, а вблизи вулканов – широкое распространение включений лавовых глыб, реже подушек и шаров, промежутки между которыми заполнены более мелким аллювиальным материалом. Специфика аллювиальных отложений представляется в обратной градационной ритмичности, которая возможна при наличии в осадках пемзового материала, а также частым нарушением слоистости с возникновением сложных складчатых деформаций и текстуры взмучивания и оползания осадков. Кроме того, спокойное напластование

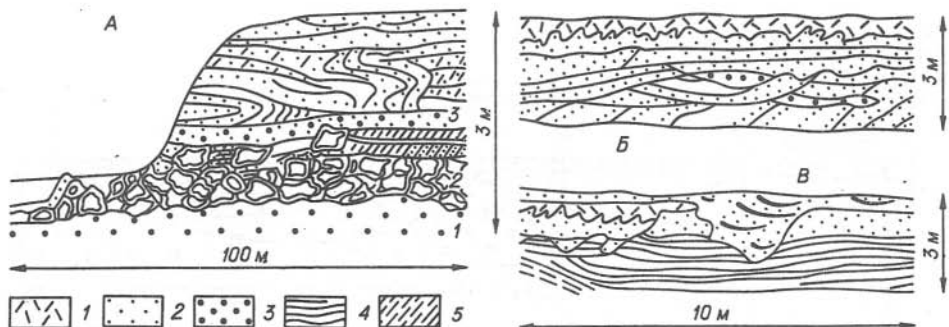


Рис. 11. Аллювиальные отложения вблизи действующих вулканов (по Т.Н. Кременецкой /1977/).

А — контакт русловых (1,3) и лавовых (2) образований в толще аллювиальных отложений 5-метровой террасы р. Камчатка; Б, В — вулканопролювиальные прослои (грубая и крупная тефра) среди пойменных отложений в долине р. Камчатка в районе влк. Толбачик.

1 — вулканический пепел, 2 — песок, 3 — галечник, 4 — глина, 5 — суглинок.

нередко нарушается внедрением мелких даек, шлаковых конусов и более частыми вторжениями лавовых, пирокластических и лахаровых потоков.

Спазматическое поступление огромных масс вулканокластического материала в короткий промежуток времени приводит к быстрому изменению фациальных обстановок, вследствие чего происходит частая смена их по латерали, повышается мощность осадков с быстрым выклиниванием к периферии толщ. Все это существенно влияет на соотношение фаций и их стратификацию.

Особенности состава, строения и текстуры озерных отложений в вулканических областях зависят главным образом от условий поступления вулканического материала. Ландшафтные и климатические факторы играют второстепенную роль. Т.Н. Кременецкая /1977/ по типам питания озер выделяет три разновидности: отложения озер с вулканическим питанием, озерные отложения, питающиеся из вулканических и вулканосадочных источников, и озерные отложения с вулканосадочным питанием.

Озера являются основными аккумуляторами вулканокластических осадков в вулканических областях. Если, с одной стороны, вулканические процессы способствуют формированию озер через подпруживание рек пирокластическими, лахаровыми потоками и продуктами направленных взрывов, а также образованию вулканотектонических депрессий, кальдер и мааров, то, с другой стороны, они же представляют собой источники осадочного материала. Питание озер осадками обеспечивалось пеплопадами, эруптивными камнепадами (выбросами бомб и лапиллей), выносами лахаровых, вулканопролювиальных, пирокластических и лавовых потоков. Такое разнообразие в источниках обломочного материала определило весьма пестрый минеральный состав, различные структуры и текстуры озерных осадков, а также значительно повлияло на фациальный тип и особенности формирования (рис. 13).

Характерным признаком озерных отложений вулканических областей является весьма разнообразный набор пород, отличающийся резкими переходами по гранулометрическому и минеральному составу, плохой сортировкой об-

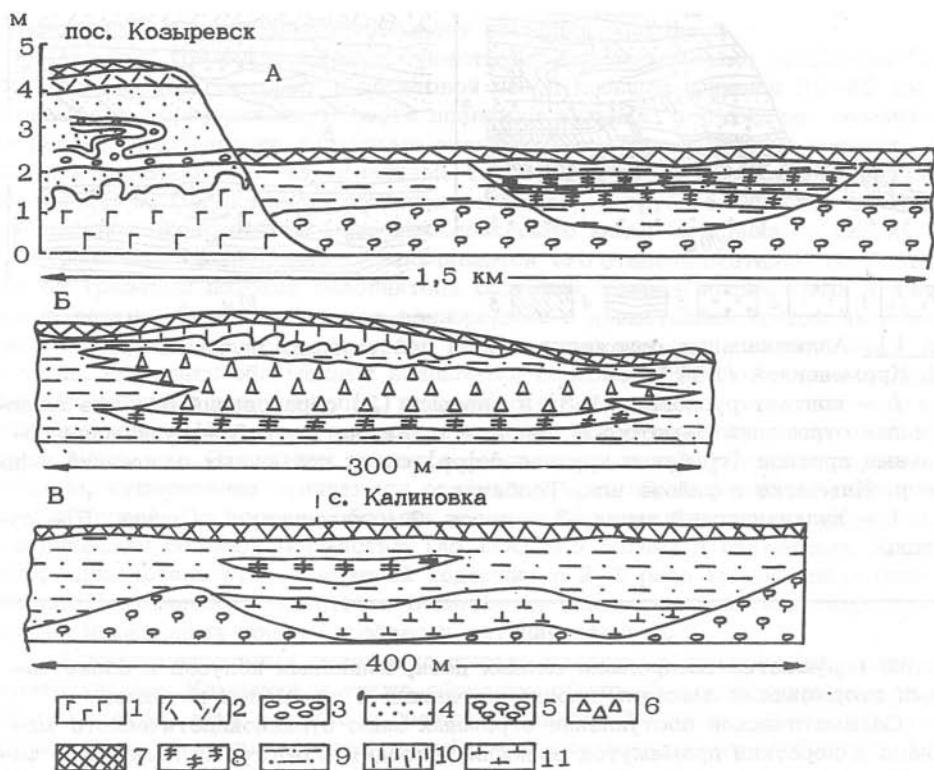


Рис. 12. Фациальный и вещественный состав голоценовых пойменных отложений в долине р. Камчатка в районах активных вулканов (А) и в удалении от них (Б, В) (по Т.Н. Кременецкой /1977/, фрагменты).

1 - базальты; 2 - туф пепловый; 3 - галечник; 4 - песок; 5-11 - генетические типы отложений: 5 - русловые, 6 - вулканопролювиальные, 7 - почвенно-пирокластические, 8 - отложения болот, 9 - пойменные, 10 - пеплопадов, 11 - озерные.

ломочного материала, большей грубостью и мощностью по сравнению с однотипными фациальными породами невулканических областей. Сравнительно хорошей сортированностью характеризуются только собственно терригенные озерные отложения и вулканические пеплы среди них. Озерным отложениям вулканических областей свойственно широкое распространение специфических текстур нарушения слоистости: обрушения, оползания, скольжения, внедрения, взмучивания и др., вызванных быстрой подачей большого объема обломочного материала и периодическим встряхиванием.

Своеобразно проявление ритмичности в разрезах озерных отложений, которое зависит от масштаба участка источников питания. При преобладании вулканического фактора фоновое терригенное осадконакопление бывает резко подавленным и ритмичность выступает только за счет характера распределения вулканокластического материала. В результате возникают толщи, состоящие из чередующихся терригенных и вулканических ритмов. При одновременном и равнозначном по объему поступлении обломочного материала возникают сложно построенные и неупорядоченные ритмы.

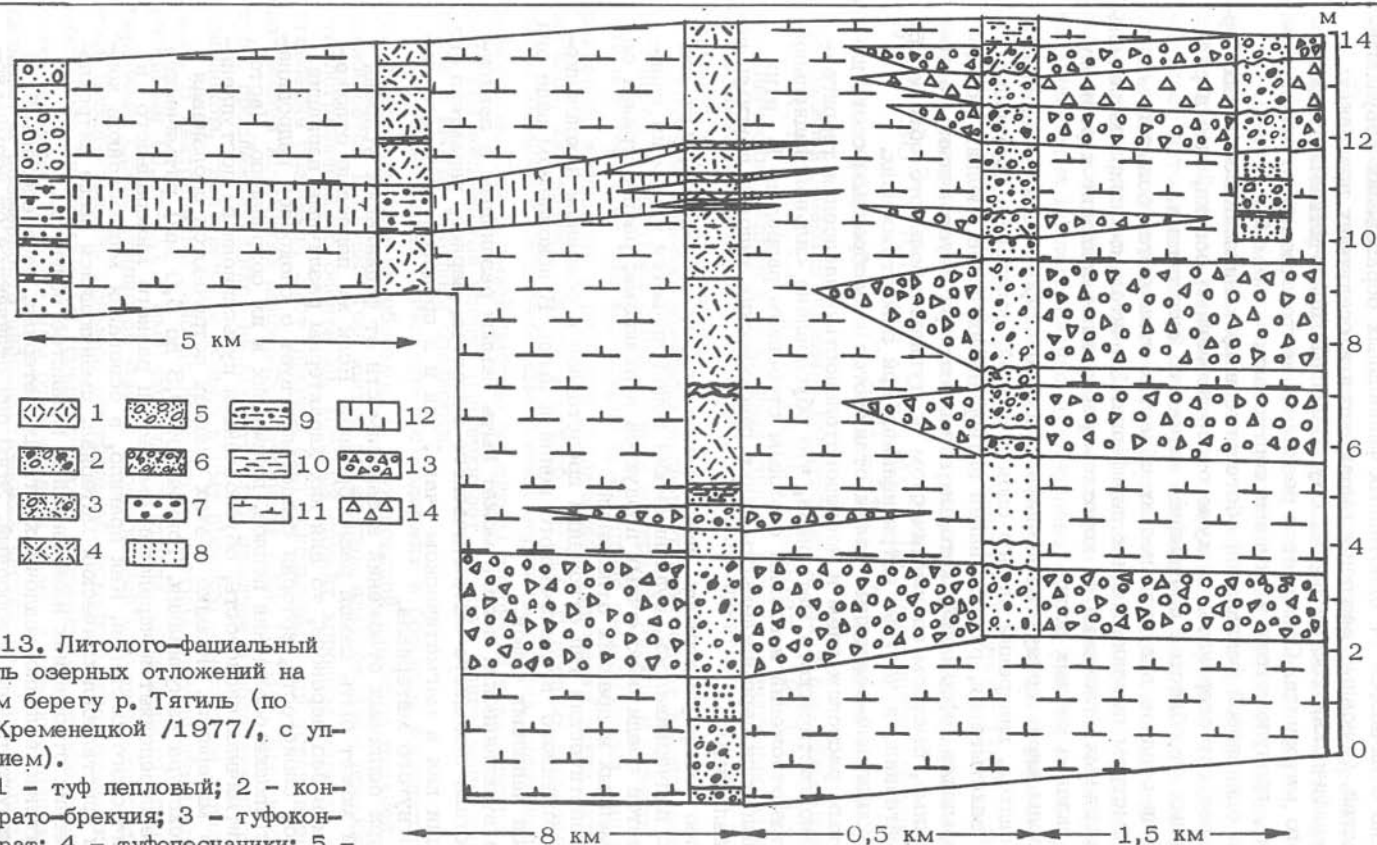


Рис. 13. Литолого-фациальный профиль озерных отложений на правом берегу р. Тягиль (по Т.Н. Кременецкой /1977/, с упрощением).

1 - туф пепловый; 2 - конгломерато-брекчия; 3 - туфоконгломерат; 4 - туфопесчаники; 5 - конгломерат с песчаным заполнителем; 6 - конгломерат с песчано-алевритовым заполнителем; 7 - гравелит; 8 - песчаник; 9 - глина с гравием; 10 - глина; 11-14 - генетические типы отложений; 11 - озерные, 12 - пеплопадов в озере, 13 - лахаровые потоки в озере, 14 - вулканопролювиальные потоки в озере.



Обобщая приведенные сведения, можно сказать, что континентальные отложения вулканических областей характеризуются своеобразной спецификой и существенно отличаются от однотипных фациальных образований невулканических областей. Основные различия выражаются в следующих признаках:

1. Специфический состав пород, обусловленный присутствием вулканокластического материала. Отмечается резкая их контрастность по минеральному составу, гранулометрии и степени сортировки.

2. При одинаковой фациальной обстановке в вулканических областях формируются более грубозернистые и хуже отсортированные осадки, чем в районах, удаленных от областей проявления активного вулканизма.

3. Толщи осадков в вулканических областях отличаются большей мощностью при быстром выклинивании к периферии. Значительное сокращение мощности аллювиальных отложений на коротком расстоянии приводит к резкому увеличению уклонов речных долин.

4. Породы характеризуются специфической текстурой: взмучивания и оползания осадков, внедрения одного слоя в другой, волочения, обрушения, скольжения, закатывания, разламывания затвердевших слоев, мелких складчатых и разрывных деформаций, которые возникают при неустойчивом тектоническом режиме, быстром спазматическом поступлении большого объема обломочного материала и частных встряхиваниях при землетрясениях.

5. Вулканогенно-осадочные толщи отличаются своеобразным соотношением, взаимным расположением и последовательностью наслоения терригенного и вулканокластического материала, что обусловлено сильной фациальной изменчивостью отложений и весьма сложным строением разрезов. В этих толщах наблюдается перемежаемость одних генетических типов с другими, часто резко различными.

Наиболее обширную площадь занимают отложения пеплопадов. Как уже неоднократно подчеркивалось, вулканический пепел является одним из главных компонентов среди обломочных продуктов вулканизма; распространен он среди современных и древних отложений.

Этот генетический тип отложений представлен в основном накоплениями непереотложенного вулканического пепла и пыли. В ископаемом виде они образуют слой пепловых туфов.

Состав вулканических пеплов может быть самым различным в зависимости от состава исходного магматического вещества, вернее, характера его дифференциации как в магматическом очаге, так и в процессе эолового переноса извергнутого материала.

Текстура пепловых отложений в зависимости от фациальных условий их отложений может быть самой разнообразной. Если же пепловые отложения сохранились без переноса, то для них характерны различные вариации горизонтальной слоистости, которая свидетельствует о спокойной гидродинамической обстановке осадения пеплов, приведших к их сохранению. Часто образуется ритмичная слоистость, обусловленная пульсационным поступлением пеплового материала. Нередко в этих осадках встречаются оползевая текстура и текстура взмучивания. Тонкое (от 0,5 до 5,0 мм) ритмическое переслаивание определяется чередованием частиц разного минерального и гранулометрического составов. Как правило, в основании микрослоек концентрируется кристаллокластический материал, сменяющийся выше витрокластикой, в древних отложениях измененной в глинистое вещество.

В собственно вулканосадочных ритмах материал, распределенный по слоям, преимущественно однородный. Этим они отличаются от нормальноосадочных, которые имеют более полимиктовый состав из-за перемешивания разного состава обломков в процессе транспортировки от источников сноса.

Осадки, сложенные пемзокластическим материалом, помимо прямой градиционной слоистости нередко обладают обратным распределением по крупности обломков.

Пепловые прослои отличаются цветом, характером вторичных изменений, составом цемента, однородным минеральным составом и часто высоким содержанием темноцветных минералов, а также размерами зерен.

Однородный минеральный состав пепловых прослоев объясняется эоловой дифференциацией. В зависимости от расстояния до вулканического центра вулканический пепел распределяется следующим образом: вблизи вулкана преобладает литокластический материал песчитовой и крупносаммитовой размерности, дальше увеличивается роль псаммитовых кристаллокластических обломков и к отдаленным пеплопадам — стекловатых частиц. Параллельно этому изменяется соотношение основных компонентов химического состава пеплов. Специальными исследованиями установлено, что с удалением от эруптивных центров в составе вулканических пеплов увеличивается содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и что они являются хорошим сорбентом /Гущенко, 1965/. В пеплах основного состава на темноцветных и рудных минералах предпочтительно сорбируются  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ . На поверхности плагиоклаза и стекла лучше сорбируются  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{P}^{5+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ . Изучение пеплов вулканов

Центральной Америки показало присутствие в них в адсорбированном виде Na, K, Mn, Zn, Cu и др. /Taylor, Stoiber, 1973/. Присутствие вулканических пеплов в осадочных толщах иногда значительно увеличивает фон рудных элементов и, очевидно, при благоприятных условиях может образовывать рудные скопления.

Прослой непереработанных пеплов отличаются от вмещающих терригенных пород процентным соотношением минералов легкой и тяжелой фракций. Для некоторых из них характерно присутствие темноцветных минералов (пироксенов, амфиболов и др.) или увеличение содержания таких акцессорных минералов, как апатит, циркон /Гептнер, 1972/. В древних пепловых прослоях часто находятся скопления измененных зерен пироксена, оливина и других минералов. Они большей частью замещены хлоритом и кальцитом. Только реликтовая железистая пленка подчеркивает прежние кристаллические очертания зерна и иногда трещины спайности.

Вулканический пепел нередко содержит в большом количестве идиоморфные кристаллы или их обломки. В ерунаковской подсерии верхней перми прослеживается пепловый горизонт с зональным плагиоклазом правильного кристаллографического очертания, который служит хорошим репером для сопоставления разрезов. Этот признак был использован для установления местоположения источника пеплового материала /Ван, 1973а/. Был выбран прослой туфа, прослеживающийся на значительной площади и обладающий характерным признаком, свойственным только этому прослою — наличием зонального андезина. В центральных районах Кузнецкого прогиба этот прослой сложен алевритовыми (0,05–0,12 мм) частичками стекла, замещенного глинистыми минералами. Среди глинистой массы с реликтовой пепловой структурой отмечается незначительная примесь минеральных осколков, представленных преимущественно плагиоклазами, среди которых встречаются редкие зерна зонального строения. С удалением от центра на север и северо-запад в туфе увеличивается размерность пирокластических частиц до псаммитовых (0,25–0,4 мм), и породы обогащаются кристаллокластическим материалом, который на 8–12% состоит из зонального плагиоклаза. Ближе к окраине прогиба (Ле-

нинско-Кузнецкий район) рассматриваемый прослой туфа образован уже псефитовыми обломками андезитовых порфиритов с крупными вкраплениями фенокристаллов зонального плагиоклаза (25-35%). Кристаллокластика также состоит из плагиоклаза, в том числе и зонального, редких зерен пироксена и амфибола. В качестве примеси присутствует угловато-полуокатанный кварц. Цемент глинистый, образованный по тонкой вулканической пыли. Мощность прослоя изменяется от центра к северной и северо-западной периферии прогиба от 0,3 до 1,0 м. Вектор направленности изменения минерального и гранулометрического состава (а также мощности слоя) указывает на местонахождение источника пирокластического материала где-то в Томь-Кольванской складчатой зоне.

В Заломненской депрессии в разрезе верхнебалахонской подсерии по всем изученным профилям уже на расстоянии первых километров по направлению с северо-востока на юго-запад отмечается сокращение суммарной мощности пепловых прослоев от 10 до 8 м. В этом же направлении уменьшаются размеры пепловых частиц (от 0,15-0,20 до 0,01-0,05 мм) и количество минеральных зерен (с 30 до 10%), представленных осколками полевых шпатов (60-70% ортоклаза, 10-15% кислых плагиоклазов), кварца и минералами тяжелой фракции. Одновременно наблюдается повышение содержания вулканического стекла (с 70 до 90%) и слюдяного детрита (от нескольких до 10%). Приведенные данные показывают, что пепловый материал в Заломненскую депрессию поступал с востока или северо-востока, т.е. из Кузнецкого Алатау.

Одним из интересных образований, связанных с наземными извержениями вулканов, является так называемый "пепловый град". Он описан в ряде работ зарубежных и советских исследователей и распространен преимущественно в континентальных отложениях /Котова, 1972; и др./. Однако имеются сведения о нахождении пеплового града и в морских отложениях /Щербакова, 1972/. Его происхождение связывается с конденсацией пепловых частиц на дождевых каплях. На территории СССР пепловый град известен в дочетвертичных, в девонских и каменноугольных отложениях хребта Тарбагатай и Прибалхашья. На Сибирской платформе он широко распространен в туфовых отложениях трапповой формации нижнего триаса.

Пепловый град в вулканогенно-осадочной толще нижнего триаса Сибирской платформы представляет собой округлые или овальные (иногда слегка деформированные) обособления размером около 0,8 см. Под микроскопом каждая градина выглядит как однородное неструктурное ядро, сложенное тем же веществом, что и вмещающая масса. Ядро окружено концентрическими оболочками, состоящими из одного или нескольких слоев, которые с разной интенсивностью подчеркиваются рудной пылью. Кластические частицы как внутри ядра, так и вокруг него ориентированы беспорядочно. Иногда наблюдаются фрагменты градин, которые почти сливаются с основной массой породы, и только дугообразные части оболочек свидетельствуют об их наличии.

Количество и характер распределения пеплового града в породе самые различные. Чаще всего градин много и они почти соприкасаются друг с другом, но иногда рассеяны и отмечаются в виде отдельных включений. Пепловый град встречается в пластах туфов мощностью от 0,5 до нескольких метров.

Туфы с пепловым градом окрашены преимущественно в серый и темно-серый цвет.

В Прибалхашье наиболее древние отложения, среди которых обнаружен пепловый град, относятся к верхам нижнего турне /Щербакова, 1972/. Туфы с пепловым градом залегают непосредственно над игнимбритами. Они

представляют собой породу серого цвета, на фоне основной массы которой выделяются градины размером 2х1,5 см. Встречаются и скорлуповатые обломки градин. Данные туфы залегают на одном стратиграфическом горизонте и прослежены до выклинивания. Выше отложения с пепловым градом сменяются нормально-осадочными песчаниками с богатой морской фауной. Еще выше пепловый град обнаружен в отложениях верхнего турне. Здесь туфы с пепловым градом перекрываются туфопесчаниками, которые сменяются нормально-осадочными песчаниками и алевролитами. В отложениях нижнего виэе град встречен на нескольких стратиграфических уровнях: только внизу он отмечается среди континентальных накоплений, где имеется много раздробленных градин, а выше заключен в морских вулканогенно-осадочных породах — туффитах и туфоалевролитах. Градины густо насыщают эти породы, соприкасаются и ориентированы длинной осью параллельно друг другу.

## ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ В МОРСКИХ ОСАДКАХ

В морские отложения вулканокластика может поступать двумя путями: как материал наземных извержений и как продукт подводной вулканической деятельности. В первом случае на распределение вулканокластического материала влияют размеры частиц и динамика водной среды. Крупнокластические составляющие, как было показано выше, рассеиваются на небольшие расстояния от вулканов. Их доля участия в морской седиментации сравнительно невелика. Иная роль алевроитового и пелитового материала. Здесь гидродинамические условия имеют первостепенное значение. При дифференциации морских ландшафтов по динамике среды различаются волновой, течениявый и потоковый. Их комбинации создают конкретные ландшафтно-динамические зоны в профиле морского дна (табл. 7).

В шельфовом поясе наиболее благоприятные условия для захоронения пеплового материала могут создаваться в условиях отрицательных форм рельефа (лагуны, впадины на шельфе и т.д.). В этих обстановках формируются пепловые и пеплосодержащие осадки с хорошо выраженной слоистостью и с четким градационным распределением пепловых частиц по размерам, а также по удельному весу. При этом накапливаются осадки с очень хорошей сортировкой, вызванной двойной дифференциацией пепловых частиц в процессе воздушного переноса и при осаждении в морской среде.

При осаждении пеплового материала в морской бассейн с активным гидродинамическим, главным образом волновым, режимом (шельфовый пояс) формируется широкий спектр смешанных типов осадков, представленных в древних отложениях туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфопелитами, а также разного гранулометрического состава туффитами и тефроидами. В Аляскинском заливе описаны осадки с переменным количеством пепла извержения влк. Катмай в 1912 г. /Hampton e.a., 1979/. Содержание пепловых частиц в осадках определяется динамикой среды и морфологией дна залива. При захоронении в мелководных, шельфовых осадках пепловый материал фиксируется в виде самостоятельных прослоев туфов, туффитов /Ван, 1969; Султанов, 1977/ или в измененной форме — скопления цеолитов, новообразованного монтмориллонита и т.д. /Ван, 1969; Коссовская, Муравьев, 1975; и др./. Заслуживают внимания находки пеплового материала в соляных породах. Анализ его распределения и сортировка могут служить показателем динамики среды и глубинности при определении условий формирования соленосных отложений.



Таблица 7

Схема классификации морских ландшафтно-динамических поясов, зон и их подразделений /Казанский, 1983/

Пояс	Зона	Субзона
Шельфовый	Прибрежно-морская	Пляжевая
		Приливной равнины и эстуариев
		Лагун
	Собственно шельфовая	Континентального шельфа
Бровки шельфа		
Пелагический	Континентального склона	Склоновая
		Подножий
	Собственно пелагическая	Абиссальной и батимальной равнин
		Срединных хребтов и подводных поднятий
		Межгорных впадин

На склонах подводных поднятий осадки, сложенные рыхлой вулканокластикой, насыщены значительным количеством воды, вследствие чего приобретают повышенную текучесть. Находясь в таком неустойчивом равновесии, пепловые осадки при малейших сейсмических толчках или под воздействием собственной тяжести устремляются вниз по склону, образуя мутьевые или турбидные потоки, которые переносят большое количество материала в пониженные и более ровные участки морского дна.

По механизму образования мутьевых потоков Л.Н. Ботвинкина /1974/ выделяет четыре разновидности отложений: оползших продуктов пеплопадов; являющихся морским продолжением наземных лахар; возникших за счет оползней и обвалов берегов; продолжающихся в море пирокластических потоков.

Наиболее детально изучен в древних отложениях первый тип мутьевых потоков. В ирендыкской свите Южного Урала они представлены туфами, которые совместно с туффитами и агломератами слагают мощную горизонтально наслоенную толщу, лишенную терригенной примеси /Хворова, Ильинская, 1961/. Снизу вверх по разрезу пластов уменьшаются размеры пирокластических обломков и количество литокластического материала. В этом же направлении увеличивается содержание связующей массы в породе. Обломки этих пород неокатаны. Породы имеют ритмичное строение с резким нижним контактом ритма. Ритмично построенные толщи часто включают пачки (мощностью до 20-30 м) агломератов и массивных туфов или пластов порфиритов.

При значительных глубинах тонкая вулканическая пыль садится очень медленно и попадает в осадок часто совместно с нормально-осадочными терригенными и химическими компонентами или же разносится по акватории моря, где разубоживается и теряется среди основного осадочного материала.

Морские пепловые осадки могут сохраниться только в глубоких западинах и на равнинных участках дна со спокойной динамикой вод. Особую роль играет вулканический источник обломочного материала в осадконакоплении



пелагических областей океанов, удаленных и изолированных от источников сноса.

Изучение осадков в районах приканадской части Атлантического океана позволило установить, что по мере ослабления сноса обломочного материала с континента доля терригенных компонентов в осадках убывает, а роль вулканогенного материала увеличивается, а иногда становится главенствующей /Stanley, Taylor, 1981/. Эквивалентные туфам Тос-Чокойос (Гватемала) пепловые осадки установлены в восточной экваториальной части Тихого океана, значительно удаленной от первичного вулканического источника. Эти отложения сформировались на территории Центральной Америки в четвертичное время. Объем выброшенного пепла составляет  $500 \text{ км}^3$ , из которых  $200 \text{ км}^3$  упало в Тихий океан /Ledbetter, Sparks, 1979/.

Гиалокластика установлена в глубоководных осадках ряда внутренних морей. Описаны вулканические стекла в мергелях и известняках. По составу они изменяются от оливин-толеитовых до щелочно-базальтовых /Schneider, e.a., 1976/.

Вулканический обломочный материал известен в четвертичных осадках Индийского океана /Свальнов и др., 1976/. Изучение распространения пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана показало, что окраинно-океанские пеплы встречаются в осадочном чехле с конца палеогена и резко увеличиваются к четвертичному времени /Левитан, Лисицын, 1978/. Прослой вулканического пепла и пемзы установлены в глубоководных осадках северо-западной части Тихого океана /Furuta, 1973/.

Вулканические пеплы обнаружены в керне многочисленных скважин, разбуренных на дне Мирового океана. Они встречаются в самых разновозрастных отложениях от нижнего мела до настоящего времени. Пепловый материал широко распространен в неоген-четвертичных отложениях разных районов Тихого, Атлантического океанов, а также в Средиземном и Карибском морях /Щербакова, 1974/. В одной из скважин только в верхнемеловых отложениях установлено 27 пепловых прослоев. Известны случаи переработки в меловых глубоководных осадках пеплового материала в цеолиты, монтмориллонит, палыгорскит и минералы кремнезема /Couture, 1977/. Образование монтмориллонит-цеолитовой (филлипситовой) ассоциации объясняется изменением кислотной или средней по составу вулканокластики, а палыгорскит-клиноптилолитовой — взаимодействием биогенного кремнезема с пеплом или минералами первой ассоциации.

В ордовике Балтийского щита прослой тефры и туфогенных сланцев распространены среди цефалоподовых известняков, относимых к пелагическим образованиям /Lindström, 1979/. Анализ соотношений породообразующих окислов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ) свидетельствует о принадлежности материала к вулканической пыли базальтового состава, источником которой были вулканы суши.

Механизм извержений подводных вулканов пока изучен слабо. Известно, что субмаринные извержения происходят на небольших глубинах — в пределах сотен метров /Лавров, 1966; и др./.

Из-за давления столба воды подводные извержения характеризуются меньшей мощностью взрыва, поэтому меньше генерируется обломочный материал, который в то же время при отсутствии подводных течений не разносится далеко. С другой стороны, интенсивная абразия подводных вулканических построек приводит к значительному накоплению подводного тефроидного материала, который должен смешиваться с пирокластикой, образуя вблизи вулканов толщи плохо отсортированных пород. Как и в отложениях пеплопадов, при активном динамическом режиме и

наличии течения вулканокластита будет разноситься и образовывать смешанные типы осадков.

Материал подводных извержений наиболее полно сохраняется в склоновых и пелагических условиях. В первом случае он участвует в строении флиша. Примером могут служить отложения серии Стэнли нижнекарбонированного бассейна Уошита /Niem, 1977/. Туфы риодацитового состава образуют пачки в 7–40 м, переслаиваясь с турбидитовыми кварцевыми песчаниками и сланцами. Источником вулканокластита являются излияния пузырячатой кислой магмы. Суспензия, высоконасыщенная тонкодисперсным пепловым материалом, стекала по склону, участвуя в строении флишевого комплекса.

#### ④ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

### Глава ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

#### ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА

#### В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Вулканогенный материал, являющийся по своей природе ювенильным образованием, характеризуется весьма неустойчивым физико-химическим равновесием в поверхностных условиях. В то же время податливость первичных минералов, слагающих вулканические пеплы, процессам выветривания различна. По степени устойчивости они располагаются в такой последовательности: основное вулканическое стекло, основные плагиоклазы, пироксены, роговые обманки, кислое стекло, кислые и щелочные полевые шпаты и кварц. Последовательность по степени устойчивости минералов соответствует последовательности температурных интервалов их образования. Высокотемпературные образования менее устойчивы, чем низкотемпературные. По агрегатному строению пирокластических частиц наиболее устойчивым является кристаллокластический материал и наименее — витрокластический.

Извергнутый из глубин Земли вулканический пепел подвергается воздействию различных гипергенных факторов, приводящих к разложению.

Гипергенное разложение пеплового материала сопровождается выносом щелочных и щелочно-земельных элементов, кремнезема и накоплением полуторных окислов и глинозема. Процесс разрушения минералов происходит при кислых реакциях.

Изучение пепловых осадков недавних извержений вулканов Камчатки во фракции меньше 0,01 мм позволяло установить следы разложения и вторичного минералообразования /Гушенко, 1965/. В пепловых прослоях, отложившихся более ста лет назад, уже отмечаются признаки образования новых минералов. Наиболее подверженными процессам выветривания являются вулканические стекла, изменение которых сопровождается интенсивным образованием галлуазита и каолинита. Кроме хорошо раскристаллизованных глинистых минералов среди продуктов разложения пеплового материала постоянно встречаются аморфные гели. В пепловых осадках, сформировавшихся более 3000 лет тому назад, содержание галлуазита и каолинита уже превышает 80% всего количества минералов фракции менее 0,01 мм.

В пеплах основного состава процесс замещения стекла глинистыми минералами протекает значительно интенсивнее и развивается в 3–4 раза быстрее, чем в пеплах среднего состава. Кристаллокластический материал в пеп-

лах, представленный плагиоклазом и роговой обманкой, часто замещается эпидотом.

В процессе инфильтрации грунтовыми и атмосферными водами рыхлых осадков из свежего пеплового материала происходит выщелачивание железа и других элементов и разрушение пленок адсорбции на поверхности пепловых частиц. Скапливаясь в отдельных горизонтах, валовое содержание железа увеличивается в 3–4 раза. Время полного разрушения ожелезенной пленки на поверхности пепловой кластики примерно 2500 лет /Гущенко, 1965/.

Значительная скорость движения грунтовых вод, обусловленная большой пористостью осадков, способствует выносу и других элементов. Состав водных вытяжек пеплов, имеющих возраст 450–500 лет, показывает уже некоторые изменения, позволяющие представить подвижность элементов в разных пеплах. Наибольшей подвижностью в пеплах базальтового состава (возраст 2500–3000 лет) обладают Fe, Al, Mg, в андезитовых – Ca, Al, Na, K. Из пеплов андезитового состава продолжает выноситься  $P_2O_5$  и  $SO_3$ . В количественном отношении вынос подвижных соединений при одинаковой дисперсности частиц из пеплов базальтового состава в 4 раза больше, чем из пеплов андезитового.

Катионы, выносимые из пеплов, по степени подвижности располагаются в следующем порядке: Na, Mg, Fe, Mn, V, Ti.

Изучение процессов почвообразования, развивающихся по вулканическим пеплам среднеосновного состава в интервале времени от десятков лет (современные отложения) до 10–12 тыс. лет (возраст самых нижних горизонтов), показало, что древние горизонты претерпели значительные изменения /Соколов, 1973/. Наибольшему разложению подверглись частицы пористых основных вулканических стекол. Не затронуты выветриванием кварц и слабо – плотное стекло кислого состава. Все пустоты между пепловыми частицами заполнены охристой студнеобразной массой, представленной, по-видимому, аллофаном и гидроокислами железа.

В процессе выветривания на Камчатке в течение 10–12 тыс. лет происходят относительное накопление Fe, Al и P и уменьшение содержания всех остальных элементов. Общий вынос веществ из нижних выветрелых горизонтов составляет около половины их исходного содержания, а отдельных элементов – от 12 до 86%. В составе первичных минералов остаются только 40% кремнезема, 30% алюминия и 15% железа, т.е. количество незатронутых выветриванием химических компонентов 15–40%. В глинистой фракции сильно выветрелых горизонтов преобладают гидроокислы железа, алюминия, аллофан и органическое вещество.

Формирование минеральных новообразований – продуктов выветривания – контролируется количеством осадков и климатом. На Гавайских островах интенсивное выветривание базальтового стекла характерно для районов с годовым количеством осадков от 225 до 635 см, слабое – для районов с 115–225 см /Hay, Jones, 1972/. В первом вынос основных химических компонентов  $SiO_2$  и  $(Na+K+Ca+Mg)$  находится в соотношении 2:1, во втором выщелачивание происходит при соотношении 1:3. В районах с большим количеством осадков базальтовое стекло в процессе выветривания превращается в палагонит, который затем замещается гиббситом, а с меньшим палагонит переходит в монтмориллонит с кальцитом. Плагиоклаз, пироксен и оливин разлагаются только в условиях повышенной влажности.

На Галапагосских островах базальтовые туфы, находящиеся на разных стадиях выветривания, содержат аллофан, галлуазит, каолинит, гиббсит /Morras, 1976/. Плагиоклаз преобразуется в изотропный гель, постепен-

но кристаллизующийся в гиббсит, который образует неправильные сгустки. Содержание габбсита увеличивается в верхней части почвенного профиля. В Калифорнии в составе глинистых фракций продуктов выветривания андезитовых сапролитов преобладает полутораокисный аллофан /Hendricks e.a., 1967/. С ростом степени выветрелости увеличивается галлуазитовая составляющая глинистой фракции. В более выветрелом сапролите аморфное вещество имеет свойства галлуазитового аллофана и в более сильно выветрелых сапролитах содержание галлуазита достигает 30% и более.

Минералогическое и геохимическое изучение выветрелой толщи, образовавшейся в условиях теплого и очень влажного климата на вулканических пеплах о. Кутиноэрабу (Япония), позволило выделить в ней три зоны /Hayashi, Ossaка, 1974/. Первая (поверхностная) зона характеризуется развитием аморфных гидроокислов кремния и полуторных окислов с очень незначительным количеством глинистых минералов; вторая содержит значительное количество аллофана, галлуазита и гиббсита, образовавшегося в результате разложения плагиоклаза; третья залегает на глубине 2–3 м от поверхности и характеризуется преобладанием глинистых минералов, представленных в основном галлуазитом. Она отличается повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{MgO}$ .

На о. Тенериф (Канарские острова) изучались четыре профиля коры выветривания по базальтовому шлаковому и фонолитовому туфам. Во всех профилях отмечался минеральный ряд аллофан – галлуазит – каолинит. Однако в профилях, сформировавшихся при меньших количествах осадков и больших перепадах температур, отмечалось большое количество неразрушенных первичных минералов (основной плагиоклаз, авгит), что свидетельствует об увеличении здесь роли процессов физического выветривания /Caldas, Schwaighofer, 1974/. Выветривание вулканических пемз наблюдается на многих атолловых островах Тихого океана /Tercinier, 1972/. Здесь в прибрежной зоне развиты известковые почвы, состоящие из продуктов разложения вулканической пемзы и обломков кораллов. По разлагающемуся пемзовому субстрату развиваются аллофан и бемит. В приподнятых участках островов в карстовых полостях отмечается маломощный рыхлый боксит – сильно пористое образование красно-коричневого цвета с высоким содержанием глинозема (до 54%) и окислов железа (до 31%). Глинозем представлен бемитом, глиноземистыми аморфными продуктами и гиббситом. Железо находится в форме гетита.

Почти аналогично протекает процесс выветривания в пемзовых слоях Китаками (Япония). В нижних слоях пемзовой толщи обнаружены скопления желто-серого тонкого вещества, сложенного гиббситом, галлуазитом и аллофаном /Yoshinaga e.a., 1973/. Гиббсит и галлуазит составляют 85–40% всех минералов в толще. В виде аксессуариев отмечаются имоголит и свободные полуторные окислы.

Изучением вторичных минералов современных почв, развитых на пемзовых отложениях дацитового состава в районах влажных тропиков Папуа (Новая Гвинея), установлено присутствие опала, аллофана, имоголита, галлуазита, кристобалита, каолинита, вермикулита, гиббсита, гетита /Parfitt, 1975/. Из анализа последовательности их образования выяснено, что в первую очередь в течение примерно 300 лет происходит разложение вулканического стекла с образованием аллофана или имоголита. Последующий вынос растворенного кремнезема или усвоения его микроорганизмами приводит к превращению аллофана в галлуазит, который может также образоваться при разложении полевого шпата. Время формирования галлуазита длится от 300



до 30000 лет. Наибольшее количество галлуазита отмечается в погребенных почвенных горизонтах с датированным возрастом от 300–2000 лет до н.э. Гиббсит за счет разложения вулканокластического материала образуется в течение 3000 лет.

Своеобразный тип выветривания наблюдается в пределах вулканических построек /Muradzuma, 1960/. Активная вулканическая деятельность обуславливает формирование скоплений рыхлого и пористого вулканокластического материала, содержащих металлосоединения сильных кислот. Периодическое промывание этих продуктов атмосферными осадками приводит к растворению солей, насыщению растворов сульфат- и хлор-ионами, реагирующими с пепловым материалом. Из последнего выщелачиваются не только легкорастворимые катионы, но и железо, алюминий и другие элементы. Вулканокластика отбеливается, по ней развиваются в местах выщелачивания глинистые минералы (галлуазит, каолинит, монтмориллонит и др.), а также формируются скопления кремнистого вещества.

Близкий характер изменения наблюдался в продуктах влк. Сент-Хеленс. Вулканический пепел извержения вулкана в 1980 г. состоит из плагиоклаза, стекла, ферромагнитных минералов, кристалликов барита и глинистых образований /Dithier e. a., 1981/. Отмечается присутствие продуктов изменения, возникших в поверхностных условиях при реакции с серной и соляной кислотами, которыми обогащены воды вблизи вулканических центров. Аморфный остаток поверхностных вод содержит кремнезем, глинозем и гидроксиды железа. Продуктами кислотно-сульфатного изменения считаются встречающиеся здесь опал, каолинит и алунит. Вблизи теплых источников по пирокластическому материалу формируется смектит. Следы гидротермального изменения свежего вулканического пепла обнаружены среди продуктов извержения вулкана Суфриер (Гваделупа), произошедшего в августе 1976 г. /Marinelli, 1976/. Наряду с обычным изменением, связанным с влажным тропическим климатом, наблюдается интенсивная пиритизация пепловых частиц. Количество пирита иногда достигает 7%.

Из приведенных примеров видно, что разложение пеплового материала в процессе выветривания проходит ряд последовательных стадий. Начальная стадия изменения вулканического стекла основного состава характеризуется насыщением его водой с образованием палагонита, который является собственно сильно обводненным сидеромеланом. Разрушение стекла сопровождается накоплением аморфных гидроксидов алюминия, кремния и железа. В дальнейшем смешивание аморфного глинозема и кремнезема приводит к появлению аллофана, одному наиболее распространенному вторичному образованию при выветривании вулканических пеплов. В процессе дегидратации и кристаллизации из аллофана образуются сначала галлуазит, а затем каолинит и гиббсит /Birrell, Filde, 1952; Kanno, 1955; и др./. Основным субстратом для образования аллофана является вулканическое стекло. Следует отметить, что среди продуктов выветривания вулканических стекол любого состава от основного до кислого присутствуют аллофан, галлуазит, каолинит, гиббсит. Однако при разложении кислых стекол освобождается значительное количество не связанного кремнезема, который проявляется в виде кристобалита, тридимита и опала.

Нередко в почвах, развитых по вулканическому стеклу, встречается монтмориллонит. Его образование связывают обычно с недостаточностью влаги, необходимой для выноса свободного кремнезема, или же с воздействием гидротермальных процессов.

Следует отметить, что по валовому химическому составу продукты выветривания средних и основных вулканокластических отложений в усло-



виях субарктического климата Камчатки сходны с корами выветривания аналогичных пород в условиях влажно-тропического климата, т.е. при одинаковых режимах увлажнения, но в резко отличных температурных условиях. Различие в проявлении процессов выветривания заключается только в интенсивности их развития, из чего следует, что количество влаги определяет общие черты изменений, а термический режим обуславливает и скорость, и масштаб процесса выветривания /Соколов, 1973/.

## ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Характер изменения пеплового материала в морских и океанических осадках существенно отличается от его преобразований в континентальных отложениях.

Анализ литературных данных показывает, что минеральные преобразования вулканокластического материала при гальмиролизе развиваются слабо и большая часть вторичных минералов образуется на стадии диагенеза. Наиболее ранним из продуктов разложения вулканического стекла является филлипсит.

Специальными исследованиями донных осадков разных океанов установлено, что активное зарождение цеолита происходит в самых верхних первых метрах (до 2 м) осадков /Czyscinski, 1973/. Этот процесс цеолитообразования длится менее 150 тыс. лет. Глубже 50 м филлипсит сменяется клиноптилолитом /Stoncipher, 1976/. Последний ассоциирует с кристобалитом, монтмориллонитом и палыгорскитом.

В отложениях Индийского океана наблюдается следующая закономерность распределения цеолитов /Venkatarathnam, Biscaye, 1973/: филлипсит присутствует в миоценовых и более молодых отложениях центральной части океана, а клиноптилолит распространен в осадках мелового и эоценового возраста в районах, прилегающих к берегам континента. В отложениях каньона влк. Стромболи (Тирренское море) филлипсит с примесью гейландита встречается среди продуктов превращения пирокластики андезитового состава /Шуменко, Шимкус, 1979/. В кернах, поднятых со дна Филиппинского моря, обнаружены продукты его вторичного изменения, представленного сапонитовой глиной с филлипситом, и окремненные глины с клиноптилолитом. Также отмечают серпентин, гальк, палыгорскит, сапонит и высококальциевый монтмориллонит /Desprairies, 1982/. В результате анализа продуктов изменения сделан вывод о существовании двух разнотипных процессов: низкотемпературного изменения вулканогенного материала в процессе погружения и диагенеза отложений и трансформации осадков на контакте с базальтами, а также в самих базальтах под воздействием гидротермальных растворов. К последнему процессу приурочено образование палыгорскита.

С постдиагенетическим преобразованием щелочно-основной пирокластики с участием высокомагнезиальных термальных растворов связывается формирование некоторых океанических палыгорскитов /Ломова, 1975/. Подобные процессы отмечались ранее Э. Бонатти и О.Иэнсуу /Bonatti, Joensuu, 1968/. В районе Маршалльских островов аутигенные минералы, сформировавшиеся по базальтовому вулканическому стеклу при воздействии морской воды, представлены филлипситом, сферолитами опала, хлоритом и смешанослойными глинистыми образованиями.

Как установили Н.А. Лисицына и Г.Ю. Бутузова /1979/, филлипсит и

монтмориллонит образуются за счет изменения пирокластике в районах низких скоростей седиментации, возможно поэтому данная ассоциация минералов широко развита в океанических глубоководных красных глинах.

Вдоль тихоокеанских берегов Южной Америки накапливается красная глубоководная глина. Цеолиты в ней представлены филлипситом в виде призматических кристаллов, обычно с железистой рубашкой на поверхности. Наибольшее их скопление наблюдается в глине, характеризующейся повышенным содержанием пирокластического материала /Логвиненко и др., 1973/.

Глубоководные плейстоцен-современные глинистые осадки в Атлантическом океане северо-восточнее Багамских островов содержат клиноптилолит и филлипсит, а также монтмориллонит, образование которых связывается с девитрификацией вулканического пепла кислого состава. Изучение литологического профиля через северо-западную котловину Тихого океана позволило Н.А. Лисицкой и Н.А. Дворецкой /1972/ установить постепенный переход по простирацию пелагических глин с пепловым материалом в цеолитсодержащие пелагические глины. Сходные формы нахождения пепловых частиц кислого состава и цеолитов в совокупности с другими данными свидетельствуют о формировании последних за счет диагенетического преобразования риолитового стекла. Вскрытые в разных районах Северной Атлантики плотные кремнистые породы сложены неупорядоченным кристобалитом или ассоциацией кварца, тридимита и палыгорскита. Возникновение этого парагенеза минералов также связывается с перерождением кислой пирокластике /Calvert, 1971/.

Изменения гиалокластического материала в морских и океанских отложениях сходны с процессом преобразования вулканического пепла аналогичного состава.

Как указывает В.Б. Курнос и др. /1981/, образование цеолитов и смектитов в океанах происходит в основном за счет гидратированных базальтовых стекол подводных извержений. Смектиты возникают при взаимодействии стекол с водой в широком интервале температур (2-500°C). Такое изменение стекла сопровождается выносом кремнезема, кальция, железа, магния, алюминия, щелочей и ряда микроэлементов.

Таким образом, устанавливается, что продукты гальмиролитического разложения и диагенетического преобразования пеплового материала основного и кислого составов по вторичным минералам почти одинаковы, тем не менее среди продуктов изменения базальтовой кластике преобладают филлипсит и железистый монтмориллонит; при изменении кислого стекла формируется клиноптилолит со щелочным монтмориллонитом и всегда отмечается избыток кремнезема, представленного в основном кристобалитом и тридимитом.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ИЗМЕНЕННЫХ ТУФОВ

Пепловый материал, особенно его витрокластическая составляющая, является одним из самых неустойчивых компонентов в осадках, вследствие чего он подвержен скоротечным изменениям с образованием различных аутигенных минералов. Вулканическое стекло в древних осадках почти не встречается. В виде реликтов оно отмечается в значительном количестве только в молодых мезозойско-кайнозойских и современных отложениях. Известны единичные случаи, когда остатки неизмененного стекла находили в туфах и туффитах пермского возраста, например в угленосной толще Кузнецкого бас-

сейна. Даже в молодых отложениях витрокластита большей частью замещена минеральными новообразованиями, что объясняется ее крайней неустойчивостью, большей площадью поверхности пепловых частиц и высокой пористостью.

Исследованиями И.И. Гушенко /1965/ установлено, что процессы вторичного минералообразования отмечаются уже в пепловых осадках, имеющих возраст около 100 лет. В пеплах, отложившихся более 3000 лет назад, содержание вторичных минералов превышает 80% всего количества минералов фракции с размером выше 0,01 мм. Причем пеплы основного состава подвергаются изменениям в 3–5 раз интенсивнее, чем пеплы среднего состава.

Спектр преобразования пеплового материала весьма широк и контролируется многими факторами, главными из которых являются его первичный состав, фашиально-геохимические условия захоронения, термодинамические параметры породобразования, тектонический режим территории и время существования отложений /Ван, 1966; Бровков, 1974/. В зависимости от конкретного состава и постседиментационных изменений выделяются весьма разнообразные минералогические типы и разновидности пепловых пород.

Особый интерес при изучении вторичных преобразований вулканокластических пород для целей диагностики представляет прослеживание переходов от неизмененных разностей к различным стадиям их минералогического, структурного перерождения и установления последовательности этих изменений в зависимости от влияния разных факторов.

Изменение вулканокластического материала начинается с девитрификации вулканического стекла, превращающегося в мутное слабодвупреломляющееся гелеподобное вещество, из которого в процессе раскристаллизации синтезируются те или иные аутигенные минералы.

Одним из наиболее распространенных процессов девитрификации является замещение вулканического стекла глинистыми минералами. Переход вулканических стекол в глинистые минералы возможен при гальмиролитическом разложении на дне седиментационного бассейна, в процессе диагенеза в осадке, под воздействием гидротермальных растворов и под влиянием процессов выветривания.

Наиболее известные и часто встречающиеся глинизированные пепловые породы – это бентониты, имеющие преимущественно монтмориллонитовый состав (см. рис. 7). Они установлены в разрезах от рифея до настоящего времени на всех континентах. Пропласток метабентонита, образовавшегося за счет метаморфизации вулканогенного материала, найден в рифейских аргиллитах Среднего Приднестровья /Жеру, Блюк, 1973/. Породы бентонитового типа зарегистрированы в ордовике Прибалтики, Швеции, Польши, США, Канады, в силуре Прибалтики, Польши, в девоне Сибири, Канады, США, в карбоне Донбасса, Среднего Урала, Польши, США, Австралии, в перми Кузбасса, США, Австралии, в триасе Донбасса, в юре Узбекистана, Поволжья, Австралии, в мелу Азербайджана, Польши, США, Турции, Израиля, в палеогене Приамурья, Польши, США, Дагестана, в неогене Русской платформы, Сахалина, Украины, Словакии, Румынии, Венгрии, Югославии и многих других стран Европы, а также в Алжире, Марокко, Японии, Новой Зеландии и Америке.

Анализ распространения бентонитовых месторождений мира в различных геологических эпохах показал, что 60% их относится к палеогену – неогену, 30 – к мелу и только 10% имеют палеозойский возраст и приурочены к платформенным областям /Шоболов, 1971/. Пепловое происхождение бентонитовых глин обусловило их широкое площадное развитие, измеряемое иногда в сотнях тысяч квадратных километров.

Исследуя изменение миоценовых пепловых осадков Западной Камчатки, М.А. Ратеев /1968/ установил шесть последовательных типов преобразования пеплового материала в глинистые минералы.

Первый тип преобразования заключается в замещении стекла бейделлитом, имеющим агрегатную поляризацию. Литологически породы имеют вид глины светло-серого цвета, обнаруживающей под микроскопом пепловую ячеистую микроструктуру, включения пластинок биотита, реликтовых зерен стекла, немногочисленные мелкоалевритовые частицы кварца и полевых шпатов и редко пирита. Отмечаются слабые следы перехода биотита в гидрослюда и разложения пирита в скопления лимонита. Глинистая фракция состоит из бейделлита с незначительной примесью гидрослюда, стекла и кристобалита.

Второй тип характеризуется, как и первый, широким развитием аутигенных глинистых минералов за счет девитрификации основной массы вулканического стекла. При ясно выраженной агрегатной поляризации глинистого вещества пепловая микроструктура проступает только на отдельных участках породы. В виде заметной примеси присутствуют угловатые и оскольчатые зерна полевых шпатов, кварца и пластинки биотита. Видны редкие сгустки карбонатов. Глинистая фракция представлена в основном бейделлитом с небольшим количеством неупорядоченного смешанослойного минерала с чередованием бейделлитовых и монтмориллонитовых слоев. В некоторых случаях отмечается присутствие промежуточной фазы в виде гидрослюда (15%) и каолинитоподобного минерала (около 5%).

Третий тип отличается появлением монтмориллонита, который уступает по количеству бейделлиту, но преобладает над смешанослойным компонентом. Породы имеют вид плотных зеленоватых оскольчатых аргиллитов, либо рыхлой щербистой массы с обломками коричневых аргиллитов, либо представлены охристыми комковатыми глинами. Эти глинистые породы включают крупные карбонатные конкреции размером до 2 м. Под микроскопом глина наблюдается в виде хорошо раскристаллизованного вещества с тонкочешуйчатым строением и участками реликтовой пепловой структуры. Чешуйки глинистых минералов имеют местами единую ориентировку, проявляющуюся в одновременном погасании всего поля микроскопа или по отдельным блокам. В качестве примеси встречаются обломки сфена, зерна кварца, полевых шпатов, преимущественно плаггиоклазов. Из аутигенных образований развиты розетки гипса и прожилки халцедона.

Четвертый тип преобразований изучен в сильно карбонатных туфах и туффитах. Они сложены зернами кварца, плаггиоклазов и обломками полевошпатовых пород. Цемент состоит из стекловатой массы, интенсивно замещенной глинистыми минералами. Биотит в результате разложения полностью утратил первичные очертания кристаллов. Аутигенные минералы представлены кальцитом и гипсом. Дифрактограмма глинистой фракции показала преобладание в ней монтмориллонита (от 40 до 80%), присутствие бейделлита (10-30%) и смешанослойной фазы (около 5-10%).

Пятый тип изменений представлен глинизированными туфами, в которых количественно преобладающая масса стекла большей частью замещена монтмориллонитом и в меньшей степени гидрослюдой в виде мелких удлиненных чешуек. В составе глинистой фракции полностью исчезли бейделлит и смешанослойные структуры. Из аутигенных минералов отмечаются многочисленные зерна карбоната и скопления мелких зерен пирита.

Шестой тип исследован в очень плотной и крепкой в сухом состоянии туфогенной глине. Под микроскопом глина имеет ясно выраженную пепловую структуру. Глинистая фракция сложена исключительно монтмориллонитом, замещающим основную стекловатую массу породы, в которую включены редкие обломки кварца, полевых шпатов и пластинок биотита. Имеются сгустки карбоната и пирита. Этот ряд установлен в одном разрезе снизу вверх.

Подобная последовательность преобразования в несколько иной геологи-



ческой ситуации установлена А.Л. Юревичем и А.Л. Соколовой /1965/ в верхнеплиоценовых туфах Юго-Западной Туркмении. Однако в отличие от туфов Камчатки начальный член ряда разложения стекла здесь представлен более глиноземистыми минералами – гидрослюдой, каолинитом, аллофаном и окислами алюминия. Последующие члены ряда совпадают с аналогичным рядом преобразования пеплов миоцена Камчатки. Рассмотренная последовательность преобразования объясняется М.А. Ратеевым изменением химического состава пеплов в процессе эоловой дифференциации и в зависимости от стадии извержения. Известно, что в начальные стадии извержения влк. Безымянного наблюдалось увеличение содержания алюминия и уменьшение железа, а в кульминационной, конечной стадии – уменьшение содержания алюминия и увеличение железа /Гушенко, 1965/. Имеются многочисленные примеры изменения вулканического стекла, протекающего по другим схемам. Так, в бентонитовых глинах, возникших по вулканическим пеплам в плиоценовых озерных осадках в штате Колорадо (США), выявлено два типа изменений. Один из них проявился в процессе девитрификации с образованием монтмориллонита, а другой приводил к формированию гидрослюды, находящейся в неупорядоченном чередовании с небольшим количеством монтмориллонита /Милло, 1968/. Некоторые исследователи считают, что гидрослюда может сформироваться непосредственно по вулканическому пеплу, не проходя этапа монтмориллонитизации. Такого мнения придерживаются Д. Рид и Л. Шульц /Гаврилов, 1967/, изучавшие нижнемезозойские туфогенные аргиллиты Новой Зеландии и юрские туфогенные аргиллиты формации Кармел (Юта, США). Образование гидрослюды связывается с наличием калия в исходных пепловых осадках.

Как показали микроскопические и рентгенометрические исследования бентонитовых глин верхней перми Кузнецкого бассейна, образовавшихся в условиях солонатоводного бассейна, изменение пеплового материала кислого состава происходило в несколько последовательных этапов по времени /Ван, 1966, 1968/. Начальная фаза изменения стекла проявляется в формировании тонких поверхностных пленок вокруг стекловатых фрагментов, состоящих из удлиненных чешуек монтмориллонита, которые ориентированы в одном направлении, слагая тонковолокнистые агрегаты. Постепенно эти чешуйки проникают глубже. В центральной части обломков стекла большей частью образуются радиально-лучистые и сноповидные агрегаты монтмориллонита и только в самом центре отмечаются низкополяризующие скопления мельчайших чешуек. Витрокластические туфы постепенно превращаются в туфогенные бентонитовые глины, которые еще сохраняют реликтовую пепловую структуру, т.е. в них различаются контуры бывших осколков стекла со свойственной им характерной формой (рис. 14, 15).

Следующий этап преобразования приводит к уплотнению бентонитовых глин и появлению смешанослойного минерала монтмориллонит-гидрослюдистого типа, которые сопровождаются выделением избыточного кремнезема в форме кристобалита. В дальнейшем смешанослойная структура глинистых минералов исчезает, замещаясь диоктаэдрической гидрослюдой с незначительной примесью хлорита. Гидрослюда сначала имеет низкую степень совершенства структуры. На этой стадии реликтовая пепловая структура полностью утрачивается. Освобожденный при этом кремнезем нередко фиксируется в подстилающих песчаниках в виде поровых выделений мелкозернистого кварца. Образуется глинистая порода, которую следует называть туфогенным аргиллитом, так как основным признаком ее пеплового происхождения остается только наличие пирокластических осколков кварца и полевых шпатов. При их отсутствии главным аргументом в установлении генезиса породы является сходство





Рис. 14. Туффит. Южно-Минусинская впадина, быстрянская свита  $C_1$ ,  $d = 1,9$  мм, николи //.

во с подобными породами доказанной вулканогенной природы и интуиция.

Процесс минералогических изменений витрокластических туфов сопровождается перестройкой микроструктуры породы в целом. При замещении вулканического стекла монтмориллонитом одновременно образуется система полигональных трещин усыхания, которые сохраняются до глубокой степени изменения пород. Последующая перекристаллизация тонкодисперсного глинистого вещества начинается с трещин, которые придают породе комковатое или ооидное строение. При поверхностном выветривании туфогенные аргиллиты распадаются на осколки, имеющие своеобразный сферический излом.

Монтмориллонит, который образуется при выветривании вулканического пепла, возникает в условиях, создающихся при умеренных атмосферных осадках. Изучение минералогии месторождений глин Японии и почв Гавайских островов показало, что с увеличением годовой суммы осадков и, следовательно, интенсификации выветривания происходит переход монтмориллонита в каолинит и непосредственное замещение каолинитом исходного вулканогенного материала /Дегенс, 1967; Милло, 1968/. При еще более энергичном выветривании на ее конечной стадии совершается накопление минералов свободного глинозема и окислов железа и титана. Полное выщелачивание почти каждой

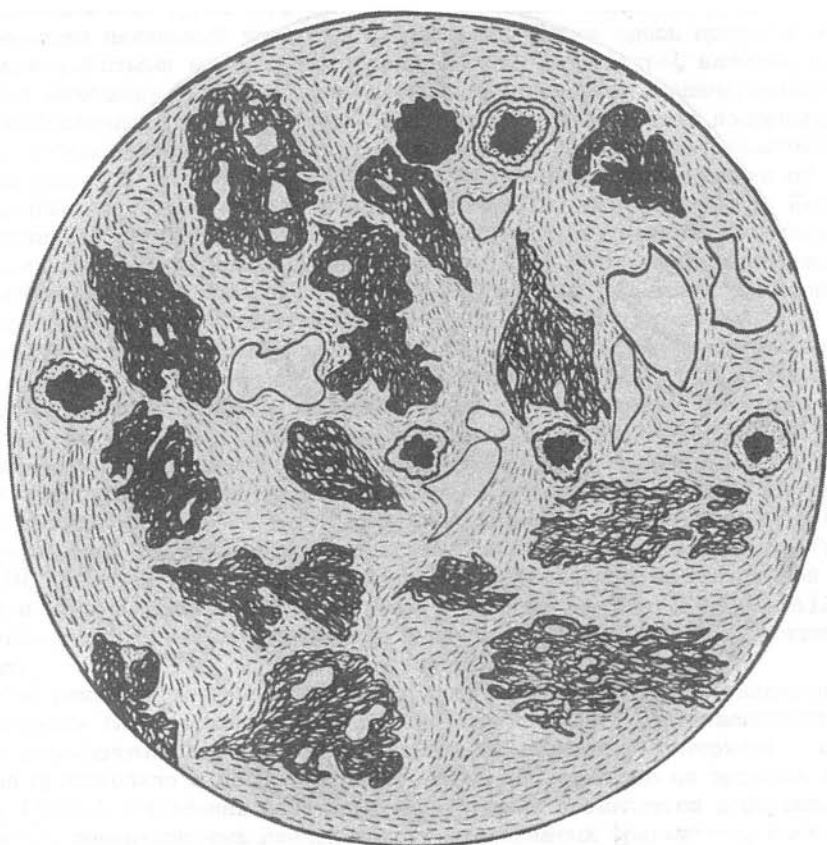


Рис. 15. Туф кристалло-пемзокластический, андезито-дацитовый, замещенный смешанослойной монтмориллонит-гидрослюдой. Кокуйская впадина, катская свита  $C_3$ ;  $d = 1,9$  мм, николи //.

алюмосиликатной породы приводит к образованию каолинита, а частичное — к образованию монтмориллонита /Келлер, 1963/. При этом считается, что наиболее благоприятными условиями для формирования монтмориллонита являются условия с высокими значениями pH, а образованию каолинита способствует кислая среда. Что касается влияния химического состава пеплов на характер изменения, то известно, что по кислому вулканическому стеклу предпочтительно развивается монтмориллонит, а по среднему и основному стеклу — каолинит.

При эпигенетическом преобразовании монтмориллонитизированные туфы замещаются гидрослюдитизированными, или как их правильнее называть, туфогенными аргиллитами. Они наиболее распространены в палеозойских и отчасти мезозойских отложениях. Это обычно плотные, не размокаемые в воде породы, сложенные однородной, тонкочешуйчатой, чешуйчато-волокнутой и криптокристаллической массой с неясно выраженной реликтовой пепловой структурой либо без нее или проявляющейся участками. По основной глинистой массе нередко рассеяны остроугольные, таблитчатые, иногда идиоморф-

ные и фигурные осколки кварца и полевых шпатов. В отдельных случаях отмечается слюдистый детрит. Благодаря разной степени раскристаллизации стекловатых фрагментов и более тонкого цементирующего вещества в основной глинистой массе туфогенного аргиллита длительное время сохраняются неоднородности микроструктуры, унаследованной от исходного осадка. Это может обнаружиться в неравномерном погасании отдельных участков неправильной формы. При более глубоком эпигенетическом изменении пород появляются микрогнезда альбита и магнезиального хлорита. Последние предпочтительно развиваются в тех местах, где прежде были поры, выполненные кальцитом.

В туфогенных аргиллитах, обогащенных органическим веществом или значительно реже гидроокислами железа, очень долго сохраняется первичная структура. В результате уплотнения осадка пепловые фрагменты, особенно обломки пемз, вытягиваются в одном направлении, образуя псевдофиюидальную текстуру. До глубокой степени перерождения пород проявляется реликтовая пепловая структура в карбонатных конкрециях. Первичная структура осадка, закрепленная тонкозернистым карбонатным веществом на ранних стадиях породообразования (в диагенезе), может очень длительное время противостоять эпигенетическим процессам перестройки структуры породы.

В туфогенных аргиллитах Кузнецкого прогиба часто встречаются глинисто-кремнистые конкреции с высоким содержанием пятиоксида фосфора (до 24%). Этим данные аргиллиты заметно отличаются от фоновых терригенных пород. Повышенное содержание фосфора установлено также в туфогенных аргиллитах Тунгусской синеклизы. Количество фосфора в них обычно на несколько порядков больше, чем во вмещающих породах. Указанный факт можно объяснить тем, что пепловый материал привносит в осадок значительное количество различных элементов, сорбированных на поверхности слагающих их частиц /Гущенко, 1965/. Именно фосфор лучше сорбируется на вулканическом стекле, поэтому повышенная фосфатность аргиллитов должна настораживать исследователей, имеется в виду возможность их образования за счет разложения вулканических пеплов.

Широко распространены каолинитизированные пепловые породы (рис.16). Каолинитизированные туфы под разными названиями (каолинолиты, кремневки, серики в Донбассе, тонштейны в Западной Европе, флинтклей в США) известны по всему разрезу фанерозоя, но наиболее они развиты в угленосных отложениях, где лучше изучены и используются при корреляции.

До 70 прослоев каолинитизированных пепловых туфов (цинеритов) и тонштейнов насчитывается в каменноугольных отложениях угленосных бассейнов Франции /Bouroz, 1970; и др./. Многие из этих прослоев сопоставляются с аналогичными образованиями Бельгии, Нидерландов, ФРГ и других стран. В намюрских и вестфальских углях Англии имеются прослой тонштейнов с хорошо сохранившейся реликтовой пепловой структурой /Fransis, 1969/, а в отдельных случаях отмечаются постепенные переходы их в слабо измененные туфы. Тонштейны с остатками вулканического стекла известны в порембских слоях Верхнесилезского и в визейских отложениях Интрасудетского угольных бассейнов (ПНР). Многочисленные прослой каолинитизированных туфов (тонштейнов) с высоким содержанием биотита (до 20%) описаны в угленосных отложениях Остравско-Карвинского и других угольных бассейнов ЧССР. Тонштейны встречены в угленосных отложениях Испании, Бразилии, Канады, Японии, Китая и других стран. В США подобные породы под названием флинтклей имеются в пенсильванских отложениях Миссисипского и Пенсильванского бассейнов. С этими флинтклеями связаны залежи бокситов. Флинтклеи угленосных отложений Австралии и Индии часто содержат в небольшом количестве диаспор и бемит.

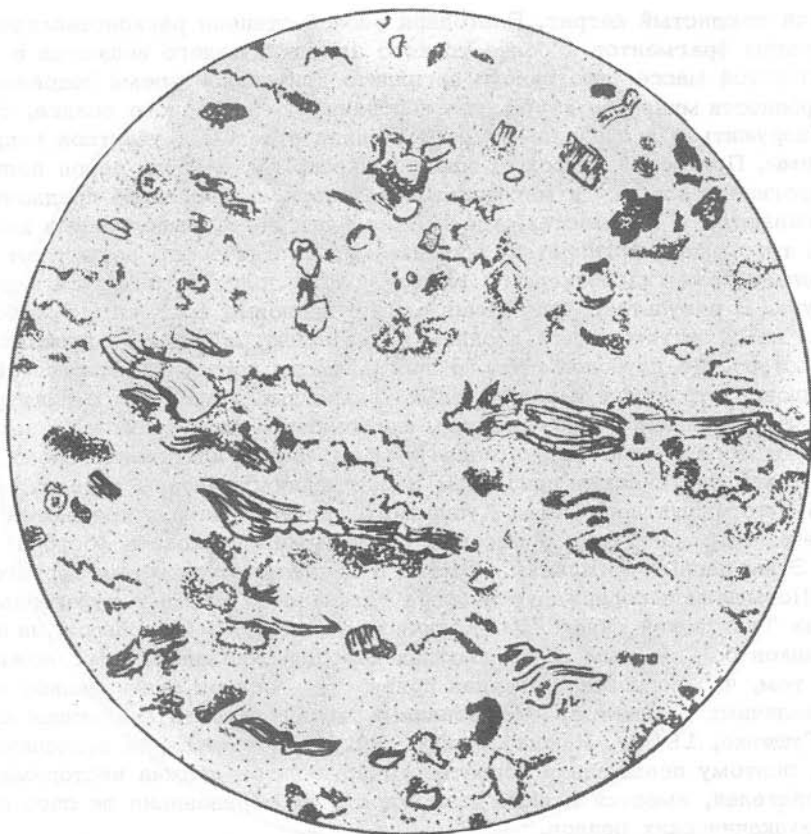


Рис. 16. Туф витрокластический, липарито-дацитовый, каолинитизированный. Рыбинская впадина, преобразенская свита  $J_1$ ,  $d = 1,9$  мм, николи //.

В Донецком бассейне в угленосной толще к настоящему времени выявлен 21 прослой тонштейнов, залегающих в угольных пластах, а между ними обнаружено 12 прослоев туфов /Черновьянц, 1976/. Каолиниты пеплового происхождения исследованы в Кузнецком бассейне /Ван, 1972а/.

Образование каолинита по алюмосиликатным минералам происходит под воздействием более интенсивных процессов выщелачивания и разложения (чем, например, при образовании монтмориллонита) и нередко это осуществляется через промежуточные фазы, представленные такими глинистыми минералами, как монтмориллонит, галлуазит и др. Поэтому при полном замещении первичного осадка каолинитом очень редко сохраняются его исходные признаки. Это явилось причиной долгого существования противоречивых мнений о генезисе некоторых каолинитизированных пород (в частности, тонштейнов).

Из многочисленных разновидностей тонштейнов Саарской области П.Гутхерлем и др. /Guthert e.a., 1956/ выделяют кристаллические, крупчатые, псевдоморфозные, плотные криптокристаллические тонштейны и тонштейнообразные породы.

Кристаллические тонштейны характеризуются хорошо развитыми кристаллами каолинита. Каолинит образует червеобразные или искривленные в разной



степени столбчатые сростки кристаллов с хорошо видимыми под микроскопом поперечными трещинками спайности. Кристаллы погружены в однородную скрыто- и мелкокристаллическую основную массу каолинита с обрывками углефицированных растительных тканей и пропитанную пылевидным углистым веществом.

Крупчатые или зернистые тонштейны сложены колломорфными образованиями, имеющими форму шариков, овоидов, уплощенных линз. Цементирующим веществом является также тонкодисперсная почти изотропная каолинитовая масса.

Псевдоморфозным тонштейнам свойственно широкое развитие псевдоморфоз каолинита по слюдам и полевым шпатам, реликтовые кристаллы которых часто имеют идиоморфные очертания. Среди обломочного материала встречаются оскольчатые зерна кварца. Основная цементирующая масса представлена тонкодисперсным или тонкокристаллическим веществом.

Вулканическое происхождение тонштейнов доказывается многочисленными фактами, главными из которых являются значительная выдержанность горизонтов тонштейнов, постоянство и сходство состава этих пород (иногда удаленных друг от друга на сотни километров), частое присутствие идиоморфных кристаллов биотита, кварца, полевых шпатов, циркона, анатаза, рутила и других минералов, а также оскольчатая форма зерен кварца и свежесть полевых шпатов, подобие состава аутигенных минералов и микроструктур тонштейнов и туфов, залегающих в этих же отложениях, но сохранивших реликтовые признаки пепловых пород, а также многочисленными примерами латерального перехода тонштейнов в туфы. Кроме того, на основании изучения микрокомпонентов угольных включений в тонштейнах и их хорошей сохранности установлено, что осадки, послужившие исходным материалом для формирования тонштейнов, являются одноактным "мгновенным" образованием /Delattre, 1969/. В результате быстрого захоронения растительных остатков они законсервировались, поэтому хорошо сохранились. Это также свидетельствует о вулканогенной природе тонштейнов.

Исследование литологического строения разрезов угольного бассейна Нор (Франция) показало, что пласты и прослой тонштейнов в большинстве случаев завершают песчанистые ритмы, залегают над более тонкозернистыми песчаниками и подстилают грубозернистые песчаники следующего ритма /Dolle, 1972/. Если считать тонштейны вулканогенными образованиями, то строение этих ритмов хорошо сопоставляется со строением вулканогенно-осадочных ритмов угленосных толщ Сибири /Ван, 1968, 1972а/, которые также заканчиваются пепловыми туфами, преобразованными либо в каолиниты, либо в бентониты.

Каолинолиты, или тонштейны, Кузнецкого бассейна по своим микроструктурным особенностям объединяются в две разновидности — криптокристаллические и крупчатые. Детальными микроскопическими исследованиями установлено, что образование первых типов происходило за счет разложения тонкого пеплового материала в среде, обогащенной органическими кислотами, о чем свидетельствует присутствие пирокластических осколков кварца и реже полевых шпатов. Происхождение зернистых типов связывается с изменением пемзовых осадков, что доказывается нахождением реликтов пемзовых фрагментов. Обломки пемз, выброшенных вулканами, попадают в резко отличные термодинамические условия с агрессивными кислотными растворами и благодаря своей высокой пористости претерпевают быструю деитрификацию с образованием тонкодисперсного каолинита. Скорое разложение пемзовых обломков часто приводит к исчезновению пор, которые заполняются продуктами замещения стекловатых стенок пузырей.



Изучение распределения зернистых компонентов в слоях каолинолитов показало, что нередко в них наблюдается обратная градиционная слоистость, т.е. более крупные зерна располагаются в верхней части слоя, а мелкие — в основании слоя: происходит увеличение размерностей снизу вверх. Такое распределение обломков очень характерно для пемзовых отложений. Оно обусловлено более быстрым погружением на дно бассейнов мелких пемзовых обломков по сравнению с крупными, так как мелкие обломки значительно быстрее пропитываются водой и тонут, ложась в подошве слоя.

Экспериментальными исследованиями преобразования стекла выявлено, что на первичных стадиях изменения в результате гидролиза и интенсивного выноса катионов происходит образование мельчайших алюмосиликатных сферических частиц. При большом содержании органического вещества формируется криптокристаллический каолинит, а при малом возникают крупные однородные кристаллы /Wolf, 1969/. Крупные червеобразные кристаллы встречаются чаще, когда в угленасыщенных осадках имеются биотит и обломки гомогенного стекла.

Таким образом, в зависимости от степени изменения и условий образования каолинит может обладать различными структурами. В качестве примеси в каолинолитах иногда присутствуют глиноземистые минералы: диаспор, гиббсит и бемит. Известны многочисленные случаи латерального перехода прослоев каолинолитов в бокситовые залежи /Foos, 1944/. Последние, как правило, приурочены к окраинам угленосных бассейнов, к зонам более интенсивного выветривания и инфильтрации поверхностных вод. Е.Г. Куковский /Kukovsky, 1969/ выявлено, что гиббсит образуется только по каолиниту с неупорядоченной структурой, формирующемуся по основным породам или стеклу. Кислые стекла и породы при выветривании переходят в упорядоченный каолинит, трудно поддающийся дальнейшему разложению до конечных окислов. Такая избирательность обуславливается, по-видимому, скоростью реакции распада выветривающихся фрагментов. Основное стекло как крайне нестабильное вещество в поверхностных условиях подвергается более интенсивному выветриванию, вследствие чего структура вновь образованного каолинита не успевает упорядочиться и обладает слабыми связями, поэтому при определенных условиях легко диссоциирует до образования алюмогелей (свободного глинозема).

Интересные сведения по поверхностному выветриванию вулканических пеплов получены при изучении пепловых отложений влк. Ниамурагира. Установлено, что по мере удаления от вулкана с уменьшением размерностей пепловых частиц возрастает интенсивность процессов преобразования. В 20 км от вулкана в грубом пепловом материале при  $pH = 7$  рентгеноструктурным исследованием определено появление трехслойных минералов. В 50 км от вулкана при  $pH = 5$  появляется смесь галлуазита и каолинита, а в 75 км глинистая фракция состоит из неупорядоченного каолинита /Милло, 1968/.

Каолинитизированные туфы и туффиты, описанные Г.Н. Бровковым и др. /1967/ в нижнетурнейских отложениях Минусинского прогиба, представляют собой аргиллито- и алевролитоподобные фарфоровидные породы мощностью до 8 м. Базисная масса породы сложена мелко-криптокристаллическим веществом альбит-каолинового состава с примесью алевритовых зерен пирокластического кварца и полевых шпатов, а также гидрослюды. В фарфоровидных туфах встречается доломит в ассоциации с флюоритом, пиритом и баритом. Альбит образует множество рассеянных по тонкодисперсной каолиновой массе идиоморфных и неправильной формы зерен. Новообразованные кристаллы альбита и регенерационные оболочки обломочных плагиоклазов корродированы каолинитом. Каолинитизированные туффиты характеризуются значительной карбо-

натностью и наличием скоплений фюзенизированных и отчасти гелефицированных растительных остатков. В числе аутигенных минералов-примесей отмечаются гидроокислы железа, распыленные в породе в виде крапа, и титановые минералы (лейкоксен, анатаз). В фарфоровидных разностях туфов пепловая структура не сохранилась. Вулканический генезис исходного материала предполагается по обилию пирокластических осколков минералов и вторичного альбита в основной массе породы.

Бокситы, основные компоненты которых сложены окислами и гидроокислами алюминия, являются конечными продуктами выветривания. Вулканические пеплы, особенно основного состава как наиболее неустойчивые осадки в зоне гипергенеза, представляют собой самый благоприятный субстрат для образования бокситов. В бокситах очень редко сохраняются первичные структуры пепловых пород. Поэтому для распознавания исходного осадка, по которому сформировался боксит, применяется исследование морфологических особенностей рудных минералов, косвенно указывающих на их происхождение.

В последние годы появляется все больше публикаций, содержащих сведения о нахождении вулканогенно-обломочного материала в бокситах геосинклинальных областей. Как выше упоминалось, присутствие пирокластического материала доказано в бокситах Североуральского месторождения /Гладковский, Огородников, 1971/. Здесь они встречаются в виде хлоритизированных реликтов вулканического стекла с измененными микролитами полевых шпатов и глобулями пироксенов. Обломки силикатной пирокластике, замещенные хлоритом, имеют неправильную форму и цементуются менее хлоритизированным стекловатым веществом. Реликтовая форма пепловых частиц выделяется на общем фоне породы неоднородностью за счет различной степени хлоритизации. Рудная пирокластике характеризуется наличием трещин в зернах, особенно четко проявляющихся после травления концентрированной соляной кислотой. В хлоритизированном цементе бобовых бокситов сохранились участки с хорошо выраженной пепловой структурой.

В.Н. Григорьевым доказывается пепловая природа верхнебашкирских бокситовых пород Варухского, Сохского, Каранглинского и Чаувайского месторождений западных районов Средней Азии /Григорьев, 1968/. Минеральный состав и структура этих пород несомненно указывают на то, что они возникли в результате глубоких постседиментационных преобразований пеплового материала. Форма порфиридных выделений каолинита напоминает форму кристаллокластов полевых шпатов и их оплавленные кристаллы. Среди червеобразных кристаллов каолинита часто встречаются реликты гидробитита, свидетельствующие о значительном содержании биотита в исходном осадке. Как завершающий процесс наблюдается замещение кристаллов каолинита и отдельных бобовин зернами диаспора. Аналогичные породы описаны Л. Маричем /Maric, 1966/ в районе Трубжела (Черногория). Здесь в белых бокситах среди бёмит-гематитовой массы выделяется большое количество фенокristов полевых шпатов, замещенных каолинитом.

А.С. Калугин /1967/ выдвинул гипотезу образования геосинклинальных бокситов карстового типа за счет латеритизации вулканического пепла, приносимого издалека на приподнятые карбонатные рифогенные плато. Доказательством этой гипотезы, кроме других признаков, является также присутствие в бокситах реликтовой пепловой структуры, обломков эффузивов, переходы бокситов по латерали в вулканогенные образования и наличие в под- и надрудных частях разрезов пластов туфов или других вулканогенных пород. Эта гипотеза, допускающая участие пеплового материала при образовании бокситов, подтверждается новыми сведениями. Так, на атоллных островах

архипелага Луайоте (Лифу и Увеа) наблюдается современное бокситообразование на карбонатном субстрате. Силикатное вещество представлено пирокластическими продуктами четвертичного и современного вулканизма, проявляющегося на Новых Гебридах. Бокситизация происходит на прибрежных террасах, где местами развиваются молодые андозолы, образованные из разложенной вулканической пыли пемзы и кораллового лома. Комплексное исследование позволило установить, что коричневые и красно-коричневые почвы представляют собой боксит (бемит, аморфный глинозем), сформировавшийся в конечную стадию превращения аморфных продуктов под влиянием карбонатного ложа, которое создавало благоприятную щелочную среду /Tercinier, 1971/.

Образование минералов свободного глинозема по вулканическому пеплу и пемзе происходит не только в присутствии карбонатов. В вулканических районах Японии и Анд выветривание пеплов протекает в несколько стадий — в начале наблюдается выщелачивание кремнезема, глинозема, железа, а также щелочных и щелочно-земельных металлов, осаждающихся в виде аморфных образований и незначительных количеств глинистых минералов. В дальнейшем процессы выветривания приводят к объединению кремнезема и глинозема в аморфные алюмосиликаты — аллофаны при семигумидном климате, десиликации и накоплению глинозема (гиббсита) и галлуазита в гумидном климате /Михайлов, Кринари, 1970; и др./.

Пепловая природа выветривающихся осадков устанавливается по постепенному переходу от слабо выветрелых пород с ясно выраженной первичной структурой к сильно преобразованным, утратившим исходные структурные признаки.

Хлоритизированные туфы (рис. 17, 18) являются одним из распространенных типов среди измененных пирокластических пород. Хлоритизация пеплового материала происходит разными путями. В туфах кислого и среднего состава хлорит может появиться в результате трансформации монтмориллонита в процессе постседиментационных изменений, непосредственного замещения витрокластов с сохранением их первичных контуров и развитие хлорита по тонкой вулканической пыли с образованием тонкочешуйчатой массы с включением сноповидных и радиально-лучистых агрегатов. Хлоритизированные туфы обычно известковисты. Кальцит присутствует в самом разнообразном виде: от пелитоморфного до крупнозернистого с пойкилитовым строением в известковистых туффитах. Изредка встречается доломит. Вместе с хлоритом часто отмечаются кварц и халцедон, которые или совместно с хлоритом замещают стекловатые фрагменты, или образуют мелкозернистые либо сноповидно-лучистые стяжения неправильной формы, или слагают цемент в виде тонкозернистой кремнисто-хлоритовой массы. Хлоритизированные фрагменты сливаются участками в сплошное мелкочешуйчато-волокнистое вещество с реликтовой пепловой структурой и без нее.

По внешнему облику хлоритизированные туфы представляют собой алеврито- и аргиллитоподобные породы разных оттенков зеленого цвета. Хлоритизированные туфы основного, состава часто напоминают песчаные породы и имеют буровато-зеленую окраску из-за постоянного присутствия гидроокислов железа. Здесь хлорит развивается как по вулканическому стеклу, так и по обломкам эффузивов. Процесс хлоритизации в этих туфах сопровождается интенсивной кальцитизацией породы.

Интенсивная хлоритизация, приводящая к полному замещению вулканического стекла хлоритом, в сравнительно молодых третичных отложениях является признаком подводного образования туфов. В этих случаях хлорит развивается по палагониту, который в свою очередь образуется преимущественно по сидеромелановому стеклу. Такие туфы широко распространены в отложениях кайнозойских геосинклинальных прогибов Камчатки, Сахалина и Японии



Рис. 17. Гиалокластит хлоритизированный. Туруханский район, маковская свита  $K_2$ ,  $d = 0,9$  мм, николи //.

/Бродская, 1963/. В древних отложениях вместе с хлоритом часто наблюдаются скопления эпидота и пренита. В зависимости от конкретной обстановки базальтовое стекло в подводных условиях может преобразоваться в минералы смектиновой группы в ассоциации с цеолитами или в железистый монтмориллонит с кальцитом и также цеолитами. Известны случаи замещения палагонита хлорофеем и лептохлорита – гизингеритом. Последние образуют округлые гелеподобные скопления бурого и буровато-черного цвета и встречаются вместе с железистыми минералами – гетитом и гидрогетитом /Гоньшакова, 1961; Пискунов, Федорченко, 1969/.

В палеозойских отложениях хлоритизированные туфы известны в нижнем карбоне Кузбасса, девоне Минусинского прогиба и Южного Урала. Описаны они в триасе Сибирской платформы.

Реликтовая пепловая структура в этих туфах сохраняется только в тех случаях, когда вулканическое стекло хлоритизировано неодинаково. Особенно хорошо выделяются реликты микролитов. Иногда более крупные хлоритизированные фрагменты цементируются менее хлоритизированной стекловатой пылью, что создает неоднородное строение базисной массы, подчеркивающее изначальную структуру породы. Для хлоритизированных туфов характерно присутствие глобул пироксена /Огородников, Гладковский, 1975/. Кроме того, хлорит, замещающий стекловатые частицы, часто в центральных частях имеет тонкочешуйчатую структуру и более светлую окраску, а по периферии – чешуйчато-волокнистое строение и более темную окраску.

Глауконитизированные туфы пока никем не описаны, хотя сам процесс глауконитизации пеплового материала отмечался многими исследователями. Г.Н. Бровков и др. /1967/ среди нижнекаменноугольных пород Минусинского прогиба выделяют глауконитизированные разности аналцимитизиро-



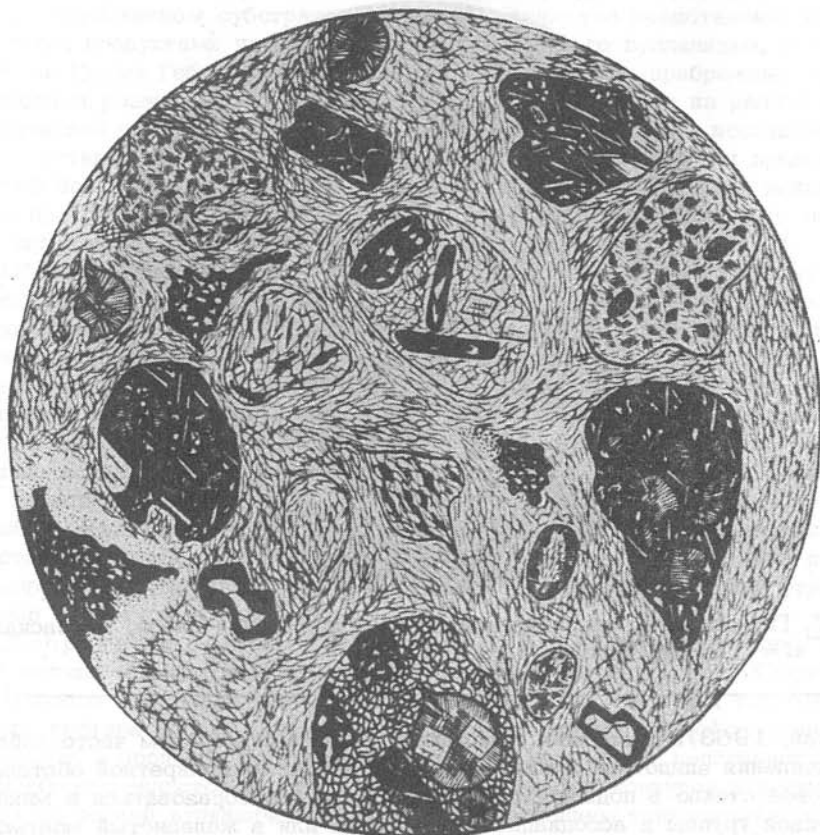


Рис. 18. Туф литокластический, базальтовый, замещенный хлоритом и гидрослюдой. Кузбасс, яйская свита  $D_3$ ,  $d = 6$  мм, николи +.

ванных туфов, в которых глауконита до 10% от объема породы. Глауконит микрозернистый и тонкочешуйчатый. Он образует мелкие линзы и совместно с доломитом и непостоянной примесью альбита, адуляра, гидрослюды и изредка ломонтита цементирует скопления зерен анальцима. А.А. Гаврилов /1967/, изучавший ордовикские отложения Южного Урала, отмечает, что в известняках, обогащенных литокластическим материалом, представленным сильно измененными обломками эффузивов, находится много глауконитовых зерен. По зернам эффузивов развиваются хлорит и глауконитоподобный минерал. Глауконит встречается только в пределах слоев с пирокластикой и не наблюдается в других частях известняковой толщи. Образование глауконита связывается с разложением витрического материала, попавшего в карбонатный осадок.

В мощной толще меловых карбонатных пород Сухумско-Джавской зоны глауконит появляется в аптских отложениях, в которых имеются первые признаки вулканической активности /Дзоценидзе, 1969/. В третичных отложениях Сахалина в большом количестве глауконит отмечается в осадках позднего олигоцена и миоцена, формирование которых связано со значительным поступлением вулканогенного материала /Бродская, 1968/. Характерно ча-



стое сонахождение глауконита в разрезах с бентонитовыми и цеолитовыми породами, которые образуются в основном за счет разложения вулканического пепла.

Глауконитизированные пепловые фрагменты встречаются в ордовикских отложениях Сибирской платформы /Бгатов и др., 1969/. В разрезе кривошунского яруса по р. Подкаменной Тунгуске глауконитизированные частицы вулканического стекла описаны в туфоалевролитах, содержащих большое количество остроугольных и фигурных осколков пирокластического кварца. Глауконит развивается по частицам, имеющим характерную для пеплов форму, которая хорошо выделяется на фоне цементирующей карбонатной массы. Глауконитизированный литокластический туф обнаружен в красноозерской свите верхнего девона Кузнецкого прогиба, вскрытой глубокой скв. № 1 на Воскресенской площади. Глауконит развивается по эффузивным обломкам, замещающая в них стекловатую интерстицию. Реликтовая структура базальтового порфирита в отдельных обломках хорошо сохранилась. Порода сложена главным образом этими обломками и сцементирована кальцитом. По форме обломки округлые и реже угловатые. Вулканокластическое происхождение этой породы доказывается однородным составом, образованным из одних эффузивов, и оригинальностью в данном разрезе. В ближайшем естественном выходе этого стратиграфического горизонта на р. Томи в районе Крапивинского поднятия описаны многочисленные пласты туфов различного состава, в том числе базальтового /Ван, 1969/.

Глауконитизированные пепловые фрагменты широко распространены в юрских отложениях приуральной части Западно-Сибирской плиты. Они ассоциируют с обломками шлака и других сильно измененных обломков эффузивов базальтового состава. Как правило, цементом в этих породах служат карбонаты.

В меловых отложениях Западно-Сибирской плиты железорудные горизонты по простиранию замещаются глауконитсодержащими /Казанский, 1963; Николаева, 1967/. Наиболее железистые разности глауконитов отмечаются в зоне выклинивания оолитовых руд. Т.И. Гурова /1959, 1960/ в осадках чехла Западно-Сибирской плиты по различным признакам выделила три разновидности глауконита, распределение которых определяется расстоянием от древней береговой линии. Наиболее железистый глауконит встречается вблизи этой линии, проходящей вдоль зон локализации железных руд. С удалением от берега железистость глауконита уменьшается.

Исследования строения железистых оолитов и типоморфных особенностей глауконита показали /Ван, 1974/, что ядрами ряда оолитов и некоторых глауконитовых зерен часто служат хлоритизированные и замещенные гидрогетитом шлаковые и эффузивные обломки, вулканическое стекло и осколки кварца. Хлоритизированные или глауконитизированные стекла иногда содержат микролиты полевых шпатов и других минералов. Многие из этих стекловатых зерен похожи на гиалокласты и глобулы лав, фрагментированных в подводных условиях. В северо-восточных районах плиты среди рассматриваемых отложений встречаются реликты палагонитизированного стекла. Нередко наблюдаются темноцветные минералы, преобразованные в гидроокислы железа и глауконит. С удалением от железорудной фациальной зоны ядра в глауконитах исчезают. Зерна глауконита становятся более однородными и имеют микроагрегатное или микроволокнистое строение. Только в редких зернах сохраняются угловатые очертания стекла. По-видимому, большинство из них образовано из коллоидов за счет синтеза веществ при разложении витро- и гиалокластике. Такое латеральное изменение состава глауконитов подобно распределению рыхлых продуктов извержений. Вблизи вулканов отлагается преимущественно литокластический и резургентный материал, а в удаленных зонах преобладает вулканиче-

ское стекло. В этом же направлении уменьшается валовое содержание железа. Наблюдаемое в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты согласованное изменение по латерали различных типов глауконита, а также гиало- и пирокластических образований указывает на общность источников их образования.

Палыгорскитизированные туфы встречаются реже вышеописанных возможно потому, что часть из них, утратившая первичную структуру, отнесена к палыгорскитовым глинистым породам, образование которых связывают с хемогенной садкой в озерных, морских и соленосных лагунных отложениях. Глины преимущественно палыгорскитового состава широко распространены. На территории Средней Азии тонкодисперсные монтмориллонит-палыгорскитовые глины известны в верхнемеловых отложениях Исыккульской и Ферганской впадин, где они достигают мощности 8-11 м при 60-80% палыгорскита. Обнаружен палыгорскит также в Зеравшанской котловине. В меловых же отложениях он развит на территории Северной Африки. Здесь совместно с монтмориллонитом палыгорскит встречается в фосфоритоносных отложениях Габона и Марокко. Он слагает эоценовые глины с кремнями в Израиле и Судане, установлен в отложениях лютетского и рипельского ярусов Мавритании, Сенегала и Франции. Широко развиты палыгорскиты в пермских мергелях Поволжья и каменноугольных отложениях европейской части СССР.

Постоянная ассоциация палыгорскита с монтмориллонитом и кремнистыми образованиями может свидетельствовать о возможном формировании их из вулканического пепла.

Палыгорскитизированные туфы описаны по всему разрезу среднего палеозоя Ыгыатанской впадины и в каменноугольных отложениях и отчасти в девонских (намдырская свита) Кемпендяйской впадины /Ван, Колодезников, 1979/. Они представлены кристалло-витрокластическими разностями и образованы главным образом низкополярным, почти изотропным тонкочешуйчатым веществом с пепловой структурой, разбитым прожилками на комочки неправильной формы, напоминающими микростилолитовые швы и сложенными высокодупреломляющим минералом тонковолокнистого строения. Отмученный глинистый материал состоит полностью из палыгорскита (определения Г.В. Ивенсен ЯФ СО АН СССР). Среди основной массы породы видны спутанные и искривленные нитевидные контуры разложенного стекла типа "волос Пеле". По всей массе рассеяны редкие песчано-алевритовых размерностей кристаллокласты и микрожеоды халцедона до 3-5 мм в диаметре. Кристаллокластический материал состоит из кварца и калиевых полевых шпатов и единичных обломков кислых платиоклазов, редкие литокласты - из эффузивов с фельзитовым базисом, кварцитов и алевролитов. В качестве аксессуаров присутствуют пластинки биотита, округлые зерна циркона, иголки рутила. Встречаются скопления лейкоксена, развитые по разложенным титанистым минералам. Кварц оскольчатый, угловатый, таблитчатый, иногда с вогнутостями. Среди калиевых полевых шпатов отмечаются микроклин ромбовидной и таблитчатой формы и ортоклаз в виде удлиненных идиоморфных призм. Платиоклаз, представленный альбит-олигоклазом, имеет неправильную форму - часто оплавленную и с глубокими заливами. Длинная сторона обломков частью ориентирована поперек полисинтетических двойников. В некоторых прослоях палыгорскитизированные туфы полностью утратили первичные структурные признаки и только совместное нахождение их с вышеописанными туфами, а также идентичность состава и форм присутствующих пирокластических осколков кварца и полевых шпатов позволяют предполагать их вулканический генезис и называть их туфогенными палыгорскитовыми аргиллитами. Окрашены последние в голубовато-серые, серые и темно-серые цвета. Палыгорскитовые глины формировались за счет разложения вулканического пепла щелочного состава в условиях морских солеродных бассейнов.

Подобные образования известны в третичных отложениях штатов Джорджии и Флориды, где палыгорскит связан с пепловыми образованиями /Hossterman, 1973/. Распространен палыгорскит и в современных глубоководных океанических осадках. Палыгорскиты слагают основную массу глинистых осадков или же образуют желваки до нескольких сантиметров в диаметре. Они постоянно ассоциируют с монтмориллонитом или цеолитами, иногда в виде переслаивающихся прослоев, либо же переходят друг в друга по простиранию.

В желваках палыгорскит встречается с клиноптилолитом, сепиолитом, монтмориллонитом, серпентином и кварцем /Bonatti, Joensuu, 1968/.

В вулканогенных осадках центральных районов Тихого океана палыгорскитовые глины встречаются вместе с монтмориллонитовыми, образованными по палагонитовым туфам, сформированным при подводном вулканизме /Шербакова, 1974/. Глубоководные палыгорскитовые глины эоценового возраста, образованные за счет изменения пеплового материала, детально изучены О.С. Ломовой /1975/ по материалам подводного бурения в Восточной Атлантике. Эти глины (содержание палыгорскита 50–90%) представляют собой однородную толщу с многочисленными прослойками (1–5 см) цеолитовых глин и глин с реликтами вулканического стекла. В отдельных интервалах отмечаются появление сепиолита и переслаивание палыгорскитовых глин с породой, обогащенной кристобалитом. Палыгорскитовые глины окрашены в светло-серый палевых тонов цвет. Слоистость выражена слабо. Глина тонкодисперсная с характерным сетчатым угасанием. Имеются прожилковые гидрослюдистые обособления. В некоторых образцах слоистость подчеркивается цепочковидными выделениями пирита. Вместе с палыгорскитом постоянно отмечается примесь монтмориллонита. В составе крупных фракций присутствуют вулканические стекла разного состава и степени изменения, кварц и полевые шпаты со значительной долей санидина. Последний в виде четко выраженных таблитчатых кристаллов встречается во всех образцах палыгорскитовых глин. Образование палыгорскитовых глин пространственно приурочено к области развития щелочно-базальтоидного вулканизма. Прослои палыгорскита формировались в результате гальмиролитического разложения вулканического стекла щелочно-базальтового состава при дополнительном поступлении магния из аутометасоматически измененных базальтов, подстилающих эти глины.

Вермикулитизированные туфы обнаружены в ордовикских отложениях в районе Ишимской Луки, где они залегают в подошве 20-метровой толщи яшм. Это аргиллитоподобная порода бурого цвета. Основная масса ее состоит из глинистого вещества тонкочешуйчатого строения, слагающего неправильной формы агрегаты в виде линзочек, вытянутых в одном направлении, образуя микрофлюидальную или линзовидно-слоистую текстуру. Контур пепловых фрагментов подчеркивается гидроокислами железа, которые окружают их тонкими пелитоморфными пленками. Интерстиции между вермикулитизированными частицами выполнены сгустками гидроокислов железа с примесью кремнистого вещества. Встречаются единичные осколки кварца и полевых шпатов остроугольной формы. Отмечается присутствие слюдяного детрита. Рентгеноструктурными исследованиями, проведенными Е.П. Акульшиной (СО АН СССР), установлено, что глинистая фракция породы полностью сложена вермикулитом. Вермикулит обнаружен в этом же разрезе в туфитах, где его содержится в глинистой фракции не более 40%, остальная часть представлена смешанослойной монтмориллонит-гидрослюдой. Из анализа геологической ситуации рассматриваемых отложений можно сделать вывод о формировании вермикулита за счет пирокластических продуктов подводных извержений.

По литературным данным известно, что вермикулит образуется в про-

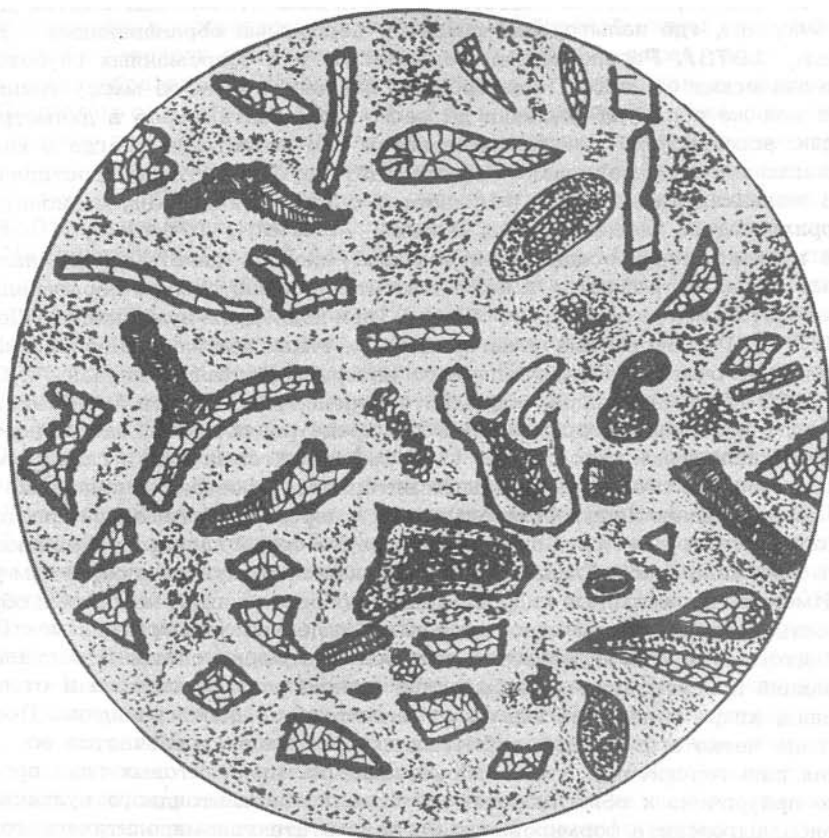


Рис. 19. Туф витрокластический, андезитовый, карбонатизированный (кальцит с примесью доломита). Южно-Минусинская впадина, алтайская свита  $C_1$ ,  $d = 1,9$  мм, никели +.

цессе выветривания ультраосновных пород или магнезиально-железистых слюд.

Кальцитизированные туфы (рис. 19–21) известны в палеозойских отложениях Кузнецкого и Минусинского прогибов и Сибирской платформы /Литология среднепалеозойского..., 1967; Ван, 1969/. Это аргиллитоподобные, плотные, сильно известковые породы зеленовато-, буровато-серой и серой окраски. Наиболее интенсивно выражена кальцитизация в туфах основного состава. Обычно стекловатые пепловые частицы основного состава в отличие от кислых не образуют рогульчатых, серповидных и других сложных по очертаниям форм. Они, как правило, имеют более округлую форму – в виде капель, шариков и комочков однородного и иногда пористого строения. Продукты разложения основного вулканического стекла синтезируются в различные минеральные новообразования. В одних случаях это могут быть глинистые минералы, хлорит или альбит, кварц, а в других – карбонатные: кальцит, сидерит или доломит. Замещение вулканического стекла карбонатами приводит к формированию разнообразных, в основном округлой формы, образований, которые из-за отсутствия ясно выраженных диагностических признаков



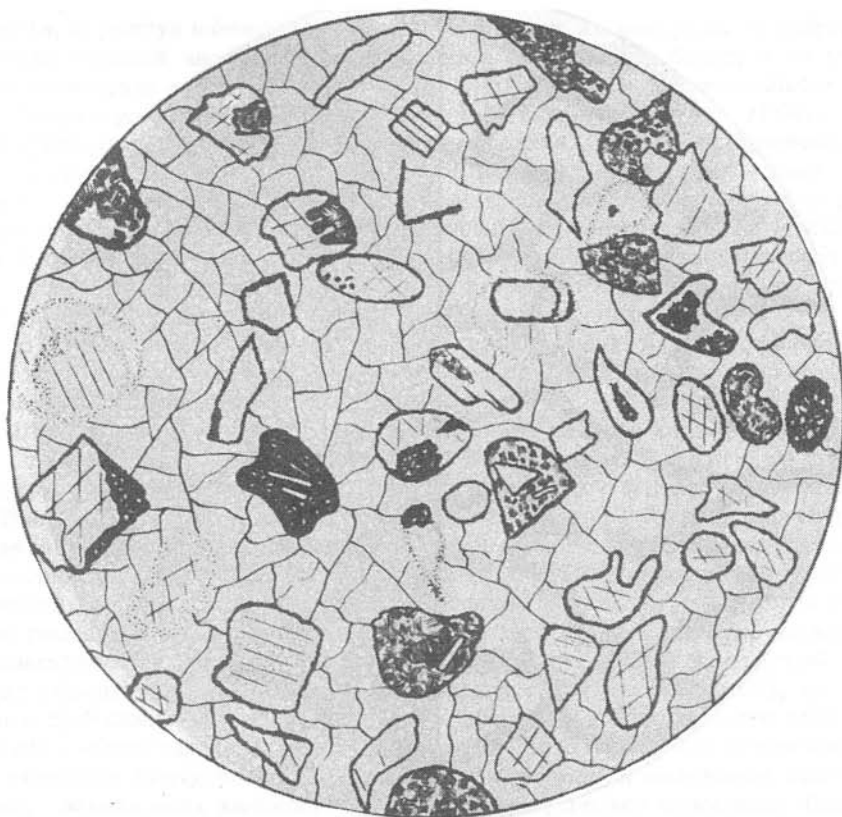


Рис. 20. Туфоизвестняк. Пирокластика, представленная обломками базальтов и темноцветных минералов, глинизирована и карбонатизирована. Контуры замещенных пепловых частиц подчеркиваются "железистой рубашкой". Кузбасс, р. Томь,  $D_3^d = 0,9$  мм, николи +.

часто относят к так называемым проблематикам, природа и происхождение многих из них неясны. Большинство исследователей рассматривают их как продукты жизнедеятельности разных организмов растительного и бактериального происхождения и как различные биоценозы.

Путем тщательного микроскопического анализа удалось проследить последовательные звенья, связывающие некоторые проблематические карбонатные образования с продуктами разложения вулканического стекла. Кроме того, установлено, что некоторые комковатые известняки постепенно переходят в основные витрокластические туфы и, по-видимому, обязаны им своим происхождением. Форма известковых комочков весьма похожа на форму стекловатых фрагментов в туфах. Иногда в этих комочках остаются реликты фенокристов плагиоклазов и темноцветных минералов, которые также замещены кальцитом, но только более крупными кристаллами и имеют вокруг хлоритовую оторочку. Отдельные комочки характеризуются неясно выраженными концентриями, ядрами которых служат сгустки гидроокислов железа или зерна монокристалльного кальцита с формой пепловых частиц. Формирование концентров,



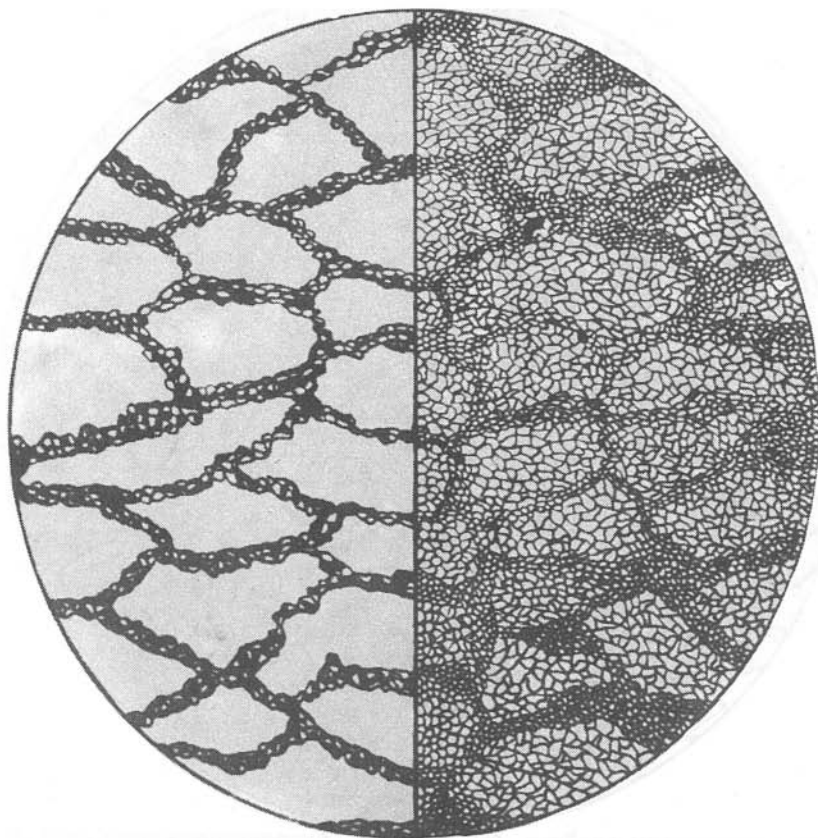


Рис. 21. Туфогенный известняк. Слева поле после травления кислотой. Видны реликтовые контуры пепловых фрагментов, обозначенных кварц-альбитовой массой микрофельзитового строения. Кузбасс,  $D_3$ ,  $d = 0,9$  мм, николи +.

вероятно, связано с десорбцией элементов (Fe, Mn, P и др.), которые входили в состав пепловых частиц или обволакивали их в виде пленок. Часто гидроокислы железа скапливаются у поверхности вулканокластических обломков, образуя буроватую оболочку, подчеркивающую первоначальный контур. После удаления кальцита или доломита в шлифе остаются глинистые или железистые минералы и мелкокристаллические агрегаты альбита, образующие сложные узорчатые и петельчатые рисунки, фиксирующие первоначальные контуры растворенных комочков. Из вышесказанного следует, что некоторые проблематические образования могут быть продуктами разложения вулканического пепла.

В красноцветных отложениях верхнего девона Кузнецкого прогиба отмечалась кальцитизация пепловых фрагментов с одновременным формированием мелких червеобразных кристаллов каолинита и сгустков гидроокислов железа.

Карбонатизация в туфах кислого состава сопровождается иными процессами аутигенного минералообразования. В нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложениях Кузнецкого прогиба кальцитизация пепловых пород происходит параллельно с альбитизацией, окварцеванием и хлоритизацией. Иногда совместно с кальцитом появляются барит, целестин и флюорит.

Кальцит образует в породе мелкозернистые скопления по стекловатым частицам, но нередко стекловатые фрагменты замещены одним кристаллом кальцита, формируя мономинеральное зерно внутри их контуров. В эффузивных обломках большей частью кальцитизируется стекловатый базис, в то время как погруженные в нем фенокристаллы часто остаются неизменными.

Кальцитизированные туфы описаны Г.Н. Бровковым и др. /1967/ в каменноугольных отложениях Минусинского прогиба. Здесь ими отмечено, что в криптокристаллических разностях туфов пепловые частицы замещены псевдоморфными монокристаллами кальцита, а в более крупнозернистых туфах неправильной формы пойкилитовые зерна кальцита образуют целые участки породы с сохранением первичной пепловой структуры. Аутигенный альбит слагает таблитчатые кристаллы и агрегаты в многочисленных гнездах, заполненных кальцитом, иногда халцедоном, анальцимом и редко баритом.

В угленосных отложениях процесс кальцитизации имеет локальное проявление и наблюдается в виде замещения кальцитом отдельных пепловых фрагментов, не составляющих основу породы.

Широко распространены в угленосных отложениях сидеритизированные туфы (рис. 22). Они известны в Кузнецком и Минусинском прогибах, в Тунгусской синеклизе, а также в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты /Ван, 1972а; Ван, Каштанов, 1971/. Эти породы бурого, серовато-бурого цвета с плотным однородным строением. Основная масса породы сложена тонкозернистым сидеритом со скоплениями сгустков гидроокислов железа и с различной степенью четкости реликтовой пепловой структуры. Иногда по этой массе рассеяны чечевицеобразные или округлые зерна сидерита, алевроитовые пирокластические осколки минералов и нередко слюдистый и углистый детрит. Порода образует маломощные (от нескольких сантиметров до 30), но значительной протяженности прослой. В срезе параллельной слоистости отмечается линзовидно-слоистая микротекстура породы. Часто скопления гидроокислов железа образуют причудливой формы узоры. Встречаются включения пепловых частиц, замещенных халцедоном с радиально-лучистым строением. При поверхностном выветривании из-за интенсивного ожелезнения пепловая структура расплывается. Тем не менее сидеритизированная витрокластичка значительно дольше сохраняет свою характерную форму, чем при замещении стекла глинистыми минералами. В туфогенных аргиллитах, полностью утративших первичную структуру, нередко содержатся конкреции сидеритов с хорошо сохранившейся пепловой структурой. При более глубоких преобразованиях эта структура также исчезает. Раскристаллизованный сидерит образует рассеянные зерна или же радиально-лучистые агрегаты. Следует отметить, что присутствие вулканического пепла в карбонатных осадках стимулирует образование изоморфных смесей из рядов сидерит - магнезит, сидерит - родохрозит, родохрозит - кальцит. Последние, как правило, при раскристаллизации очень часто дают сферолитовые и сноповидные сростки карбонатных кристаллов. Появление таких структур в карбонатных породах может свидетельствовать о вероятном присутствии камуфлированного пирокластического материала.

Первичная форма пепловых частиц хорошо сохраняется в гомогенных рудных массах. В стратифицированных ритмично-слоистых гематитовых рудах Алтая присутствует обильная пирокластичка /Калугин, 1970/. Почти вся силикатная часть рудных ритмитов представлена пепловым материалом, состоящим из обломков пузыристого строения, рогулек, осколков, изометричных зерен и редких нитевидных волокон. В рудных слойках на фоне темного, почти черного, рудного вещества очень четко выделяются пепловые фрагменты с характерными для них формами. В переслаивающихся с нерудными рудных слойках, где пеплового материала много, обнаружить его значительно труднее из-за плохой

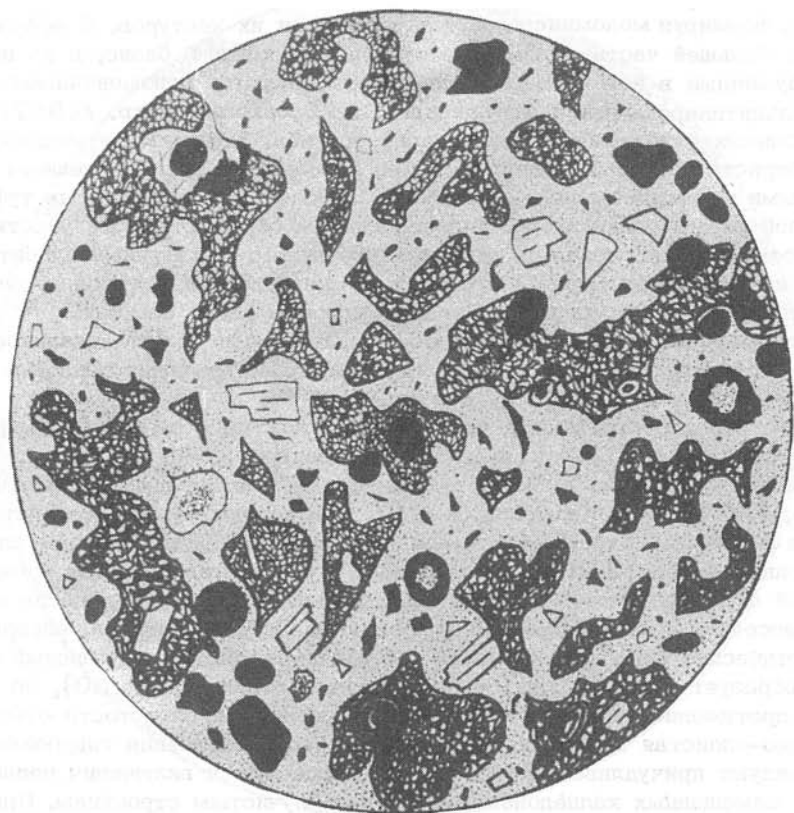


Рис. 22. Туф кристалло-витрокластический кислого состава. Стекловатые фрагменты замещены глинисто-карбонатным веществом. Западная Сибирь, талличкая свита Р,  $d = 3,0$  мм, николи +.

сохранности. Частично вулканические стекла в рудах преобразованы в пелитоморфные агрегаты гидрослюда, хлорита и кремнистого вещества.

Давсонитизированные туфы (рис. 23) стали известны в последние годы, когда в ряде районов мира обнаружены крупные месторождения и проявления давсонита, который может быть использован как алюминиевое сырье. Наибольшее количество давсонита установлено в эоценовой формации Грин-Ривер (США), для которой характерно широкое развитие туфогенных битуминозных сланцев, риолитовых и андезитовых туфов, а также содовых пород. Давсонит заключен в основной массе сланцев и замещает пепловые фрагменты /Кальбертсон, 1970/. В Африке на территории Танзании давсонит встречается в верхнеплейстоценовых нефелинитовых и трахитовых туфах, обнажающихся в ущелье Олдувай. В этих туфах нефелин большей частью замещен давсонитом и натролитом. Здесь же давсонит образуется при современном выветривании нефелинитовых туфов. Давсонит известен в пермских угленосных отложениях Сиднейского бассейна (Австралия).

В Кузнецком бассейне давсонит впервые был обнаружен в Заломненской депрессии /Волкова, Рекшинская, 1973/. Позднее он был также выявлен в

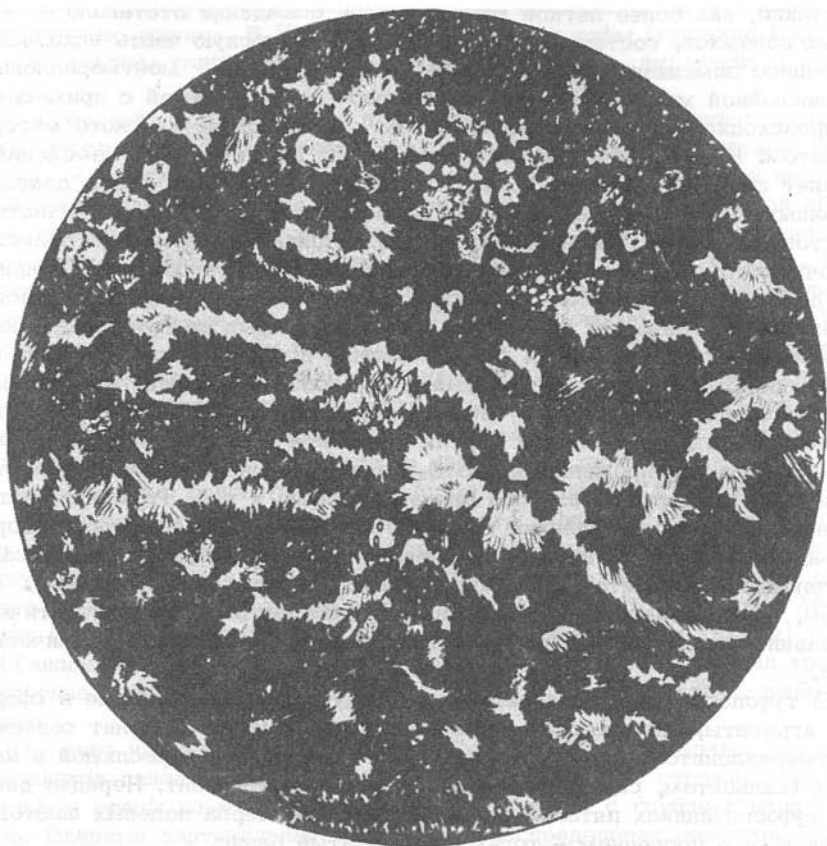


Рис. 23. Туф витрокластический, липаритовый, слабо углистый, давсонитизированный. Кузбасс, алькаевская свита  $C_{2+3}$ ,  $d = 0,9$  мм, николи +.

Верхнетерсинском районе и детально описан /Бгатов, Ван, 1974/. Давсонит распространен в породах балахонской серии, значительно обогащенных пепловым материалом. Он встречается главным образом в туфогенных глинистых и глинисто-алевритовых породах, слагающих пачки от нескольких метров до 17. Туфы, содержащие давсонит, включают в том или ином количестве углистый материал и в большинстве случаев характеризуются микроритмичной текстурой, обусловленной тонким чередованием (от 0,2 до 8 мм) углисто-глинистого и глинистого вещества, часто с реликтовой пепловой и прослойками (до 5 мм) давсонита с реликтовой угловато-обломочной структурами. Изучение реликтовых структур показывает, что глинистые прослойки возникли преимущественно за счет разложения вулканического стекла, тогда как давсонит образовался по кристаллокластической части пеплового материала, представленного плагиоклазами, каликатровыми полевыми шпатами, иногда также по вулканическому стеклу, не замещенному глинистыми минералами. В большинстве случаев это более крупные стекловатые фрагменты, чем те, которые преобразованы в глинистые минералы.

Микроритмичность отражает прерывистое поступление пирокластического



материала и его дифференциацию при осаждении в водной среде: вулканическое стекло, как более легкое вещество, при осаждении отставало от минеральных обломков, составляющих кристаллокластическую часть исходной тефры. Процесс замещения витрокластического материала монтмориллонитом, смешанослойной монтмориллонит-гидрослюдой и гидрослюдой с примесью хлорита происходил значительно раньше, чем кристаллокластического материала давсонитом. Кварц в составе обломков обычно находится без изменений и сохраняет свою оскольчатую форму. Первичная обломочная форма давсонитизированных зерен отмечается только в прослойках с большим количеством глинистого цемента. При малом количестве глинистого вещества реликтовая обломочная структура утрачивается в связи с взаимопрорастанием кристалликов давсонита. В этом случае образуются сплошные сноповиднолучистые скопления его агрегатов, отдельные размеры которых не превышают долей миллиметра, изредка достигая 1 мм, толщина игольчато-пластинчатых кристалликов давсонита составляет сотые доли миллиметра. Рентгенограмма включений давсонита в породе, полученная Н.Т. Мандриковой (СНИИГГиМС), показывает смесь дифракционных картин давсонита и кварца. Иногда породы пронизаны тонкими прожилками (до 0,5 мм) давсонита, которые ориентированы или по слоистости, или под разными углами к ней. Трещинки, выполненные давсонитом, расчленяют обломки незамещенных минералов и пород, что свидетельствует об их возникновении в уже консолидированном осадке. Встречающиеся кальцитовые прожилки всегда секутся давсонитовыми. Таким образом, нужно полагать, что давсонит — наиболее позднее эпигенетическое образование, возникающее при изменении полевых шпатов и вулканического стекла.

В туфопесчаниках давсонит образует лучистые сноповидные и сферолитовые агрегаты, выполняющие отдельные поры. Иногда давсонит совместно с монтмориллонитом, смешанослойной монтмориллонит-гидрослюдой и карбонатами (кальцитом, сидеритом) слагает базальный цемент. Нередко давсонит в туфопесчаниках пятнами замещает крупные зерна полевых шпатов и эффузивов, а в последнем — только стекловатый базис.

По внешнему виду давсонитизированные туфы представляют собой темно-серую или почти черную аргиллито- и алевролитоподобную породу часто с белым крапом, интенсивно вскипающую при опробовании соляной кислотой.

Из сравнения двух давсонитоносных районов Кузнецкого бассейна устанавливается, что общим для них является связь давсонитовой минерализации с угленосными отложениями балахонской серии, обогащенной пепловым материалом, и приуроченность к зонам, ослабленным дизъюнктивными нарушениями и интенсивной циркуляцией углекислых вод.

По данным на сегодняшний день все известные крупные промышленные месторождения цеолитов образовались в результате изменения вулканических пеплов и относятся, по классификации А.С. Михайлова и А.И. Кринари /1970/, к туфогенно-осадочному типу. Цеолиты данного генетического типа возникают в процессе взаимодействия кислых вулканических стекол, преимущественно риолитового или реже трахитового состава, с высокоминерализованными растворами содовых озер. Очень широко этот тип распространен в западных штатах США и некоторых районах Восточной Африки. В штате Невада имеются толщи риолитовых туфов олигоцен-плиоценового возраста мощностью несколько сот метров, преобразованных в клиноптилолит, опал и монтмориллонит в условиях пресноводных и слабо соленых щелочных озер. Многосотметровая эоценовая формация Грин-Ривер содержит большое количество анальцима в ассоциации с давсонитом и тронной. В олигоценовой вулканогенно-осадочной свите Крид присутствуют три горизонта, полностью за-



мешенных клиноптилолитом туфов. Мощность туфов колеблется от 0,1 до 6,0 м. Некоторые туфы формации Эсмеральда преобразованы в мономинеральные цеолитовые породы. В Калифорнии риолитовые туфы формации Барстоу содержат в большом количестве анальцим, клиноптилолит, филлипсит и монтмориллонит.

В Югославии 400-метровая толща андезит-дацитовых туфов торнонского и сарматского возраста замещена монтмориллонитом и цеолитами (клиноптилолит, морденит, анальцим). Анальцим широко распространен в неогеновой туфовой серии Западной Анатолии (Турция), отложившейся в озерной обстановке с солоноватой и щелочной средой. До 90% клиноптилолита содержится в палеогеновых туфах северного склона Триалетского хребта (СССР). В Солотвинской впадине (Закарпатье) в миоценовых туфах содержание анальцима, клиноптилолита и морденита достигает 70–90%. Мощные прослои (до 14 м) высококремнистых цеолитов (клиноптилолитов) обнаружены в эоценовых отложениях юга Туркмении /Михайлов, Кринари, 1970/. Они залегают среди пачек вулканогенных пород андезитового состава и сформировались за счет разложения вулканического пепла. Значительные концентрации цеолитов, образовавшихся по пепловому материалу, известны в осадках современных содовых озер. В ильх содового оз. Тил-Марш (Невада, США) филлипсит с примесью клиноптилолита образуется в результате взаимодействия риолитового стекла с щелочным раствором. Замещение стекла цеолитом проходит через промежуточную гелевидную фазу. То же самое наблюдается в иловых осадках озер Серлс, Чина, Оуэнс и Ваукоба (Калифорния). В Восточной Африке в районе Олдувай в осадках щелочных содовых озер Магади (Кения) и Натрон (Танзания) плейстоценовый и современный пепловый материал трахитового состава преобразуется в филлипсит, эрионит, клиноптилолит, шабазит и анальцим.

Изучение изменения пирокластического материала показало, что минералы цеолитов связаны между собой стадийными рядами, отражающими последовательные этапы изменения вулканического стекла с глубиной погружения осадков. Впервые вертикальная зональность распределения цеолитов была установлена в мощной толще (9000 м) морских триасовых отложений Новой Зеландии /Coombs, 1959/. В неогеновых отложениях о. Хонсю по развитию аутигенных минералов, замещающих вулканическое стекло, выделяется пять зон: свежего стекла, клиноптилолит-морденитовая, анальцим-гейландитовая, ломонитовая и альбитовая /Utada, Minato, 1972/. В палеогеновых отложениях штата Алабама в последовательности изменения пеплов отмечается две стадии. Первая стадия характеризуется переходом вулканического стекла в клиноптилолит, на второй образуются гейландит и монтмориллонит /Reynolds, 1970/. В пределах развития формации Грин-Ривер в бассейне Уошаки (штат Вайоминг) выделяются минералогические фации, латерально сменяющие друг друга и отражающие степень изменения палеосленности оз. Госнут /Roehler, 1972/. В прибрежных пресноводных участках озера наблюдается монтмориллонитизация пирокластического материала, в мелководных, умеренно солевых участках озера, замещение его клиноптилолитом и морденитом, в глубоководной соленой центральной части озера – образование анальцима. Предполагается еще одна зона – калиевых полевых шпатов.

А.Г. Коссовская /1975/ выделяет шесть основных генетических типов или фаций цеолитообразования: высокоминерализованных щелочных озер, собственно осадочных образований с "камуфлированной пирокластикой", современных и древних океанических осадков, регионального метаморфизма, наложенного гидротермального метаморфизма и магматических пород океанического дна.

Широкую региональную распространенность и высокое содержание цеолитов в породах А.Г. Коссовская считает признаком первоначального присутствия в осадках пеплового материала. Такие породы она предлагает называть камуфлированно-пирокластическими.

В последние годы в связи с расширением океанологических исследований установлено, что цеолиты являются одним из наиболее распространенных аутигенных минералов в океанических осадках. Они ассоциируют с вулканическим стеклом и такими новообразованиями, как монтмориллонит, палыгорскит и кристобалит. Изучение литологического профиля через северо-западную котловину Тихого океана позволило Н.А. Лисицной и Н.А. Дворецкой /1972/ выделить четыре литофациальных типа отложений, образующих генетический ряд, который отражает смену условий осадконакопления от берега к центральным частям океана. Наблюдается постепенный переход по простиранию пелагических глин с пепловым материалом в цеолитсодержащие глины и дальше — в цеолитовые осадки. Сходные формы нахождения пирокластических частиц в совокупности с другими данными свидетельствуют, что цеолиты образовались за счет вулканического стекла. Зона распространения цеолитов, установленная в южной котловине Тихого океана, лежит на глубине ниже 4700 м /Скорнякова и др., 1973/. Выше этой глубинной отметки находятся карбонатные осадки. В то же время по другим сведениям известно, что в отложениях молодого возраста, залегающих до глубины 50 м от поверхности дна океана, обычно встречается филлипсит. В более древних отложениях его заменяет клиноптилолит, который отмечается в ассоциации с монтмориллонитом и палыгорскитом. В молодых осадках клиноптилолит наблюдается только в известковых илах, содержащих кристобалит.

В качестве второстепенного минерала цеолиты имеют широкое региональное развитие в морских отложениях юры, мела и палеогена европейской части СССР, восточного склона Урала, Приуралья, Западного Казахстана, Западной Сибири, Кавказа, а также Западной Европы и США. В палеозойских отложениях туфогенные цеолитовые породы имеются в Сибири.

Частая парагенетическая ассоциация цеолитов с бентонитами и совпадение площадей их распространения позволяют утверждать сходство их генетической природы.

Анальцимизированные туфы (рис. 24, 25) изучены в нижнем карбоне Минусинского прогиба, где слагают пласты мощностью 0,1–6,0 м и анальцит составляет 60–70% объема породы /Литология среднепалеозойского..., 1967/. Это различных оттенков серые, иногда зеленые и бурые со светлой крапчатостью породы. Анальцимизированные туфы сложены многочисленными округлыми неправильными и субгексагональными кристаллами анальцима, образующего скопления, скрепленные альбит-кварц-гидрослюда с массой. Пепловые частицы часто окружены гидрослюдистой каймой. В качестве второстепенной примеси постоянно присутствуют осколки полевых шпатов, реже кварца, мусковит, биотит. Анальцит может развиваться внутри контура пепловых фрагментов и образовывать крупные агрегаты с пепловой структурой в самой массе. Анальцимизированные туфы, участками состоящие из сплошного анальцима, имеют кремневидный облик. Альбитизированные разновидности анальцимизированных туфов представлены криптокристаллической массой с равным содержанием анальцима и альбита.

Анальцимизированные туфы широко развиты в триасовых вулканогенно-осадочных отложениях Сибирской платформы. Они встречаются главным образом в корвунчанской свите нижнего триаса. Наиболее детально эти туфы изучены по керну скважин, пробуренных в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски. В разрезе скв. 16-п Аллюнской площади в интервале 150,6 -

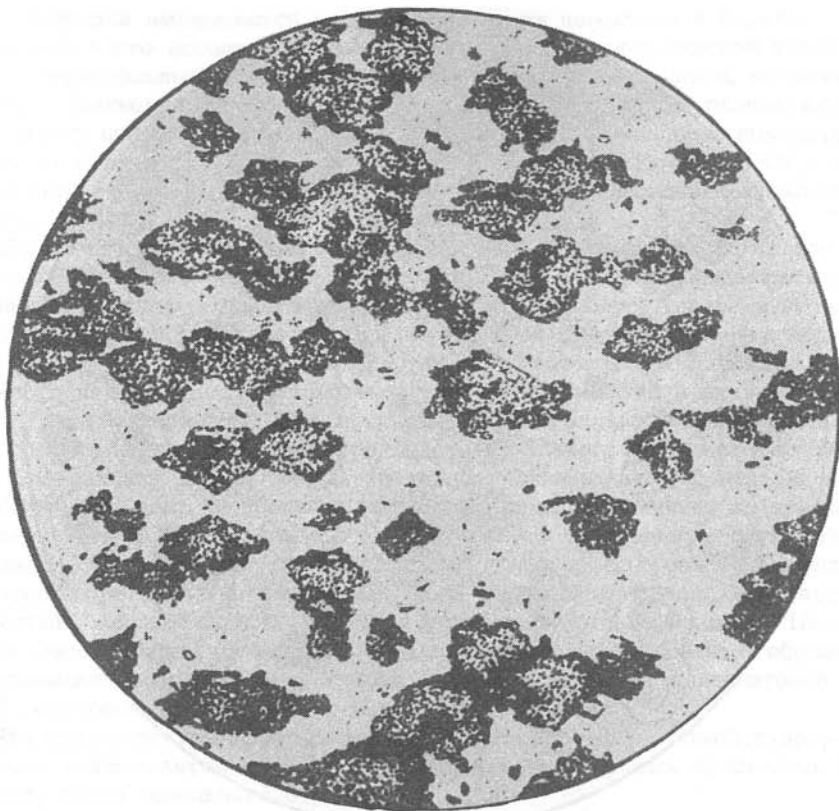


Рис. 24. Туф витрокластический, липаритовый, анальцимизированный, крапчатый. Анальцим выделяется в виде неправильной формы обособлений среди пелитоморфной массы. Запад Вилюйской синеклизы, намдырская свита  $D_3$ ,  $d = 1,9$  мм, николи //.

162,0 м обнаружен пласт анальцимизированного туфа мощностью 3,6 м. Внешне это сильнопористая пестроокрашенная, пятнистая, красно-зеленая грубообломочная порода брекчиевидного облика. Микроскопическими исследованиями установлено, что основная масса породы на 55–60% состоит из округлых, радиально-лучистых глобулей и неправильной формы зерен анальцима. Размер глобулей достигает 0,5 мм. Анальцим слагает сплошные мономинеральные участки или образует скопления в промежутках между обломками сильно измененной вулканокластике. Местами видны реликтовые контуры анальцимизированных обломков вулканического стекла пузыристого строения. Незамешенные анальцимом крупнообломочные фрагменты породы представлены железненными и глинизированными кусочками шлаков, эффузивами трапного комплекса, туфов и других пород. Стекло некоторых обломков эффузивов палагонитизировано. Глинистая составляющая породы образована преимущественно монтмориллонитом. Последний вместе с кальцитом выполняет незанятые анальцимом поры. Местами отмечаются пелитоморфные скопления гидроокислов железа. Имеются анальцимизированные туфы также на других уровнях корвунчанской свиты.

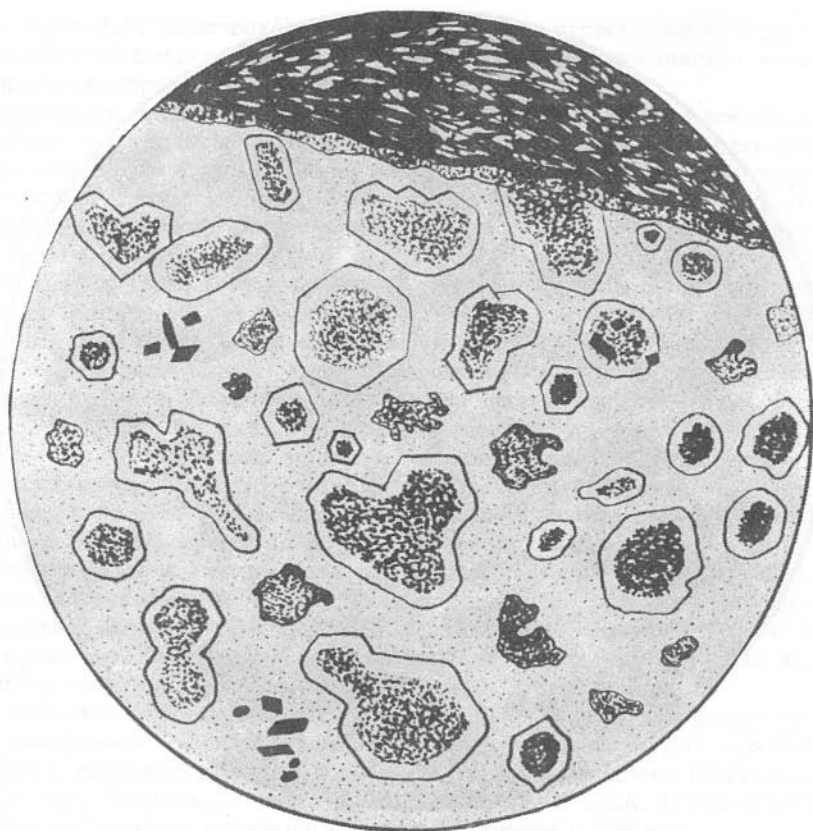


Рис. 25. Деталь крапчатого выделения анальцима в витрокластическом туфе кислого состава. Рыбинская впадина, красногорьевская свита  $C_1$ ,  $d = 0,9$  мм, николи //.

Анальцимизированные туфы встречаются по всему разрезу среднего палеозоя Кемпендяйской впадины, но наиболее они распространены в нижней красноцветной сульфатонной половине разреза /Ван, Колодезников, 1979/. Эти туфы известны также в разрезе вилючанской свиты Ыгыатанской впадины. Окраска туфов зеленовато-, желтовато-серая и реже красновато-бурая. По внешнему облику напоминают анальцимизированные туфы Минусинского прогиба и характеризуются светлой крапчатостью. Порода на 50–70% сложена почти изотропным веществом с реликтовой пепловой структурой. В более раскристаллизованных участках пород отмечаются идиоморфные кристаллы или глобулярное строение с волнистым погасанием. Кристаллы анальцима имеют субгексагональную или трапецидальную форму, но чаще всего наблюдаются в виде глобулей.

Количество кристаллокластического материала, представленного осколками кварца и полевых шпатов, варьирует в широких пределах и определяет тип породы. В анальцимизированных туфах отмечается постоянное присутствие кальцита, при значительном содержании которого туфы переходят в анальцимизированные известковые туффиты. Иногда в рассматриваемых туфах



встречаются скопления ратовкита в виде точечных включений фиолетового цвета. Изредка наблюдаются поровые выделения целестина и барита. С анальцитом часто ассоциирует монтмориллонит. Пирокластический кварц образует остроугольные осколки в виде вытянутых треугольников, сегментов, табличек. Плаггиоклаз представлен преимущественно кислыми разностями и имеет форму неправильных ступенчатых табличек и удлиненных прямоугольников, часто с трещинками спайности поперек удлинения. Встречаются угловатые обломки микроклина и ортоклаза, а также гидратированные пластинки биотита.

Ломонтитизированные туфы описаны в тайлуганской свите верхней перми Кузнецкого прогиба /Ван, 1966, 1968/. Они вскрываются вблизи границы с вулканогенной мальцевской свитой нижнего триаса в береговом обнажении р. Томи у Бабьего камня. Это буровато-серые песчаникоподобные породы, сложенные литокристаллокластическим материалом с примесью незначительного количества глинизированного стекла угловатой и округлой формы. Кластический материал на 80% представлен кристаллами плаггиоклазов (преимущественно андезина и лабрадора) часто зонального строения и их обломками. Плаггиоклазы подверглись интенсивному замещению ломонтитом, который в виде глубоких внедрений с зубчатыми краями проникает по трещинам спайности в глубь обломков, нередко занимая всю центральную часть. Редкие обломки эффузивов состоят из андезитовых порфиритов, стекловатые интерстиции которых замещены хлоритом или реже также ломонтитом. Отмечается присутствие незначительной примеси терригенных обломков кварца. Цементирующая масса породы сложена поровыми выделениями ломонтита, образующего неправильной формы зерна. Участками ломонтит имеет пойкилитовое строение. В некоторых породах отмечается кальцит.

Пирокластическое происхождение рассматриваемого ломонтитизированного туфа доказывается высоким содержанием идиоморфных кристаллов плаггиоклаза, часто зонального строения.

Гейландитизированные туфы (рис. 26) встречаются в тех же отложениях, что и анальцитизированные. В нижнекаменноугольных отложениях Минусинского прогиба /Литология среднепалеозойского..., 1967/ они представлены розовато-серыми породами массивного строения. Гейландитизированные туфы образуют пласты и прослои мощностью 0,2–2,0 м. Основная масса породы сложена кристалоидным гейландитом с примесью альбита, иногда селадонита. Измененные пепловые фрагменты характеризуются зонально-секреторным строением: внешняя оболочка их состоит из крустификационной каймы с щеточками кристаллов гейландита, обращенных во внутрь, к центру, который заполнен микрозернистым альбитом и редко селадонитом. Иногда селадонит обволакивает пепловые частицы. Поровые промежутки между пирокластами выполнены альбитом и гейландитом, вместе с которыми в незначительном количестве встречаются барит, халцедон и апатит. В туфах отмечаются микроконкреции кальцита.

Гейландитизированные туфы в среднепалеозойских отложениях Кемпедяйской и Ыгыттанской впадин представлены разнообразными типами пепловых пород – от витрокластических до витро-кристаллокластических – и окрашены в разные тона серого цвета, иногда с зеленоватым, желтоватым и розоватым оттенками. Гейландит образует псевдоморфозы по вулканическому стеклу и только в породах он наблюдается в виде щеток идиоморфных табличчатых или призматических кристаллов. Гейландитизированное стекло выделяется буроватой окраской за счет адсорбированных на его поверхности гидроксидов железа. При значительном развитии процессов гейландитизации стекла порода принимает петельчатую структуру с обособленными участками, не



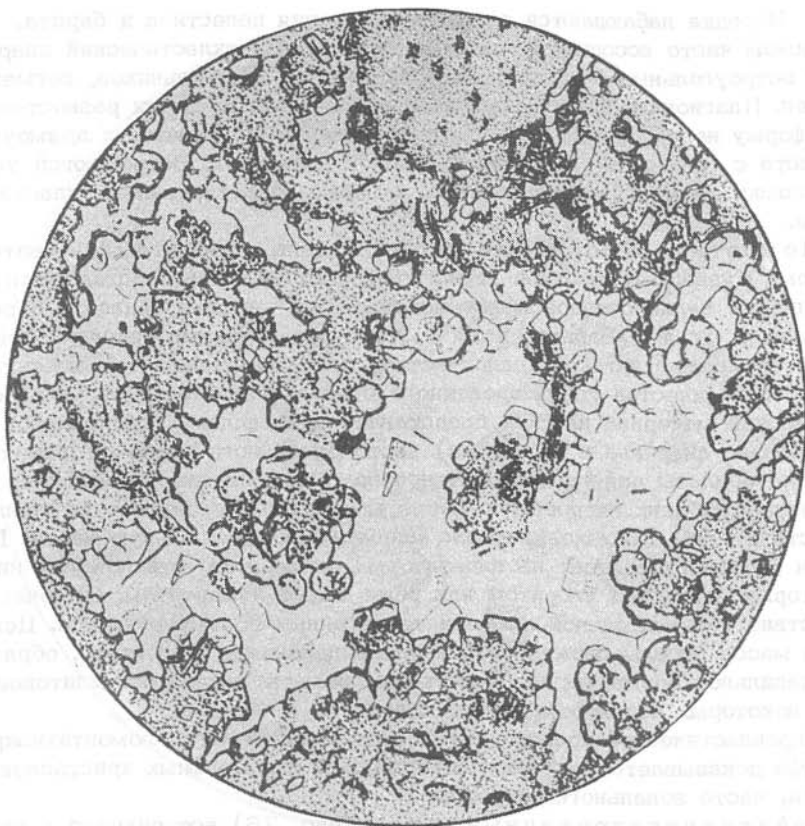


Рис. 26. Жеода гейландита, крустифицированная кристалликами анальцима, в витрокластическом туфе. Южно-Минусинская впадина, быстрянская свита  $S_1$ ,  $d = 1,9$  мм, николи +.

замещенными гейландитом. Нередко последний образует ядра микростяжений, оболочками которых служит халцедон. Иногда совместно с гейландитом встречается десмин.

Кристаллокластический материал, состоящий из осколков кварца, полевых шпатов и редких листочков биотита, признаков замещения гейландитом не обнаруживает. Постоянным компонентом гейландитизированных туфов является кальцит, выполняющий поры и встречающийся также в рассеянном виде по всей породе. Нередко наблюдаются скопления ратовкита.

Гейландитизированные туфы широко распространены в нижнетриасовых отложениях Сибирской платформы.

Клиноптилолитизированные туфы (рис. 27, 28) часто встречаются в мезозойско-кайнозойских отложениях. Одним из крупнейших месторождений клиноптилолита, сформировавшегося по палеогеновым туфам, является Бадхызское, расположенное в Туркмении /Михайлов, Крикари, 1970/. Эти туфы образуют пласты мощностью от 4 до 14 м. Они плотные, белого или светло-серого цвета. Детальные исследования показали, что основная масса породы (50-90%) сложена цеолитами, среди которых главным минералом яв-

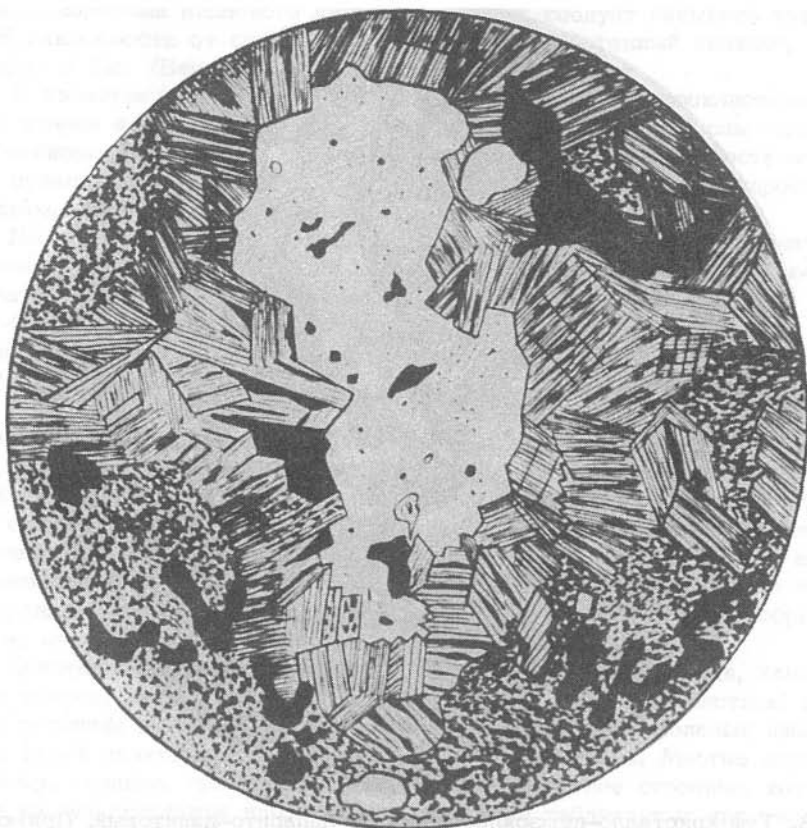


Рис. 27. Жеода клиноптилолита в витрокластическом туфе кислого состава. Кемпендяйская впадина, курунгурахская свита  $C_1$ ,  $d = 0,9$  мм, николи +.

ляется высококремнистый клиноптилолит. В качестве незначительной примеси присутствуют кварц, полевые шпаты, монтмориллонит, иногда анальцит и кальцит.

В Кемпендяйской впадине клиноптилолитизированные туфы распространены преимущественно в сероцветной, слабо сульфатонесущей курунгурахской свите. В наиболее полных разрезах свиты насчитывается до 18 прослоев цеолитизированных туфов и туффитов общей мощностью 120 м. На хр. Хонгуруу клиноптилолитизированные породы образуют естественные выходы, пригодные для промышленного освоения. Мощность отдельных пластов туфов здесь достигает 50 м. Немалый интерес представляют цеолитизированные туфы онкучахской свиты, обнажающиеся по рекам Виллой и Виллойчан, где они образуют несколько пластов мощностью от 0,2 до 3,5 м.

Среди многочисленных минералогических типов туфов, сформированных в условиях морского бассейна, в палеозойских отложениях Кузнецкого и Минусинского прогибов, а также Сибирской платформы, встречаются туфы, замещенные криптокристаллическим веществом с так называемой микрофельзитовой структурой. Образующаяся по вулканическому стеклу низкополяризующая скрытокристаллическая масса по химическому составу состоит главным



Рис. 28. Туф кристалло-пемзокластический, липарито-дацитовый, Приморье, Манзовка, мезозой,  $d = 1,9$  мм, николи //.

образом из  $\text{SiO}_2$  до 70% и более, с показателем преломления, равным 1,516–1,525. Микрофельзитовое вещество развивается внутри контура пепловых частиц, постепенно замещая их полностью. На этой стадии постседиментационного преобразования туфа еще отчетливо проявляется пепловая структура. По мере раскристаллизации этого вещества пепловые частицы сливаются между собой и с цементирующей массой. Витрокластические обломки различаются среди слившейся массы в том случае, если вокруг пепловых фрагментов имеется глинистая или железистая пленка, очерчивающая их контур. В большинстве же случаев образуется однородная криптокристаллическая масса, минеральный состав которой можно определить только при помощи точных методов исследований, таких как рентгеноструктурный анализ и другие. При дальнейшем преобразовании породы среди тонкозернистой массы появляются округлые обособления, промежутки между которыми занимают сравнительно более крупнозернистые агрегаты минералов – халцедона, кварца, альбита, адуляра, хлорита, гидрослюда, кальцита и др. Нередко это сопровождается образованием гнезд и линзовидных прожилков, сложенных одним или несколькими из вышеназванных минералов. Формируется своеобразная узорчатая микроструктура.

На определенном этапе образуется порода весьма характерного облика,

но совершенно лишены признаков первичного строения. По аналогии с глинистыми породами пеплового происхождения их следует называть туфогенными. В зависимости от состава это могут быть туфогенный силицит, альбитит, адулярит и т.д. /Ван, 1966, 1968/.

В качестве примеси в этих породах присутствуют пирокластические осколки кварца и полевых шпатов, слюдястый детрит, гидрокислы железа, сгустки лейкоксена, иногда с мельчайшими кристаллическими наростами — друзами рутила и анатаза, глинистые минералы, представленные гидрослюдой и хлоритом, иногда монтмориллонитом или палыгорскитом.

По внешнему виду эти туфы напоминают окремненные алевролиты или аргиллиты с самой разнообразной окраской. Они имеют преимущественно зеленовато-, буровато- и темно-серый цвет.

Стекловатые пеплы существенно щелочного состава в процессе разложения замещаются адуляром, проходя через все вышеописанные стадии.

Адуляризированные туфы онкучахской свиты Ыгыатганской впадины представлены мелкообломочными (алевроитовыми) витрокластическими разностями с незначительной примесью кристаллокластического материала /Ван, Колодезников, 1979/. Они окрашены большей частью в зеленовато-серый цвет, имеют плотное строение и раковистый излом. Основная масса породы сложена почти изотропным мелкопузыристым вулканическим стеклом, фрагменты стекла характеризуются чечевице- и палочкообразными, а также угловатыми формами. Цементом служит тонкочешуйчатое глинистое вещество с микролинзами и гнездами тонко- и мелкозернистого адуляра, образованного за счет продуктов разложения щелочного стекла.

Кристаллокластика, состоящая из мелких обломков кварца, калиевых полевых шпатов, кислых и средних плагиоклазов и пластинок биотита, неравномерно рассеяна по базисной массе. Кристаллы калиевых полевых шпатов покрыты бурой пелитоморфной сыпью гидрокислов железа. Многие зерна, по-видимому, санидин, гранулированы и имеют агрегатное строение, хотя некоторые из них сохранили идиоморфные очертания таблитчатых кристаллов, иногда со следами оплавления. Новообразованный адуляр нередко встречается в порах микродрузы правильных кристаллов. Рентгенографическое исследование глинистого материала в адуляризированных туфах показало присутствие палыгорскита, который характерен для аутигенных минералов, развивающихся по продуктам щелочного вулканизма в подводных условиях /Ломова, 1975/. Изучением вещественного состава этих туфов установлено, что процессу адуляризации подверглись туфы трахитового и трахиандезитового состава, т.е. произошло замещение тех пород, которые изначально имели достаточный резерв калия для образования адуляра.

Адуляризированные туфы в виде тонких прослоев мощностью 4–15 см известны в среднедевонских отложениях Минусинского прогиба, нижнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Тувы /Литология среднепалеозойского..., 1967/. Эти туфы сложены стекловатой массой с пепловой структурой или однородным веществом криптокристаллического строения. Первые состоят из скоплений частичек раскристаллизованного вулканического стекла, замещенного мелкокриптокристаллическими агрегатами адуляра с примесью альбита и кварца. Витрокластические частицы и осколки ортоклаза, альбита и кварца цементированы криптокристаллической массой, содержащей вкрапления хлорита и гидрослюды. Криптокристаллические разности адуляризированных туфов имеют такой же состав, что и вышеописанные. Туфы слабо карбонатны и иногда доломитизированы. Из аутигенных минералов присутствуют лейкоксен, анатаз, селадонит, глауконит, магнетит, гематит, пирит и иногда в значительном количестве флюорит. В некоторых адуляризированных туфах



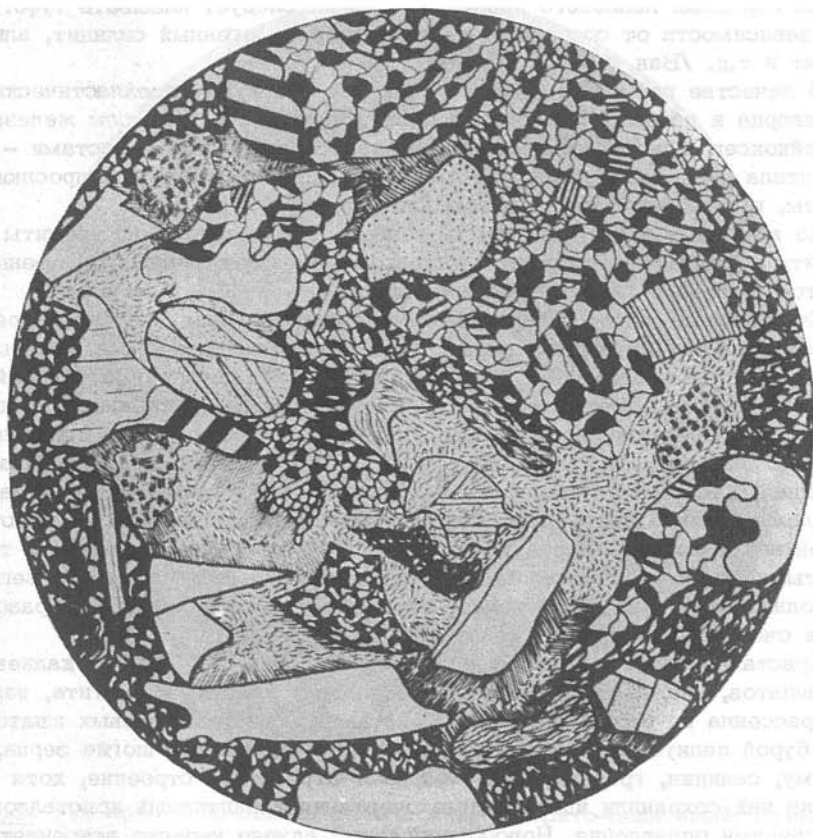


Рис. 29. Туффит кристалло-аповитрокластический, альбитизированный. Кузбасс, подонинская свита  $D_3$ ,  $d = 0,4$  мм, николи +.

встречаются рассеянные короткопризматические кристаллы турмалина.

Альбитизированные туфы (рис. 29) по внешнему виду подобны адуляризированным и напоминают кремненные породы. Они бывают окрашены в самый различный цвет. Наиболее распространенная окраска зеленовато-, буровато- и темно-серая. Альбитизированные туфы образуют широкий спектр переходных разновидностей. Переслаиваясь между собой, они могут образовывать мощные толщи, измеряемые десятками метров, что наблюдается в нижнекаменноугольных и девонских отложениях Кузнецкого и Минусинского прогибов. Как выше уже упоминалось, исходным веществом для образования альбитизированных туфов является в основном пепловый материал кислого состава, раскристаллизация которого проходит через состояние криптокристаллической массы с микрофельзитовой структурой. В процессе стадийного изменения однородной скрытокристаллической массы появляются признаки сферической сегрегации с формированием комочков, окруженных агрегатами мелко- и среднезернистого альбита. В присутствии кальцита местами среди раскристаллизованной массы возникают неправильной формы округлые или линзовидные гнезда и секретиции с микродрюзами альбита. Вместе с альбитом в этих гнездах встречаются зерна барита, целестина и иногда флюорита. Последние



занимают центральные части секреторных полостей. В виде примеси часто встречаются кварц, хлорит, гидрослюда. Почти всегда присутствуют аутигенные лейкоксен, рутил, анатаз, апатит, карбонаты, гематит и редко турмалин.

Пирокластические осколки кварца и полевых шпатов часто регенерированы с образованием вторичных каемок, нередко идиоморфных очертаний.

Адуляризованные, альбитизированные и окремненные туфы связаны между собой взаимопереходами. В альбитизированных туфах часто отмечается совместное нахождение кварца и альбита в виде мелкозернистых агрегатов или друзовидных сростаний кристаллов в секрциях. В разрезе нижнебалахонской подсерии Кузнецкого прогиба установлено пять горизонтов, содержащих альбитизированные туфы и туффиты. Основная масса этих пород состоит из агрегатов мелких зерен кварц-альбитового состава с выделяющимися на общем фоне отдельных жеод или миндалин, выполненных сростками кристалликов альбита, иногда с кварцем. В не полностью заполненных гнездах встречается кальцит, который является наиболее ранним минералом в этих секрциях. Эти туфы часто включают крупные конкреции кварца и пирита диаметром до 10 см и многочисленные скопления новообразованных кристалликов апатита.

Окремненные туфы широко распространены в морских отложениях нижнего карбона Кузнецкого прогиба и Сибирской платформы. Это плотные с раковистым изломом породы, серого, зеленовато-, темно-серого и пестрого цвета. Они могут быть массивного однородного строения или узловатого с неправильной формой стяжения. Массивные туфы сложены криптокристаллической однородной массой кварцевого состава с примесью пирокластических осколков кварца, полевых шпатов и слюдистого детрита. Из второстепенных аутигенных минералов присутствуют гидроокислы железа, анатаз, рутил, хлорит, гидрослюда, альбит, апатит и др. Окремненные туфы или туфогенные силициты связаны постепенными переходами и с туфосилицитами и собственно силицитами осадочного происхождения, поэтому порою без специальных исследований разграничить их очень трудно.

Окремненные туфы узловатого строения образуются путем изменения известковистых туфов. В процессе разложения пеплового материала происходит разделение кремнистого и карбонатного вещества породы с формированием стяжений самых различных размерностей, нередко вытянутых в виде четковидных конкреций. Иногда при этом образуется псевдофлюидальная текстура. Кремнистые стяжения участками могут сохранять пепловую структуру, но в большинстве случаев она полностью утрачивается. Стяжения сложены агрегатами разнозернистого кварца и халцедона. Последний часто встречается как радиально-лучистые и сноповидные секрции.

В среднепалеозойских отложениях западной окраины Вилуйской синеклизы окремненные туфы представлены раскристаллизованным витрокластическим материалом с примесью мелкоалевритовых осколков кварца и полевых шпатов. Тонкая стекловатая масса замешена криптокристаллическим кремнистым веществом с неясно выраженным комковатым строением. Участками встречаются линзочки или гнезда до 5 мм и более в длину с крупными зернами кварца и лучистых выделений халцедона. По включенным в основную массу редким крупным фрагментам стекла иногда развивается хлорит. В окремненных туфах постоянно присутствует кальцит в форме рассеянных вкраплений или же занимает центральные части кварцевых либо халцедоновых секрций. Кластический кварц и полевые шпаты имеют остроугольную форму и реже отмечаются в виде правильных кристаллов.

Окремненные туфы или туфогенные силициты иногда по своей петрографической характеристике должны содержать меньше кремнезема, чем установ-

лено химическим анализом. Такие породы следует относить к переходным разностям — туфосилицитам или кремнистым туффитам, так как они, очевидно, содержат свободный кремнезем иного происхождения, т.е. не за счет продуктов разложения пирокластического материала. Источником избыточного кремнезема могут быть процессы подводных вулканических извержений /Лавров, 1966; Петрова, 1958/.

Туфогенные силициты известны в меловых отложениях Западно-Сибирской плиты /Ван, Каштанов, 1971/. Здесь они описаны по керну скважин, пробуренных в бассейне р. Турухан. Силициты сложены тонкозернистой глинисто-кремнистой массой с редкими рассеянными пирокластическими осколками кварца и полевых шпатов. Парагенезис силицитов с явными туфами и присутствие в них характерных минеральных осколков дают основание считать эти силициты генетически связанными с пепловыми туфами и представляющими, по-видимому, продукты их перерождения.

В составе мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты наиболее распространены туфогенные опоковидные глины и опоки /Ван, 1973б, 1974/. При микроскопическом изучении видно, что основная масса этих пород сложена изотропным кремнистым веществом с примесью гончочешуйчатого глинистого материала, главным образом монтмориллонитового состава и остатками кремневых организмов. В опоковидных глинах часто наблюдается послыное обогащение мелкоалевритовым хлоритизированным вулканическим стеклом овальной, угловатой и чечевицеобразной формы. Встречаются мелкие кристаллики цеолитов.

В опоках березовской и люлинворской свит обнаружены цеолиты в ассоциации с сульфидами железа /Казанский, 1963/. Они представлены мелкими укороченными призматическими кристалликами размерами 0,016 x 0,04 мм, обрастающими края пор в виде микродруз и образующими кристификационную оболочку вокруг округлых стяжений мельниковита и пирита. По оптическим свойствам кристаллики отвечают мордениту, широко распространенному среди морских пепловых осадков.

Вместе с аповитрическими частичками находятся пирокластические осколки кварца, полевых шпатов и иногда слюдяного детрита, рассеянных равномерно по породе или кучно и послыно. Опоки и опоковидные глины в юрских отложениях приуральских районов Западно-Сибирской плиты, кроме того, включают скопления фосфатизированных остатков рыб.

Образование части кремнистой массы опок несомненно связано с разложением тонкой стекловатой вулканической пыли, а присутствующие в них сравнительно более крупные фрагменты стекла, как правило, замещены хлоритом. Подобная картина постоянно наблюдается в крупноалевритовых и псаммитовых окремненных туфах. Если базисная масса, представленная мелкими витрическими частицами, замещается опалом, кварцем или халцедоном, то по крупным фрагментам стекла часто развиваются хлорит или другие глинистые минералы и кальцит.

Опоки и опоковидные глины связаны пространственными переходами и переслаиванием с вулканогенными образованиями. В рассматриваемых отложениях они являются крайними членами ряда, наиболее удаленными от источников пеплового материала, чем и обусловлен их тонкий гранулометрический состав.

Исследование опок, развитых на территории Русской платформы, позволило В.И. Муравьеву /1973/ установить структурные и текстурные признаки, подтверждающие одноактность их формирования и мгновенное накопление большого количества тонкодисперсного вещества. В этих опоках установлены монтмориллонит и цеолиты. Совокупность названных признаков доказывает

участие пеплового материала в формировании опок Русской платформы.

В последние годы в осуществлении Международного проекта комплексного изучения океанов проведен большой объем работ, в результате которых установлено глобальное распространение так называемого горизонта А, имеющего эоценовый возраст и представленного несколькими слоями кремнистых пород с характерными для туфогенных образований парагенезом — опала, кристобалита, клиноптилолита и монтмориллонита /Delattre, Meriaux, 1969/. Этот горизонт детально изучен в восточных, прилегающих к Атлантическому океану, штатах Америки. Своеобразная минералогическая ассоциация позволила Т. Гибсону и К. Тоу считать этот горизонт генетически связанным с продуктами разложения вулканического стекла. А.Г. Коссовская и В.И. Муравьев /1975/ поддерживают эту гипотезу и указывают, что аналогом горизонта А на Русской платформе являются сенонские и палеогеновые опоки и одновозрастные опоки Зауралья.

Ожелезненные туфы выявлены в угленосных отложениях Кузнецкого и Минусинского прогибов /Ван, 1972а/. По восточному приалатаускому крылу Кузнецкого прогиба в разрезах алыкаевской свиты встречаются маломощные прослои туфов, содержащие до 40% и более гидроокислов железа. Основная масса — породы бурого цвета с реликтовой пепловой структурой. Рентгенографические, термические и химические анализы, выполненные в лабораториях СНИИГиМС, показали, что железистые минералы представлены в основном гетитом и гидрогетитом. Вместе с пелитоморфным железистым веществом присутствуют глинистый материал, псаммитовые обломки кристаллов кислых плагиоклазов и единичные осколки кварца и пластинки биотита.

В верхней части конгломератовой свиты ( $C_1$ ) в изыском разрезе (Минусинский бассейн) обнаружен прослой псаммитового кристаллокластического туфа, состоящего почти исключительно из фенокристаллов калинатовых полевых шпатов и их обломков, сцементированных базальным железисто-глинистым цементом с неясно выраженной структурой, напоминающей пепловую. В качестве примеси встречаются редкие частички вулканического стекла и кусочки пемзы, замещенные криптокристаллической глинисто-кремнистой массой, тонкие игольчатые пластинки слюд и остроугольные осколки кварца. Примерно на этом же уровне в бейском разрезе имеется пласт туфа аналогичного состава, но с преобладанием стекловатых фрагментов, замещенных хлоритом и глинисто-кремнистым веществом.

Накопление железа в пластах туфов произошло, возможно, за счет металлов, сорбированных пирокластическим материалом в момент извержения. По данным И.И. Гушенко /1965/, содержание железа может быть значительным и достигать в ряде случаев 35–75% всего количества.

Ожелезнение вулканического стекла зафиксировано также в туффитах верхов тушамской свиты ( $C_1$ ) в бассейне р. Ангары. Здесь имеется слой известкового крупноалевритового туффита, содержащего около 20% опациitizedированной витрокластике роговчатой и черепковидной формы. Кристаллокластический и терригенный материал, составляющий 62% породы, представлен кварцем, плагиоклазами кислого и среднего состава, единичными зернами ортоклаза и микрокварцитов. Все обломки окружены железистой пленкой, цементом породы служит кальцит. В более южных разрезах рассматриваемый слой туффита переходит в известковый алевро-псаммитовый туф, в котором вулканическое стекло также преобразовано в окислы железа, однако наряду с ними здесь присутствуют более крупные витрические фрагменты, замещенные хлоритом.

Вышеописанные минералогические типы туфов связаны взаимоперехода-

ми не только между собой. Среди них иногда выделяются разновидности, содержащие значительное количество таких минералов, как барит, ангидрит, гипс, флюорит, фосфатное вещество, апатит, пирит, турмалин и др. Известен парагенезис туфов с боратами и солями.

В Кемпендяйской впадине в цеолитизированных туфах нижнекаменноугольной курунгурияхской свиты встречаются обильные вкрапления пелитоморфного флюорита – ратовкита /Ван, Колодезников, 1979/. В некоторых образцах его так много, что порода окрашивается участками в фиолетовый цвет.

В верхневенлокских отложениях силура Сибирской платформы в разрезе по р. Мойеро встречен туфовый ритм, состоящий из тонких (1–2 см) прослоек доломита и флюорита с примесью пеплового материала. Последний представлен пирокластическими осколками минералов и хлоритизированными частичками стекла причудливых форм. В псрде отмечены признаки интенсивной альбитизации и кремнения тонкой фракции вулканического пепла.

Флюоритовые секрети широко развиты в морских нижнекаменноугольных туфах Кузнецкого прогиба.

Многообразие минералогических типов измененных витрокластических туфов дополняется также их туффитовыми аналогами, значительно расширяющими спектр разновидностей вулканокластических пород.

## ⑤ РОЛЬ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

### Глава В ОБРАЗОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Присутствие вулканокластического материала в осадочных и вулканогенно-осадочных породах имеет существенное значение при формировании в них полезных ископаемых. С одной стороны, это вызвано неустойчивостью пеплового материала и постседиментационными процессами, а с другой – приносом в осадок конкретных компонентов, перераспределение которых приводит к концентрации. Ниже рассматривается роль вулканокластического материала при формировании глин, цеолитов, бокситов, меденосных и углеродистых отложений.

#### ЦЕОЛИТЫ, БЕНТОНИТЫ И ПАЛЫГОРСКИТЫ

Стекловатый пепловый материал из-за своей неустойчивости в поверхностных условиях подвергается различным постседиментационным изменениям, направленность которых определяется составом пеплового материала и химизмом среды его отложения.

Среди многообразия природных цеолитов выделяется несколько генетических типов, из которых наиболее важным в промышленном отношении является вулканогенно-осадочный. Все крупнейшие месторождения мира связаны с продуктами постседиментационных изменений пеплового материала. Некоторые исследователи считают, что присутствие минералов цеолитовой группы свидетельствует о наличии в осадках "камуфлированной" пирокластике /Коссовская, 1975; и др./, т.е. пеплового материала, утратившего в процессе разложения свои первичные признаки.

Природные цеолиты являются одним из важнейших видов неметаллического минерального сырья. Интерес к ним обусловлен широкими перспективами использования цеолитов в различных отраслях народного хозяйства от



сельскохозяйственного производства до различных сфер промышленности. Ограниченный спектр условий образования цеолитов позволяет использовать их как индикаторы соответствующих обстановок осадконакопления. Этим объясняется исключительное внимание, обращенное в последние годы на минералы цеолитов как в нашей стране, так и за рубежом.

Цеолиты распространены преимущественно в вулканогенно-осадочных отложениях различных структурно-формационных зон. Они известны как в платформенных, так и в геосинклинальных отложениях. Цеолиты присутствуют в отложениях, охватывающих довольно широкий возрастной диапазон. В Сибири они установлены в девонских, каменноугольных, пермских, триасовых, меловых и палеогеновых отложениях. Промышленные скопления известны пока только в пирокластоосадочных толщах каменноугольного и триасового возрастов (Кемпендяйское и Пегасское месторождения). Цеолитовая минерализация в этих месторождениях связана с продуктами разложения вулканического стекла. Преобладающим минералом в цеолитовых породах этих месторождений является клиноптилолит, замещающий вулканическое стекло.

Наиболее древние породы, содержащие цеолиты, установлены в девонских красноцветных соленосных отложениях Кемпендяйской и Ыгыаттанской впадин (запад Вилуйской синеклизы). Здесь они представлены маломощными (от нескольких сантиметров до 1,5 м) прослоями альцимизированных и гейландитизированных туфов, образовавшихся по пепловому материалу кислого состава. С вышележащими каменноугольными отложениями связаны упомянутые промышленные скопления клиноптилолитов. В Ыгыаттанской впадине на этом уровне имеются проявления палыгорскитов, сформировавшихся по частицам щелочного вулканического стекла.

Цеолиты широко распространены в пирокластоосадочных толщах Минусинского и Тувинского прогибов. В девонских отложениях установлены альцим и ломонтит. Первый встречается в виде правильных кристаллов и их сростков в порах вулканогенно-обломочных пород, второй — в виде цемента в кристаллокластических туфах. Наиболее развит процесс цеолитизации в каменноугольных отложениях этих прогибов. На этом стратиграфическом уровне залегают мощные (от 2 до 6 м) пласты альцимизированных и гейландитизированных туфов. Они имеются почти во всех естественных выходах отложений нижнего карбона. Пласты и прослои гейландитизированных туфов мощностью 0,2–2,0 м установлены в разрезе по левому берегу р. Чулым, ниже с. Парново в самохвальской и кривинской свитах нижнего карбона. Цеолитизированные туфы хорошо обнажены по северному борту Аскизской мульды на обоих берегах р. Абакан. В Туве подобные породы описаны на хр. Ак-Таг и р. Шевелиг.

Альцимизированные и монтмориллонитизированные туфы обнаружены в чаргинской и красногорской свитах нижнего карбона Рыбинской впадины, где они вскрыты скважинами в ее центральной части. В ассоциации с монтмориллонитом встречаются гейландит и клиноптилолит. В отдельных горизонтах среди глинистой фракции пород отмечается палыгорскит.

Клиноптилолитизированные туфы выявлены в нижекаменноугольных Кемчугской, Казачинской и Ангаро-Нижнетунгусской впадинах /Грайзер, Бузов, 1982/. Во всех этих проявлениях туфы сохранили ясно выраженную пепловую структуру.

В пермских отложениях цеолиты установлены в угленосных толщах северо-запада Сибирской платформы и в бассейне среднего течения р. Ангары, где они встречаются в виде цемента в литокластических (шлаковых) туфах. В Кузнецком бассейне в ишановской свите нижней перми залегают мощная (8–14 м) толща бентонитовых глин, сформировавшихся по тонкому стекловатому



тому материалу. В центральной части бассейна имеется пачка глинизированных туфов в ильинской свите, которые сложены смешанослойными глинистыми минералами монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Кристаллокластические туфы с ломонитовым цементом известны в тайлуганской свите верхней перми.

С триасовыми отложениями связаны клиноптилолитизированные туфы Пегасского месторождения. На отдельных уровнях разреза мальцевской свиты нижнего триаса Кузбасса отмечаются скопления ломонита преимущественно в виде цемента в лито- и кристаллокластических туфах и туффитах. Еще более цеолиты распространены в нижнетриасовых отложениях Сибирской платформы, где в разрезах тутончанской и корвунчанской свит встречаются туфы с высоким содержанием анальцима, натролита, ломонита, шабазита, десмина, гейландита и др. В отдельных случаях концентрация цеолитов составляет 70–80% массы породы. Как установлено А.М. Мухиной /1973/, наиболее разнообразный спектр цеолитов приурочен к промежуточной фации между вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Здесь выделены натролит, мезолит, морденит, анальцим, реже десмин, гейландит. В породах, удаленных от вулканов фаций, цеолиты представлены в основном гейландитом.

К юрским угленосным отложениям южных районов Сибири приурочены каолинитизированные туфы и туффиты. Это преимущественно пепловые туфы, базисная масса которых сложена мелкоагрегатным каолинитом с крупными порфиристыми выделениями кристаллов каолинита червеобразной формы, развившихся большей частью по пластинкам биотита и иногда полевым шпатам. В юрских отложениях Западно-Сибирской плиты встречаются монтмориллонитизированные туфы и гиалокластиты, распространенные в северной и приуральской частях рассматриваемого региона. Цеолиты – гейландит и морденит – известны в меловых (альб-сеноман) и палеогеновых (эоцен) отложениях, где они выявлены в туфогенных опоквидных глинах, туфах и аквагенных туфах /Перозо и др., 1961; Казанский, 1963; Ван, 1974/.

Вулканокластический материал является исходным веществом при формировании большинства бентонитовых глин. По происхождению различаются следующие типы этих образований /Мачабели и др., 1981/: гидротермальные, остаточные (субаэральные) и осадочные. Гидротермальный тип рассматривается как синвулканический, гидротермально-эксталационный. Монтмориллонитизация развивается по стеклу в вулканически активных областях под влиянием гидротермальной переработки. Среди других аутигенных минералов в глинах этого типа отмечаются палагонит, сульфиды, адуляр, альбит, кварц, кристобалит, хлорит. Реликтовые минералы представлены плагиоклазами, биотитом и фемическими компонентами. Часто наблюдаются реликты пемзовых, стекловатых и иных структур гиалокластов. Примерами таких месторождений бентонитовых глин могут быть крупнейшие залежи Закавказья.

Остаточный или субаэральный тип представляет собой скопление продуктов выветривания древних вулканитов и вулканокластов. Глинистые породы в этом случае содержат монтмориллонит, нонтронит, гидрослюду, смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы, хлорит и реликтовые компоненты. Месторождения этого типа известны в Казахстане (Зайсанское), на Кавказе (Аспиндское), Урале /Медногорское) и т.д.

Месторождения осадочного типа разнообразны по составу и степени изменения первичного материала. Общим признаком для них является монтмориллонитизация вулканического стекла в осадке в процессе диагенеза с участием гидротерм и без них. Характерными минералами-индикаторами при этом являются цеолиты, кремнистые образования и т.д. При катагенезе наблюдается гидрослюдизация смектитов и соответственно ухудшение качества

бентонитов. Месторождения этого типа многочисленны (Закавказье, Украина, Урал, Кузбасс и т.д.).

Исследованиями последних лет выявлено широкое распространение палыгорскитовых глин, образование которых связано с постседиментационным изменением вулканокластического материала.

Установлена мощная (свыше 100 м) толща эоценовых палыгорскитовых глин в Восточной Атлантике в 400 км северо-западнее о-вов Зеленого Мыса /Ломова, 1979/. Глина с содержанием палыгорскита 50-90% отмечается в интервале 75-160 м. В этой же толще присутствуют прослойки цеолитовых глин, вулканических стекол, кремней и радиоларитов. Под сканирующим электронным микроскопом наблюдается волокнисто-чешуйчатое строение глин с отдельными фрагментами замещенных стекол. Основным компонентом фракций крупнее 0,01 мм являются вулканические стекла щелочно-основного и основного состава, замещенные палыгорскит-монтмориллонитовым и монтмориллонит-цеолитовым агрегатом. Вместе с крупной фракцией стекла присутствуют обломки кварца и полевые шпаты, значительная часть которых представлена санидином. Палыгорскитовые глины Восточной Атлантики выделяются О.С. Ломовой /1979/ как вулканогенно-гидротермальный генетический тип, сформировавшийся за счет преобразования нестойкого щелочного витрокластического материала с возможным участием термальных магнезиальных растворов.

Присутствие вулканокластического материала установлено О.С. Ломовой также в палыгорскитовых глинах Черкасского месторождения, происхождение которых связывалось с преобразованием переотложенных продуктов выветривания кристаллических пород Украинского кристаллического щита. По ряду общих черт и вновь выявленных признаков доказывалась идентичность генезиса палыгорскитовых глин Черкасского месторождения с подобными глинами Восточной Атлантики.

К камуфлированно-пирокластическому типу относятся палыгорскитовые глины каменноугольных карбонатных толщ подольского, мячковского, верейского и касимовского горизонтов Московской синеклизы, верхнедевонских отложений Припятской впадины. Пирокластогенные палыгорскиты обнаружены на западной окраине Виллойской синеклизы, где они приурочены к девонским красноцветным отложениям. Наиболее распространены палыгорскитовые породы в Ыгыатганской впадине. Здесь они представлены многочисленными (от 0,2 до 3,5 м) прослойками аргиллитоподобных пород темно-серого цвета со светлыми пятнами неправильной формы. Под микроскопом основная масса породы выглядит как однородное низкополярное вещество с явно выраженной реликтовой пепловой структурой, образованной сплетением волосовидных частиц измененного вулканического стекла алевритовых и псаммитовых размерностей, замещенного тонкодисперсным и местами тонковолокнистым палыгорскитом. Характерно, что в ассоциирующих с палыгорскитовыми породами адуляризованных туфах глинистая фракция также представлена палыгорскитом. Высокое содержание в этих породах калиевых полевых шпатов, в том числе санидина, свидетельствует о том, что палыгорскит развивался по щелочным вулканическим стеклам.

## БОКСИТЫ

Для конкретной оценки роли вулканокластического материала в процессе формирования рудных залежей подробнее рассмотрим докембрийские бокситы Боксонского месторождения и меловые бокситоносные отложения Туруханского района.

Боксонское месторождение находится в пределах восточной центроклинали Боксон-Сархойского синклинали и представлено древнейшими боксита-

ми геосинклинального типа. Бокситовый пласт располагается в нижней части средней подсвиты боксонской свиты, имеющей верхневендский возраст /Григорьев, 1968/. Пластовое тело, а по данным В.В. Жабина /1972/ предполагается наличие двух пластов, образовано вишневыми, красными, зелеными и реже черными разностями бокситов, залегающих среди доломитов.

По условиям формирования выделяются два типа разрезов бокситового горизонта /Жабин, 1972/. Один из них представлен плотными брекчированными или микрослоистыми бокситами красного цвета, а также зелеными и зеленовато-серыми бокситами с вкрапленностью пирита, обычно перекрытыми черными углистыми сланцами и серыми доломитами. Основание пласта характеризуется повышенным содержанием обломков гематита. Другой тип сложен плотными красными и вишневыми бокситами с микрослоистой текстурой. Они перекрываются серыми сланцами, железистыми кварцевыми песчаниками, брекчированными или слоистыми доломитами.

Предполагается, что бокситы образовывались за счет накопления продуктов разрушения коры химического выветривания, сносившихся в бассейн с застойным водным режимом /Жабин, 1972/. Участие продуктов синхронного вулканизма в процессе бокситообразования никем не отмечалось. Вулканогенные образования известны только в базальной части серии — в сархойской свите, подстилающей боксонскую свиту и состоящей из кварцевых порфиров, кератофиров, альбитофиров, андезитовых порфиров, а также их туфов. Кроме сархойской свиты, туфы и подчиненные им лавы липаритов в пределах Боксон-Сархойского синклиория обнаружены только в более молодой, перекрывающей бокситоносные отложения, мангатгольской свите нижнего кембрия /Григорьев, 1968/.

Проведенными детальными микроскопическими исследованиями боксонских бокситов установлено, что распространенным компонентом первичного субстрата, подвергнувшегося бокситизации на месте своего захоронения, является вулканокластический материал, представленный обломками пемзы и вулканическим пеплом. Бокситы, содержащие крупнообломочные пирокластические фрагменты, сохранили довольно четко выраженную вулканокластическую структуру, а бокситы более тонкого гранулометрического состава, как правило, утрачивают пепловую структуру, и только в отдельных прослойках или участках обнаруживаются ее реликтовые признаки.

Бокситы красные микрослоистые и полосчатые представляют собой измененные пемзокластические туфы с градационной слоистостью. Слоистость и полосчатость обусловлены переслаиванием тонких слойков пемзового материала разного гранулометрического состава. Светлоокрашенные прослойки сложены более крупными пемзовыми фрагментами, а прослойки, имеющие более густую окраску, образованы мелкими обломками пемзы или вулканическим пеплом. Красноватый цвет бокситов вызван равномерным распределением в них тонкодисперсных гематита и гидрогематита.

Обломки пемзы имеют самую разнообразную форму: неправильную, округлую, овальную, каплевидную, вытянутую, угловатую и др. Нередко обломки пузырьчатые, с рваной поверхностью и растрепанными концами. В большинстве случаев пузырьки в пемзовых фрагментах заполнены продуктами изменения (бокситизации) основной массы самой пемзы или же минералами, осадившимися из растворов, циркулировавших в пемзовой толще. В первом случае пузыри сливаются с основной массой породы и почти не отличимы в ней. Однако при заполнении пор окислами железа, кальцитом, диаспором, хлоритом или пиритом пузырьчатое строение проявляется весьма ярко. Цементом служат продукты разложения тонкого пеплового материала в виде железисто-глинистой пелитоморфной массы с включением скопленений серицита, пиррофиллита или диаспора.

Под воздействием уплотнения породы отмечаются признаки пластической деформации обломков с образованием конформной структуры (структуры приспособления). В некоторых прослойках, претерпевших значительное уплотнение, наблюдаются слабые черты сланцеватости с проявлением blastsomelastической структуры.

Присутствующая в бокситах терригенная примесь представлена преимущественно кварцем и реже обломками различных пород. Некоторые слои обогащены обломочными зернами гематита. Многие из этих зерен имеют неполные кристаллографические очертания. Поверхность обломков гематита часто покрыта сетью тонких трещин, что, по мнению О.Н. Огородникова и А.К. Гладковского /1975/, является признаком их пирокластического происхождения. Микрослоистые бокситы часто несут следы взмучивания и оползания осадков, а также микронарушения.

Бокситы зеленых и темных окрасок отличаются от красных большим количеством цементирующего вещества, среди них часто встречаются хлорит и пирит. Кроме пемзовых обломков, ничем не отличающихся от вышеописанных, присутствуют обломки андезитовых порфиритов нередко с миндалекаменной структурой. Кусочки пемз и шлаков иногда обладают формой фьямме и удлиненных скорлуповатых образований. При значительном скоплении таких обломков появляется шальштейновая текстура породы, характеризующаяся свилеватостью за счет расплющивания пузыристых фрагментов. Лейсты плагиоклазов в обломках эффузивов в большинстве случаев замещены кальцитом. В цементирующей массе встречаются хлорит, замещающий обломки вулканического стекла, зерна пирита, слюдястый детрит, представленный в основном чешуйками мусковита, гематита, редко анатаза, лейкоксена и иногда сферолитовые микроконкреции сидерита. Местами отмечаются микролинзовидные скопления серицита, пирофиллита и диаспора. Зеленоватый цвет обусловлен присутствием хлорита. Как показали исследования С.В. Матошина и Г.Н. Черкасова /1982/, хлорит в боксонских бокситах представлен алюминиевым септехлоритом, близким к группе амезита. В верхней части рудного горизонта содержание его значительно и он образует тонкие прослойки сланцеподобной породы с реликтовой пемзоэластической структурой.

В кровле пласта боксита встречаются линзовидные слои карбонатизированного вулканического пепла. Он состоит из фигурных обломков вулканического стекла, замещенного кальцитом, и таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Так же, как и в первом типе бокситов, здесь характерна ритмичная микрослоистая текстура, часто с признаками нарушения слоистости осадков, что является отличительной чертой вулканогенно-осадочных отложений.

Чередующееся микрослоистое строение бокситов обусловлено ритмическим поступлением пирокластического материала и его градиционным осаждением в водную среду. А.С. Калугин /1970/ считает, что ритмично-слоистая текстура может возникать также при часто повторяющихся взмучиваниях осадков в результате сейсмических колебаний, сопровождающих вулканическую активность.

Таким образом, во всех изученных типах бокситов имеются признаки вулканокластического происхождения. Значит, исходным субстратом, по которому образовались бокситы Боксонского месторождения, послужили пемзовые отложения. Исходя из пемзовой природы и минерального состава пирокластического материала нужно полагать, что последний является производным липарито-дацитовый магмы с подчиненным значением андезитовой составляющей. Выявленные в боксонской свите вулканогенные образования представляют собой как бы промежуточное звено между вулканитами подстилающей сархойской и перекрывающей мангатгольской свит. Большие размеры



(до псефитовых) пемзовых обломков и отсутствие значительных следов окатанности свидетельствует о близости вулканических центров.

В приенисейской части Западно-Сибирской плиты среди альб-сеноманских прибрежно-морских отложений выделяются так называемые туруханские песчаники, характеризующиеся высоким содержанием бокситовых обломков. Огромная площадь и широкий временной интервал распространения этих песчаников свидетельствуют о длительном существовании условий для накопления бокситов. Местоположение источников бокситовых обломков до последнего времени оставалось неясным и у исследователей не было единого мнения по этому вопросу. Одни считали, что размывались коры выветривания на прилегающих к Енисею частях Сибирской платформы, а другие, что источники сноса располагались в пределах восточного обрамления Западно-Сибирского седиментационного бассейна и представляли собой группу островов, приуроченных к тектоническим поднятиям. Правильное решение вопроса о местоположении этих источников имеет важное значение для реконструкции палеогеографической обстановки времени накопления бокситов и оценки перспектив бокситоносности меловых отложений Приенисейской зоны Западно-Сибирской плиты.

Наиболее детально эти отложения изучены в бассейнах рек Нижняя Байха и Турухан, левого притока р. Енисей, где бурением на глубинах от 50 до 350 м и более вскрыты альб-сеноманские бокситоносные отложения, представленные восьмью горизонтами бобово-конгломератовидных пород. Бокситоносная толща состоит из восьми 25-, 30-метровых ритмов, каждый из которых начинается пачкой конгломератов с обломками и бобовинами бокситов и заканчивается прослоями сильно измененных аквагенных туфов и туфосилицитов.

Туфоконгломераты сложены округлыми, иногда уплощенными гальками и гравийными зернами сильно преобразованных базальтоидов, часто покрытых железистой и изредка гиббситовой оболочкой. Количество их варьирует от 3 до 25% от объема породы. Вместе с обломками базальтоидов встречаются красные, бурые и черные железистые и железисто-бокситовые бобовины и оолиты.

Изменение обломочного материала проявилось в палагонитизации, хлоритизации, ожелезнении и гиббситизации. Местами обломки базальтоидов настолько изменены, что полностью утрачены контуры обломков, а продукты их разложения сливаются с цементирующей массой. Последняя в туфоконгломератах сложена низкополярным веществом гелевидной структуры с прожилками и гнездами гиббсита. Участками в породе отмечаются включения цеолитов. Встречаются сферолиты сидерита. В качестве примеси присутствуют алевро-псаммитовые обломки кварца и полевых шпатов.

Выше по разрезу туфоконгломераты сменяются туфотравелитами и туфопесчаниками, в которых бокситизированные фрагменты встречаются реже или полностью отсутствуют. В цементе пород уже преобладает сидерит, образующий сферолиты и скопления чечевицеобразных мелких зерен. Туфопесчаники сложены обломками кварца, плагиоклазов и микроклина с примесью хлоритизированных и палагонитизированных гиалокластических частиц, представленных глобулами и сегментарными обломками стекла и гиалобазальтов. Нередко отмечается присутствие пластинок слюд и зерен глауконита.

В верхней половине бокситоносной толщи встречаются прослои псаммитовых шлаковых туфов. Они состоят из угловатых обломков пузыристых гиалобазальтов. Обломки большей частью ожелезнены, а пузыри заполнены хлоритом или глауконитом. Порода связывается карбонатным цементом. Верхняя часть ритмов обычно сложена аквагенными туфами и туффитами или про-



дуктами их изменения. Основная масса пород, представленных округлыми и угловатыми фрагментами измененного стекла, состоит из алевритовой размерности гиалокластике. В небольшом количестве присутствует кристаллокластический материал. Аквагенные туфы и туффиты связаны постепенными переходами с туфогенными аргиллитами, которые слагают верхние части ритмов. В нижней половине бокситоносной толщи ритмы нередко заканчиваются туфосилицитами, образование которых связывается с поствулканическими процессами.

Приведенные сведения подтверждают, что наряду с нормально-осадочным терригенным и хемогенным материалом в составе бокситоносной толщи значительную роль играют вулканогенные образования, представленные продуктами подводных извержений вулканов.

Большое количество обломков щелочных базальтоидов и их туфов, крупная размерность и уменьшение количества этих обломков в сторону Сибирской платформы, а также наличие вулканокластике кислого состава подтверждают вывод о местных источниках бокситового материала, располагавшихся на поднятиях в Приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты.

Немалый объем вулканогенного обломочного материала и характер его распределения по разрезу альб-сеноманской бокситоносной толщи показывают, что поднятия, служившие источниками бокситовых обломков, представляли собой вулканические острова, остатки которых фиксируются в виде интенсивных локальных магнитных аномалий изометричной формы размерами от 2 x 2 до 8 x 10 км, залегающих на глубинах 450-750 м в осадочном чехле приенисейской части Западно-Сибирской плиты.

Реконструкция палеовулканической обстановки альб-сеноманского времени по имеющимся данным позволяет сделать вывод о том, что вулканические острова не всегда возвышались над уровнем моря. В условиях морского мелководья они подвергались интенсивной абразии, продукты которой в виде бокситизированных обломков базальтоидов сносились в окружающее морское пространство.

Извержения, периодически повторявшиеся в подводных условиях, приводили к формированию толщ, обогащенных гиалокластическим материалом и содержащих прослой аквагенных туфов. Периоды временного затишья характеризовались накоплением кремнистых осадков в акватории вблизи вулканических очагов за счет выноса кремнезема гидротермальными растворами.

Новый цикл извержений снова начинался выбросами большого объема базальтовой лавы и тефрового материала, выводившего вершины вулканов над уровнем моря. Благоприятный субстрат в сочетании с теплым влажным климатом, существовавшим в это время, способствовал процессам бокситообразования. Следует особо отметить, что бокситизация вулканогенного материала, возможно, происходила также в субаквальных условиях. Об этом свидетельствуют наличие в породах бокситизированных гиалокластов, характерный парагенез связанных с ними минеральных новообразований (цеолиты, сидерит, хлорит, глауконит и др.) и присутствие черных железисто-бокситовых бобовин, сформировавшихся, по-видимому, в подводных восстановительных условиях. Известно, что при излиянии лав и выбросах пирокластического материала под водой в условиях повышенной температуры происходит интенсивный вынос кремнезема, вследствие чего в остаточном веществе вулканитов накапливается глинозем, зафиксированный в нашем случае в форме гиббсита.

Таким образом, местные источники бокситизированных обломков базальтоидов представляли собой не просто поднятия как положительные структурные элементы, возвышавшиеся над уровнем альб-сеноманского моря, а вулканические постройки, которые временами возвышались над морем или же ис-

чезали под водой вследствие абразии и изменения знака тектонических движений. Вулканы в виде гирлянды островов, завершавшие тектонические поднятия, располагались на территории, которая ограничена с запада Худосейским грабеном-рифтом и краевым швом, разделяющим Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу, на востоке.

В период формирования бокситоносной толщи проявилось восемь (по некоторым разрезам десять) последовательно повторяющихся циклов вулканизма, зафиксированных в виде чередующихся осадочных ритмов, каждая часть которых характеризуется своим составом вулканогенных продуктов. Бокситоносные горизонты, представленные туруханским песчаником, приурочены к уровням распространения вулканитов базальтоидного состава. Они, как правило, слагают основания ритмов.

Приведенные примеры показывают, что при формировании бокситов разного возраста роль вулканокластического материала может быть велика, причем этот материал в процессе постседиментационных изменений может подвергаться бокситизации с выделением минералов свободного глинозема. Подобные случаи известны в пемзовых толщах более молодого возраста на территории Японии /Yoshiaga e. a., 1973/. Установлено, что обломки вулканической пемзы присутствуют также во многих бокситах самого различного возраста и из разных регионов и только полная утрата пузырчатого строения затрудняет их идентифицирование. Так, в уральских бокситах они названы бобовинами неправильной формы. При очень глубоких преобразованиях, связанных с выносом вещества, вокруг пемзовых обломков могут образоваться концентрические оболочки, и они действительно становятся бобовинами.

## ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Участие вулканокластического материала в сложении железорудных формаций представляет собой довольно распространенное явление. Присутствие рыхлых продуктов вулканизма известно в железорудных отложениях самых различных возрастов.

Железородная формация системы Трансвааль (Южная Африка) состоит из сотен прослоев, сложенных главным образом стилиномеланом с высоким содержанием тонкого пирокластического материала /La Verde, 1966/. Железородная формация в районе Хелен (Канада) сложена в основном меланократовыми вулканитами, на которых в шельфовой части бассейна залегают граувакково-сланцевые отложения, а в более глубоководной части — толща андезито-дацито-риолитовых вулканокластитов. Между последними и вышележащими мафическими вулканитами располагается железорудная формация, состоящая из полосатых роговиков, пиритовых и сидеритовых пород /Гудвин, 1972/.

На основании тесной связи железорудных отложений с вулканитами делается вывод об ее вулканогенном, эксгальационно-осадочном происхождении. Кислый вулканокластический материал служил источником кремнезема и рудного вещества, выщелачивающихся восходящими растворами и газами. Ассоциация железорудных формаций с вулканогенными образованиями кислого состава характерна также для других архейских зеленокаменных поясов Канадского щита.

Подобное строение железорудных формаций известно в докембрии Казахстана /Новохатский, 1972/, где железисто-кремнистые отложения Улутау и Бекпак-Далы приурочены к мощной толще вулканогенно-осадочных образований нижнего протерозоя. Железистые кварциты обычно ассоциируют с

кварц—серицит—хлоритовыми сланцами, реже с мраморами и вулканогенными породами. Не исключено, что названные сланцы (по аналогии с подобными образованиями других месторождений) являются продуктами глубокого перерождения вулканокластического материала. Поэтому понятно отнесение подобных месторождений к формации киватинского типа. К нему же относятся железистые кварциты (джеспилиты) Курской магнитной аномалии и эффузивные железисто—кремнистые образования нижнего кембрия (?) Малого Хингана, вмещающими породами которых являются измененные вулканические и осадочно—вулканогенные образования /Егоров, Тимофеева, 1972/.

Наиболее хорошо изучена вулканокластика в рудоносных отложениях девона Юго—Восточного Алтая, в верховье р. Колгуты /Калугин, 1970/. Разрез рудоносных отложений начинается с пласта туфоконгломератов, перекрытых миндалекаменным диабазом.

Выше залегают довольно значительной мощности витро—кристаллокластические туфы и игнимбриты, над которыми находится горизонт слоистых гематитовых руд. В надрудной части среди пород преобладают аркозовые туффиты, туфопесчаники, алевролиты и реже потоки кварцевых порфиров. Руда сложена в основном гематитом и отмечается ярко выраженная ритмично—градационная горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием слоев (0,5—1,0 см) гематита и туффита. Она по внешнему виду очень похожа на джеспилиты железорудных формаций докембрия. Рудное вещество и силикатная кластика ритмично—слоистых руд Алтая состоит из гематита и вулканического пепла. Последний является основным компонентом в рудных туффитах и присутствует в качестве примеси в рудном веществе с хорошо сохранившейся витрокластической структурой. Наличие значительного количества пеплового материала в рудах показывает, что они накапливались в условиях активной вулканической деятельности риолито—кратофирового эксплозивного типа. Накопление руд А.С. Калугин /1970/ связывает с фумарольно—сульфатной деятельностью, сопровождавшей наземный вулканизм. Рудное вещество переотлагалось и образовывало субмаринные вулканогенно—осадочные отложения.

## МЕДЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Большая часть разведанных мировых запасов цветных металлов связана со стратиформными отложениями. Важное экономическое значение этих типов месторождений обусловило повышенное внимание к их изучению. Однако до сих пор вопрос о происхождении стратиформных месторождений типа медистых песчаников и сланцев остается дискуссионным. Особенно много неясных и спорных положений об источниках металлов в них.

Многие геологи считают, что главным источником рудного вещества для образования осадочных месторождений меди и других металлов являются обогащенные ими породы областей денудации, размывавшихся в период формирования рудоносных осадков. Другие исследователи рассматривают гидротермальные растворы, поступившие в бассейны седиментации как источники рудного вещества.

Основные специфические черты стратиформных месторождений цветных металлов — распространение их среди осадочных толщ, пластовая форма рудных тел, четкая стратифицированность оруденения, широкое площадное развитие, отсутствие видимой генетической связи оруденения с интрузивными породами и признаков контроля оруденения разломами, наличие в рудах осадочных текстур, ритмичность и многоярусность оруденения, связь с мелководными

ми несколько осолоненными морскими осадками, преимущественная приуроченность оруденения к начальным трансгрессивным или конечным регрессивным частям разреза, положительная корреляция металлов с органическим углеродом и некоторые другие второстепенные особенности.

Признаком стратиформных месторождений является присутствие и вулканокластического материала. Анализ литературных данных показывает, что во вмещающих породах стратиграфически выдержанных рудных горизонтов часто встречаются прослой пепловых туфов, а в самих рудных горизонтах нередко реликты пепловых структур.

Так, в продуктивной толще печенгской свиты установлено, что породы, обогащенные пирокластическим материалом, являются более благоприятной средой для концентрации рудных минералов /Одинец и др., 1972/. Пластообразные и линзовидные тела серно-колчеданных руд Урупского месторождения лежат на липаритах и перекрыты туфами основного состава с прослоями кремнисто-гематитовых пород /Джумайло и др., 1972/. Обогащены медью туфогенно-осадочные породы сеноман-туронского комплекса Приморья.

Стратифицированные рудные тела Узельгинского месторождения (Южный Урал) приурочены к горизонтам пирокластических пород смешанного или кислого состава /Андриянова, 1972/.

Медная минерализация, локализованная в туфах, известна в позднекембрийских отложениях Камеруна /Le Fur, 1971/. В верхнедевонских отложениях Марокко многочисленные стратиформные меденосные проявления в виде рассеянной минерализации связаны с кератофиловыми туфами /Leblanc, 1974/. В орудененных породах нижнего докембрия месторождения Лувем (Канада) установлена прямая корреляционная связь между содержанием пирокластических образований и оруденением /Spitz, Darling, 1973/. Месторождения цветных металлов стратиформного типа Мак-Артур (Австралия) приурочены к пачке битуминозных и туфогенных сланцев докембрийского возраста /Croxford, Jephcott, 1972/. В качестве типично стратиформных рассматриваются рудные тела силура месторождения Каптино-Флат и др. (Австралия), залегающие в глинистых осадках, которые перекрывают риолитовые туфы и сами перекрыты дацитовыми кристаллотуфами /Felton e.a., 1975/. Э. Константинович /1972/ считает, что возможным источником меди в цехштейне Предсудетской мульды (ПНР) была вулканическая деятельность, продолжавшаяся во время трансгрессии цехштейного моря и представленная в виде туфовых пород. К. Энсайн (мл.) и др. /1972/ высказали предположение, что поставщиком меди в низах пачки Нонсач месторождения Уайт-Пайн (США) являлся тонкий обломочный материал вулканического происхождения, содержащийся в подстилающем конгломерате Коппер-Харбор.

Известна повышенная металлоносность пепловых прослоев и глинистых илов, обогащенных пирокластическим материалом в Атлантическом и Тихом океанах.

Вулканическое происхождение имеют, по-видимому, многие другие стратиформные месторождения, представленные медистыми песчаниками и сланцами. Отсутствие в последних следов вулканокластики можно объяснить только их глубоким эпигенетическим перерождением. К таким образованиям, вероятно, можно отнести меденосный песчано-сланцевый комплекс Замбийского пояса, занимающего около 30 тыс. км<sup>2</sup> площади.

Закономерности распределения и условия образования медного оруденения в осадочных формациях, их широкое площадное распространение и частая взаимосвязь с вулканическими накоплениями позволяют сделать предположение, что рудоносные отложения цветных металлов, в частности меди, относящиеся к стратиформному генетическому типу и представленные медистыми песчаниками и сланцами, являются осадками пеплопадов или продуктами их



близкого перестроения. Поступление металлов в рудоносные осадки происходило главным образом за счет десорбции их с поверхности пепловых частиц.

Многочисленными исследованиями установлено, что пепловые частицы обладают свойством активно поглощать катионы и анионы различных металлов и кислот при прохождении через газовые эманации во время извержения вулканов. Значительная удельная поверхность, характеризующая пепловые частицы из-за сложности и вычурности их форм, способствует образованию пленок адсорбции, которые могут содержать большое количество разных металлов. Последнее зависит от составов вулканических газов, температуры выделения газовой смеси из магмы и времени выделения. В период извержения вместе с газами (в хлоридной форме) из базальта выносятся меди в 1000 раз больше, чем в самом базальте /Василевский, 1976/.

В сублиматах фумарол долины Десяти тысяч Дымов (Аляска) содержится до 0,23% меди. В осадках подводного влк. Новый Гебрид количество меди достигает 12,3%. В газах влк. Толбачик извержения 1975 г. установлено присутствие Cu, Zn и Pb /Смирнов, 1976/. Медь наблюдается в газах вулканов Центральной Америки и Японии.

Металлы, сорбированные пеплами, разносятся на большие расстояния и покрывают обширные площади, вполне соизмеримые с площадями развития меденосных отложений стратиформного типа. Поступление в очень короткое время огромного количества пеплового материала в бассейн седиментации предотвращает разубоживание исходного металлоносного вещества. Последующее превращение пепловых осадков в рудоносные обуславливается постседиментационными процессами перераспределения и концентрации в них меди или других металлов.

Взаимосвязь между присутствием в породах вулканокластического материала и их полезной минерализацией четко отражена в закономерностях распределения различных элементов в разрезах палеозойских отложений Сибирской платформы. Изучение поведения Co, Ni, Ti, V, Cr, Mn, Ba, Sr и других элементов в ряде разрезов ордовика и силура показало, что горизонты, обогащенные пепловым материалом, резко выделяются повышенным по сравнению с фоновым (кларковым) содержанием этих элементов. Коэффициент концентрации некоторых элементов в пепловых прослоях достигает 42.

Присутствие вулканокластического материала в осадках является причиной пространственной связи стратиформных руд цветных металлов с органическим веществом. Установлено, что органическое вещество медистых битуминозных сланцев образовано за счет планктогенной биомассы. В то же время известно, что именно бассейны с интенсивной пепловой седиментацией характеризуются бурным развитием планктонных организмов.

Ускоренное накопление органического вещества при значительном содержании металлов в осадках приводило к энергичному образованию металлоорганических соединений, способствующих концентрации полезных элементов. Формирование таких комплексов с медью является одним из характерных процессов осадкообразования, протекавших в медистых сланцах /Куча, 1976/.

Поступление различных металлов с пепловым материалом связано с определенной фазой извержения вулканов и зависит от температуры. С повышением температуры увеличивается концентрация металлов в газах и как следствие в вулканокластических продуктах. Возможно, поэтому накопление меди является кратковременным процессом и ее поступление в бассейн седиментации происходит, казалось бы, в неблагоприятный период трансгрессии, когда снос обломочного материала непосредственно из области денудации должен быть ограниченным, а верхняя часть зоны окисления сульфидных месторождений выщелочена и обеднена медью.



Пирокласто-осадочная гипотеза стратиформного оруденения объясняет широкое площадное развитие подобных месторождений, кратковременность их формирования, приуроченность к определенным уровням стратиграфического разреза и ответ на многие другие вопросы проблемного характера.

## ДОМАНИКИТЫ

Наибольший интерес для нефтяной геологии представляют существенно глинистые осадочные толщи, отличающиеся значительным содержанием органического вещества сапропелевого типа. Они накапливаются в самых разнообразных фашиальных обстановках во всех климатических зонах. Наиболее важное значение имеют подобные образования, сформировавшиеся в платформенных эпиконтинентальных морях и характеризующиеся значительными площадями распространения. Литотипом таких отложений является доманик Русской платформы. Как сами доманиковые отложения, так и близкие к ним образования — доманикиты, большинством исследователей относятся к потенциально нефтематеринским свитам.

Доманикиты известны почти во всех системах фанерозоя и в докембрийских отложениях. Накопление такой высокой концентрации органического вещества в осадках возможно только при условиях ограниченного привноса терригенного материала и существования факторов, обеспечивающих повышенную продуктивность седиментационного бассейна на планктогенную биомассу.

Анализ вещественного состава доманикитов самых различных возрастов показывает, что минеральная часть этих пород отличается постоянством слагающих ее компонентов, представленных преимущественно глинистой, кремнистой и карбонатной массой. Разные количественные сочетания названных составляющих доманикитов способствовали формированию широкого спектра типов пород, в образовании которых очень часто участвовали вулканические процессы. Об этом свидетельствует почти постоянное присутствие пеплового материала или продуктов его преобразования, а также хемогенных гидротермальных накоплений, осадившихся из поствулканических растворов.

К наиболее древним кембрийским доманикитам относятся кремнистые сланцы, распространенные в пределах обширной территории Оленекского бассейна. Это глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые породы с высоким содержанием свободного кремнезема и органического вещества. Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдой с примесью хлорита. Реже встречаются смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового или гидрослюда-вермикулитового составов. Иногда в сланцах отмечаются мелкоалевритовые зерна кварца остроугольной формы.

Изучение характера распространения и концентрации кремнистого вещества в куонамских сланцах позволило В.М. Евтушенко /1978/ высказать предположение о возможном участии в их формировании эндогенных соединений, которые поступали из системы трансрегиональных глубинных разломов северо-западного простирания, опоясанных зоной барьерных рифов.

Микроскопическими исследованиями установлено, что прослой сланцев, имеющих микроритмическое строение, состоят из многократно чередующихся слоев, сложенных микролинзочками органического вещества (ОВ) и глинисто-кремнистой массой, а также из слоев кальцита и переменным содержанием доломита. Последние местами сохранили обломочную структуру, напоминающую структуру мелкообломочных витрокластических туфов или гялокластитов с характерными для них вогнутыми очертаниями отдельных фрагментов. В глауконитсодержащих слоях сланценой толщи встречаются ред-

кие обломки вулканических шлаков. Наличие реликтовых вулканокластических структур и присутствие примеси и прослоев смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового состава является прямым доказательством участия вулканических процессов в накоплении куонамских доманикоидных отложений.

Горючие сланцы Прибалтики - кукерситы, залегающие среди среднеордовикских карбонатных отложений, почти идентичны по составу вышеописанным сланцам. Глинистая составляющая в них представлена преимущественно смешанослойными минералами гидрослюда-монтмориллонитового состава. Промышленно сланценосный горизонт перекрывается толщей, содержащей многочисленные прослой метабентонита пеплового происхождения, которые характеризуются региональным распространением.

Во многих районах мира нефтеносность ассоциируется с граптолитовыми сланцами. Силурийские битуминозные граптолитовые сланцы Средней Азии залегают в толще переслаивания туфогенных пород и эффузивов. Обогащенные органическим веществом граптолитовые сланцы Сибирской платформы нередко обнаруживают реликтовую пепловую структуру, содержат большое количество обломочного пироксена с характерными для пирокластике формами, смешанослойные глинистые минералы и аморфный кремнезем. Все это вместе в совокупности с выдержанностью и однообразием структурных особенностей на огромных территориях позволяет считать граптолитовые сланцы вулканогенными образованиями. Следует отметить, что в геосинклинальных областях они, как правило, переходят по латерали в эффузивно-осадочные толщи.

Доманиковые отложения девона Русской платформы, содержащие большое количество ОВ, представляют собой кремнисто-карбонатную толщу с примесью глинистого материала сложного минерального состава. Исследованиями С.В. Максимовой /1970/ установлено, что кремнистый компонент этих отложений имеет вулканическое происхождение и поступает с продуктами извержений подводных вулканов. Известно, что доманик фациально переходит в туфогенно-осадочные толщи Северного Тимана с тремя мощными покровами базальтов в основании, разделенными пачками угленосных пород. В западном направлении доманикоподобные задонско-елецкие слои Припятского прогиба также замещаются эффузивно-осадочными отложениями.

К доманикитам можно отнести карбоновые битуминозные сланцы известного на территории нашей страны Кендырлыкского месторождения, где они переслаиваются с туфами и туффитами альбитофирового и кварц-порфиорового составов. Пермский сланценосный уровень здесь также насыщен пепловым материалом.

Верхнеюрская баженовская свита, распространенная на огромной площади Западной Сибири, сложена породами, на 35-50% состоящими из глинистых минералов, 15-20 - из халцедона и опала, 10-25 - карбоната, 4-6 - зерен кварца и полевых шпатов, 5-10 - пирита и 10-20 - ОВ /Нестеров, 1979/. Глинистые минералы представлены преимущественно смешанослойными монтмориллонитовыми образованиями и в меньшей степени гидрослюдой и хлоритом. В верхнеюрских отложениях присутствует значительное количество пеплового материала /Саркисян, Процветалова, 1964; Ван, 1974/. Изучение битуминозных аргиллитов баженовской свиты на растровом электронном микроскопе подтвердило наличие вулканического пепла различной морфологии и размеров. Пепловая масса образует ячеисто-пятнистую текстуру с микрожеодами, в центре которых встречаются кристаллики цеолитов /Коньшева, 1975/. Содержание вулканогенного материала увеличивается в западном направлении. Наиболее пеплонасыщенные разрезы установлены в тутлеймской и марьяновской свитах (аналогах баженовской свиты), вскрытых скважинами на Половин-

кинской и Тугровской площадях, а также Эсской опорной скважиной. Еще больше вулканокластики выявлено в подстилающей абалакской свите, где наряду с тонким пепловым материалом отмечается значительное количество вулканического шлака, сохранившего пузыристую структуру, а также гиалокластитов.

Резкое сокращение мощностей вулканогенных накоплений в восточном направлении свидетельствует о возможном существовании в позднеюрское время островных подводных вулканов на западной окраине Западно-Сибирского бассейна. В Приенисейской зоне верхнеюрские отложения характеризуются меньшим содержанием пеплового материала и более тонким его гранулометрическим составом.

В верхнеюрских битуминозных сланцах Волжского бассейна монтмориллонит является одним из главных составляющих глинистых пород.

Широко распространен вулканогенный компонент в доманикитных толщах Северного Кавказа, формирование которых совпадало с периодом интенсивного проявления палеогеновой и неогеновой вулканической активности в Альпийской системе складчатости Бол. и Мал. Кавказа /Кашкай, 1972; Пашалы и др., 1974/. Битуминозные глины и мергели постоянно ассоциируются с породами типа нальчикинов, сложенных монтмориллонитом, кремнеземом и аллофаном, образование которых явно связано с продуктами разложения вулканического пепла /Рухин, 1961/. Меловые битуминозные глины алтыгачской свиты переслаиваются с прослоями бентонитовых глин, а отложения зоратского горизонта характеризуются кремнисто-туфогенно-битуминозным обликом. Толща пород мезотического возраста представлена диатомовыми и битуминозными сланцами с прослоями туфов, мергелей, доломитов. Показательно распределение битуминозных горючих сланцев в полосе сланценосных отложений, развитых в южной предгорной части Главного Кавказского хребта. Сланценосные толщи юрского, мелового, палеогенового и неогенового возрастов представлены чередованием битуминозных сланцев, туфов и песчаников характерного зеленого цвета /Конивец, 1968/. Породные прослои в пластах горючих сланцев сложены в основном сильно измененными туфами. Породы, разделяющие сланценосные горизонты, состоят из песчаников, аргиллитов и пластовых тел базальтовых порфиритов и диабазов.

Вулканическое происхождение имеют менилитовые битуминозные сланцы Карпат. Сформированная во внешнем прогибе Карпатской геосинклинали олигоценовая менилитовая серия сложена толщами чередующихся кремнистых слюев и темных битуминозных аргиллитов, часто кремнистыми, с прослоями бентонитовых глин и туффитов, а также включениями спикул губок, скелетов радиолярий и панцирей диатомей. Основная масса кремнезема рассматриваемых толщ образовалась при бентонитизации вулканического пепла /Кабинет, 1961; Хворова, 1968/.

Доманикиты, в какой-то мере связанные с вулканогенными образованиями, известны не только в нашей стране. Так, ордовикские битуминозные кремнистые сланцы формации Винини (Большой бассейн, США) по латерали переходят в вулканиты и карбонатные толщи с остатками биогерм. Чаттанугским сланцам, распространенным на огромной территории Предаппалачского бассейна, соответствует в восточной части штата Огайо и на севере в штате Индиана мощная толща тиага-бентонитовых глин пеплового происхождения /Collins, 1979/. В пределах Предандийского бассейна (Перу) битуминозными являются туфогенные сланцы, залегающие среди карбонатных пород. Аналогичных примеров можно еще привести множество.

Как видно из вышеизложенного, доманикиты или ассоциируют с пепловыми накоплениями и продуктами их преобразования, или же переходят по латерали в вулканогенные толщи.

Исследованиями продуктивных отложений основных нефтегазоносных бассейнов США установлено, что наибольшее количество нефти добывается из тех толщ, в которых отмечается высокое содержание монтмориллонитовых или других разбухающих глинистых минералов /Weaver, 1958/. Сравнение по геологическим системам от кембрия до плиоцена показало четко выраженную положительную корреляцию между запасами нефти и первоначальным содержанием монтмориллонита в осадках. Подобная зависимость подтверждена данными по изучению глинистых образований в нефтегазоносных отложениях Кавказа, Западной Сибири и многих других регионов /Влодарская, Носов, 1974; Ушатинский, Бабицын, 1975; и др./. Известно, что замещение вулканического стекла монтмориллонитом является наиболее распространенным процессом в субкавальных отложениях.

Связь между нефтегенерирующим потенциалом осадков с содержанием в них разбухающих глинистых минералов объясняется свойством последних удерживать межслоевую воду с образованием органоминеральных соединений или органоглин /Дегенс, 1967/.

Кремнезем в пеплонасыщенных толщах может возникнуть за счет выщелачивания его из горячего стекла, замещения последнего или же в процессе эпигенетической трансформации монтмориллонита в смешанослойные образования и в гидрослюду, а также путем осаждения из гидротермальных растворов. Гидрохимические исследования в районах Азорских островов показывают, что при подводном извержении в морскую воду выносится большое количество кремния /Лавров, 1966/. В поверхностном слое океанической воды концентрация кремния возросла с 25–50 до 490–1010 мг/м<sup>3</sup>. Этот поток ювенильной воды с повышенным содержанием кремния прослежен на 200 км от центра извержений.

Если глинистые минералы могут оказывать каталитическое воздействие на процессы превращения органического вещества, определять компонентный состав нефтей и влиять на структурные параметры углеводородов /Милешина, Сафонова, 1974; и др./, то роль кремнезема в этих процессах никем не рассматривалась и, несомненно, заслуживает постановки специальных исследований. Кремнезем также способен образовывать молекулярную связь с органическим веществом, и нужно полагать, что его частое присутствие в доманикитах неслучайное. Это же относится к цеолитам, встречающимся в доманикоидных образованиях типа формации Грин–Ривер и менилитовой серии.

Нами уже упоминалось, что пепловая седиментация способствует накоплению планктонной биомассы. Многочисленные примеры свидетельствуют о широком развитии этого явления. Исследование древних и современных озерных отложений в вулканических областях показало, что каждое проявление вулканической активности, зафиксированное в осадках в виде пепловых прослоев, сопровождается резким увеличением количества диатомовых водорослей и соответственно органического вещества. По-видимому, то же самое происходит при поступлении гидротермальных растворов. Океаническими исследованиями последних лет установлено, что площади, прилегающие к действующим подводным вулканам, по разнообразию представителей морской флоры и фауны много богаче соседних районов океана. В рифтовых зонах восточной части Тихого океана на всем протяжении отмечается интенсивное образование биологических продуктов, связанных с подводно-вулканической гидротермальной деятельностью /Roux, 1980/. Учитывая характер распространения подводных вулканических хребтов, следует ожидать огромный геологический эффект этого явления.

Исходя из вышеизложенного, предлагается модель вулканогенно-осадочного образования доманикитов, в которой вулканизму отводится роль источ-



ника веществ, интенсифицирующих развитие планктонных микроорганизмов и создававших условия, способствующие процессам накопления и преобразования органического вещества.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценивая роль вулканокластики в осадочном процессе, следует различать две стороны этого геологического явления: 1) прямое влияние вулканического материала на седиментогенез и 2) косвенные явления этого воздействия. Из изложенного материала видно, что вблизи вулканических аппаратов вулканокластические накопления создают аazonальные участки седиментации. На суше возникают области распространения продуктов выбросов вулканов, осадки грязевых потоков, создающих характерные формы рельефа, в дальнейшем развитии которого отражаются особенности состава слагающих его вулканокластических пород.

Обилие пирокластического материала вызывает нарушение режима речного потока, появление аномальных элементов строения речной долины и т.д. Естественно, меняются гранулометрия и состав аллювиальных осадков. Транспортировка вулканокластики в водоемы конечного сноса временными и постоянными водотоками создает предпосылку к нарушению климатического режима переноса кластического материала в бассейны конечного стока (озера и пр.). В озерных осадках изменяется характер климатической цикличности, появления прослоев, сложенных пепловыми частицами. Аналогичные изменения в слоистости и слоичатости наблюдаются в морских осадках разных климатических поясов и глубин. Особенно отчетливо это проявляется в участках с замедленным темпом седиментации.

Разнообразны пути постседиментационных изменений, направленность которых определяется, с одной стороны, составом исходной вулканокластики, а с другой – степенью воздействия факторов диагенетического, катагенетического (эпигенетического) процессов. Их сочетание в итоге определяет состав конечных продуктов, в том числе таких полезных ископаемых, как бентонитовые и палыгорскитовые глины, цеолиты и т.д.

Весьма актуальна проблема косвенного влияния вулканокластического материала на осадочный процесс. Нами приведены отдельные примеры такого воздействия: изменение под влиянием вулканокластики развития биоса, усиление процессов преобразования исходного вещества в почвах и корях выветривания. Следует подчеркнуть, что эта сторона рассматриваемой проблемы изучена еще недостаточно. Кроме того, существуют вопросы, связанные с оценкой косвенного влияния вулканокластического материала на осадочный процесс, которые находятся в стадии постановки, гипотезы. К их числу, например, следует отнести проблему воздействия запыленности атмосферы пепловым материалом на величину освещенности Солнцем поверхности Земли. Масштабы выбросов вулканокластического материала в атмосферу планеты таковы, что они могут приобретать значение фактора, влияющего на развитие органического мира, масштабы выветривания и т.д. Например, эксперименты по выветриванию, проведенные при участии одного из авторов, показали прямую связь между скоростью выветривания и интенсивностью освещения разрушаемых минералов. Видимо, эти вопросы следует рассматривать как первоочередные при дальнейших исследованиях связей между вулканизмом и литогенезом.



- Андриянова Н.А. Эндогенные ореолы меди, цинка, свинца, серебра, молибдена и бария на Узельгинском медноколчеданном месторождении. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 19. Свердловск: Уральский филиал АН СССР, 1972, с. 87-97.
- Арамаки Ш., Акимото С. Определение температуры пирокластических отложений по природному остаточному магнетизму. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 578-585.
- Башарина Л.А. Исследование газообразных продуктов вулканов Ключевского и Шивелуча. — М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949, с. 17-19.
- Бгатов В.И., Ван А.В., Матухина В.Г. Пирокластический материал в ордовикских и силурийских отложениях Сибирской платформы. — В кн.: Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969, с.22-28.
- Бгатов В.И., Ван А.В. Давсонит в Верхнетерсинском районе Кузбасса и перспективы его поисков. — Сов. геология, 1974, № 11, с. 132-136.
- Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. — М.: Наука, 1974. — 318 с.
- Бровков Г.Н. Факторы и особенности постседиментационных преобразований пепловой пирокластики. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 37-39.
- Бровков Г.Н., Бучарская Г.С., Могилев А.Е. История формирования среднепалеозойского комплекса. — В кн.: Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1967, с. 101-124.
- Бровков Г.Н., Могилев А.Е. Некоторые особенности конкрециеобразования в вулканогенно-осадочных толщах (на примере среднего палеозоя Саяно-Алтайской складчатой области). — В кн.: Конкрекции и конкреционный анализ. Л.: Наука, 1970, с. 30-32.
- Бродская Н.Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. — В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 236-269.
- Бродская Н.Г. Морские вулканогенно-осадочные фации и их геохимические особенности. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968, с.172-175.
- Ван А.В. Региональный эпигенез и метабазис средне- и верхнепалеозойских отложений Кузнецкого бассейна. — Геол. и геофиз., 1966, № 10, с. 126-130.
- Ван А.В. Эпигенез и метабазис угленосных отложений Кузнецкого бассейна. — В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. М.: Наука, 1967, с. 99-118.
- Ван А.В. Роль пирокластического материала в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна. — Сов. геология, 1968, № 4, с. 129-138.
- Ван А.В. Верхнедевонские вулканокластические породы Кузнецкого прогиба. — В кн.: Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969, с. 28-48.
- Ван А.В. Вулканический пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири. — Литология и полезные ископаемые, 1972а, № 1, с. 40-51.
- Ван А.В. К вопросу об использовании пепловых горизонтов для корреляции осадочных толщ. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972б, с. 26-29.
- Ван А.В. О месторасположении источников пеплового материала в угленосных отложениях верхнего палеозоя Кузнецкого бассейна. — В кн.: Вопросы литологии Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1973а, с. 111-113.

- Ван А.В. Мезозойско-палеогеновый вулканизм на территории Западно-Сибирской низменности. - Докл. АН СССР, 19736, т. 210, № 5, с. 1156-1159.
- Ван А.В. Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири, Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 52-61.
- Ван А.В., Каштанов В.А. Пирокластический материал в мезозойских отложениях северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 104-107.
- Ван А.В., Колодезников К.Е. Минералогические типы туфов в среднепалеозойских отложениях запада Виллюйской синеклизы. - Литология и полезные ископаемые, 1979, № 1, с. 99-111.
- Василевский М.М. Рожденные в огне. - М.: Знание, 1976. - 96 с.
- Власов Г.М., Попкова М.И. Генезис, особенности и вторичные изменения гиадокластиков различного состава. - В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез, Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1974, с. 23-25.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петриченко Е.Д., Попкова М.И. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Курило-Камчатской дуги и Сахалина. - В кн.: Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978, с. 37-131.
- Влодавец В.И. Процессы, порождающие пирокластический материал, и его первичное перемещение. - В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 26-30.
- Влодарская В.Р., Носов Г.И. Глинистые минералы нефтематеринских пород как катализаторы нефтеобразования. - Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 3, с. 653-656.
- Волкова А.Н., Рекшинская Л.Г. Давсонит в балахонской серии Кузбасса. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1, с. 106-113.
- Габинет М.П. Окремнение битуминозных пород менилитовой серии Восточных Карпат. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 6. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961, с. 205-211.
- Гаврилов А.А. Марганценовый вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. - М.: Наука, 1967. - 112 с.
- Гейтнер А.Р. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма. - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 1, с. 27-40.
- Гейтнер А.Р. Палагонит и процесс палагонитизации. - Литология и полезные ископаемые, 1977, № 5, с. 113-130.
- Гладковский А.К., Огородников О.Н. Роль силикатной пирокластике в образовании геосинклинальных бокситов на Урале. - В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, 1970. Свердловск, 1971, с. 132-134.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. - В кн.: Петрография, минералогия и геохимия. Вып.1. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 1-296.
- Горшков Г.С., Боговяленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг. М.: Наука, 1965. - 172 с.
- Грайзер М.И., Буров А.И. Нижнекаменноугольные клиноптилолитизированные туфы юга Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 141-145.
- Григорьев В.Н. Генезис верхнебашкирских бокситовых пород Средней Азии. - Литология и полезные ископаемые, 1968, № 1, с. 44-55.
- Григорьев В.Н. Бокситы в пределах Саяно-Алтайской складчатой области. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т.2. М.: Наука, 1968, с. 309-313.
- Гудвин А.М. Вулканогенные железистые формации архея Канадского щита. - В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 15-27.
- Гурова Т.И. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1959, с. 64-71.
- Гурова Т.И. Глауконитовые формации эоценовых отложений западной части Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1960, с. 117-119.

- Гушенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. - М.: Наука, 1965. - 144 с.
- Гушенко И.И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. - В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 33-35.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. - М.: Мир, 1967. - 300 с.
- Джумайло В.И., Василенко В.И., Рылов В.Г. Физико-химические условия формирования Урупского медно-колчеданного месторождения. - В кн.: Минер.,-петр. и геохим. исслед. на Сев. Кавказе и в Донбассе. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та, 1972, с. 168-174.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. - 344 с.
- Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 7-22.
- Евтушенко В.М. О формировании кремнистых пород в кембрии восточной части Сибирской платформы. - В кн.: Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978, с. 45-57.
- Егоров Е.В., Тимофеева М.В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана. - В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 188-195.
- Жабин В.В. Перспективы бокситоносности и пути дальнейших исследований Боксонского месторождения. - В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972, с. 35-43.
- Жеру М.И., Блюк И.В. Смешанослойные иллит-монтмориллонитовые минералы из рифейских отложений Среднего Приднестровья. - Изв. АН МолдССР. Серия физ.-техн. и мат. исследований, 1973, № 1, с. 74-80.
- Иванов К.П., Чурилин Н.С. О фации гялокластитов. - В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, 1970. Свердловск, 1971, с. 10-11.
- Казанский Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. - Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1963. - 354 с.
- Казанский Ю.П. Седиментология. - Новосибирск: Наука, 1976. - 272 с.
- Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. - Новосибирск: Наука, 1983. - 224 с.
- Калугин А.С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. - Литология и полезные ископаемые, 1967, № 1, с. 3-22.
- Калугин А.С. Вулканические пеплы и пепловые туфы. - В кн.: Продукты эксплозивного вулканизма в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969, с. 5-21.
- Калугин А.С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. - Л.: Недра, 1970. - 176 с.
- Кальбертсон У.Ч. Геология и минеральные ресурсы формации Грин-Ривер. - В кн.: Разработка и использование запасов горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1970, с. 69-70.
- Кашкай М.А. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мезокайнозой Азербайджана. - В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск: изд. Карельского филиала АН СССР, 1972, с. 14-15.
- Конивец В.И. Горючие сланцы Грузинской ССР. - В кн.: Геология углей и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1968, с. 382-388.
- Константинович Э. Генезис пермских месторождений меди в Польше. - Сов. геология, 1972, № 8, с. 101-117.
- Коньшева Р.А. Вулканогенный материал в аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири. - В кн.: Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных ископаемых Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1975, с. 140-142.
- Келлер У.Д. Основы химического выветривания. - В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 85-195.
- Коссовская А.Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1962, с. 23-44. (Ученые записки ЛГУ. Сер. геол., вып. 12, № 310).

- Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. - Литология и полезные ископаемые, 1975, № 2, с. 23-44.
- Коссовская А.Г., Муравьев В.И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород. - Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 431-433.
- Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений подножий молодых вулканов Курило-Камчатской вулканической зоны. Автореф. канд. дис. - М., 1969. - 20 с.
- Краевая Т.С., Мелекесцев И.В. Рыхлые отложения подножий стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 35-55.
- Кременецкая Т.Н. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тигильском районе Камчатки. - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 5, с. 115-122.
- Кременецкая Т.Н. Речные, лагунные, озерные отложения в вулканических районах (Камчатка). - М.: Наука, 1977. - 100 с.
- Курносоев В.Б., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. Вторичные изменения вулканических стекол в океане. - В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Эпигенез и начальный метаморфизм. М.: Наука, 1981, с. 50-57.
- Лавров В.М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике. - В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 24-32.
- Левитан М.А., Лисицын А.П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 899-902.
- Лисицына Н.А., Дворецкая Н.А. Литологический профиль через северо-западную котловину Тихого океана. - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 4, с. 3-25.
- Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Аутигенные минералы в осадках Мирового океана. - Литология и полезные ископаемые, 1979, № 4, с. 29-42.
- Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области /Под ред. И.В. Лучицкого. - М.: Наука, 1967. - 220 с.
- Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Романкевич Е.А. Аутигенные минералы современных донных осадков юго-восточной части Тихого океана. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4, с. 15-27.
- Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 248 с.
- Ломова О.С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и их генетическая связь с щелочным вулканизмом. - Литология и полезные ископаемые, 1975, № 4, с. 10-27.
- Ломова О.С. Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. - М.: Наука, 1979. - 180 с.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1. - М.: Наука, 1971. - 480 с.
- Макдональд Г. Вулканы. - М.: Мир, 1975. - 432 с.
- Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. - М.: Наука, 1970. - 86 с.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 168 с.
- Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. - М.: Недра, 1977. - 214 с.
- Малеев Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. - М.: Недра, 1982. - 152 с.
- Матошин С.В., Черкасов Г.Н. Алюминиевые септехлориты в бокситах ряда месторождений СССР и Вьетнама. - В кн.: Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982, с. 41-42.
- Мачабели Г.А., Мерабишвили М.С., Квирикадзе Г.А. Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бокситов СССР. - Тбилиси: Изд-во КИМС, 1981. - 305 с.
- Милешина А.Г., Сафонова Г.И. Каталитическое воздействие глинистых пород на состав нефтей. - В кн.: Особенности рассеянного органического вещества и нефтей на различных этапах циклов нефтеобразования. Л.: Недра, 1974, с. 159-168.
- Милло Ж. Геология глин. - Л.: Недра, 1968. - 360 с.
- Михайлов А.С., Кринари А.И. Перспективы поисков промышленных месторождений экогенных цеолитов в СССР. - Сов. геология, 1970, № 4, с. 120-130.
- Муравьев В.И. О генезисе опок. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4, с. 94-106.



- Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. - Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 31-56.
- Мухина А.М. Цеолиты вулканогенной толщи юга Тунгусской синеклизы и их фациальная принадлежность. - В кн.: Вопросы минералогии и геохимии Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 1973, с. 122-131.
- Нагибина М.С., Белый В.Ф., Бьковская Е.В. и др. Мезозойский вулканизм в истории Земли. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 99-102.
- Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа. - Геол. нефти и газа, 1979, № 10, с. 26-29.
- Николаева И.В. Бакcharское месторождение оолитовых железных руд. - Новосибирск: Наука, 1967. - 132 с.
- Новохатский И.П. Железисто-кремнистые формации докембрия Казахстана. - В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 156-163.
- Одинец Г.Ю., Тюрменов В.А., Скуфын П.К. Содержание рудных минералов и физические свойства продуктивной толщи печенгинской свиты. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 4. Апатиты: Наука, 1972, с.79-83.
- Огородников О.Н., Гладковский А.К. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. - М.: Наука, 1975. - 96 с.
- Пашалы Н.В., Акаева В.П., Ализаде Х.А., Галиева Т.М. Пирокластические породы мезо-кайнозойских отложений Азербайджана и их вторичные преобразования. - В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1974, с.74-76.
- Перозин Г.Н., Прозорович Г.Э., Сорокина Е.Г., Гейландт из мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1961, с. 128-132.
- Петрова М.А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. - В кн.: Труды МГРИ. Т. 32. М., 1958, с. 47-56.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. - М.: Мир, 1976. - 536 с.
- Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. О палагонит-хлорофитовых минералах в позднплиоценовых вулканогенных образованиях о-ва Уруп (Курильские острова). - Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 8, с. 684-687.
- Ратеев М.А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе. - В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 209-242.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. - М.: Мир, 1964. - 438 с.
- Рознова Е.Д., Ван А.В., Максимова С.В. Диагностика палеотипных вулканокластических пород. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 136-143.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. - Л.: Голтехиздат, 1961. - 780 с.
- Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н. Некоторые петрографические особенности битуминозных аргиллитов марьяновской свиты (Западно-Сибирская низменность). - Изв. вузов, 1964, № 2, с. 56-61.
- Свальнов В.Н., Мурдмаа И.О., Репечка М.А., Демиденко Е.Л. Вулканогенный материал в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана. - Океанология, 1976, т. XVI, вып. 3, с. 479-487.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г., Маракуев В.И. Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1, с. 17-28.
- Смирнов В.И. Рудообразующие элементы ювенильных газов вулканов Толбачика. - Геология рудных месторождений, 1976, № 6, вып. 18, с. 82-85.
- Соколов И.А. Вулканизм и почвообразование. - М.: Наука, 1973. - 224 с.
- Товарова И.И. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного. - Геохимия, 1958, № 7, с. 686-688.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 185 с.

- Ушатинский И.Н., Бабицын П.К. Минеральный состав глинистого материала мезозойских отложений перспективных и неперспективных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. - В кн.: Пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975, с. 145-148.
- Хворова И.В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. - Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4, с. 51-61.
- Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 9-136.
- Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. - Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3, с. 130-143.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 78-87.
- Черкасов Р.Ф. Вулканогенное происхождение Алданского архея. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 37-39.
- Черновьянц М.Г. Корреляция среднекаменноугольных отложений Донбасса по тонштейнам и туфогенным прослоям. - Сов. геология, 1975, № 12, с. 87-97.
- Шоболов С.П. Размещение месторождений бентонитовых (монтмориллонитовых) глин мира. - В кн.: Труды V Пленума Всес. комис. по исслед. и исполъз. глин Ашхабад: Туркменистан, 1971, с. 143-149.
- Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды. - В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 55-57.
- Шуменко С.И., Шимкус К.М. Филлипситовая минерализация и ее связь с пирокластикой в осадках Средиземного моря. - Океанология, 1979, № 3, вып. 19, с. 464-467.
- Шутов В.Д. Классификация терригенных пород и граувакк. - В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 9-29.
- Щербакова М.Н. Пепловый град в вулканогенно-осадочных отложениях Прибалхашья (Казахстан). - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 1, с. 155-160.
- Щербакова М.Н. Вулканогенно-осадочный литогенез по данным глубоководного бурения. - В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974, с. 81-85.
- Энсайн К.О. (мл.), Уайт У.С., Райт Дж. К. и др. Медные месторождения в сланцах Нонсац, штат Мичиган. - В кн.: Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972, с. 602-627.
- Юревич А.Л., Соколова А.Л. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалхашского района Юго-Западной Туркмении. - Литология и полезные ископаемые, 1965, № 6, с. 34-53.
- Bernoulli D., Peters T. Traces of rhyolitic-trachitic volcanism in the upper jurassic of the southern Alps: Reply. - Eclog. geol. helv., 1974, v. 67, N 1, p. 209-213.
- Birrell K.S., Fields M. Allophan in volcanic ash soils. - J. Soil. Sci., 1952, v. 3, N 1, p. 52-56.
- Bonatti E., Joensuu O. Palygorskite from Atlantic deep sea sediments. - Amer. Miner., 1968, v. 53, N 5-6, p. 975-983.
- Bouroz A. Correlations des tonsteins d'origine volcanique entre les bassins houillers de Sarre-Lorraine et du Nord-Pas-de-Calais. - C.r. Acad. sci., 1967, v. D 264, N 24, p. 2729-2732.
- Bouroz A. Sintehse des correlations, par les cinerites, des bassins stephaniens Francais (Massif Central, Alpes externes, Jura). - C.r. Acad. sci., 1970, v. D 271, N 14, p. 1171-1174.
- Caldas E., Schwaighofer B. Mineralumwandelung im Zuge der Genese der Canarischen Andosole (Tenerife). - Sitzungsber. Osterr. Akad. Wiss. Math. - naturwiss. Kl., 1974, Abt. 1, v. 181, N 7-10, p. 197-212.
- Calvert S.E. Nature of silica phases in deep sea cherts of the Atlantic. - Nature. Phys. Sci., 1971, v. 234, N 50, p. 133-134.

- Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. - *J. Geol.*, 1963, v. 71, N 1, p. 48-71.
- Coombs D.S., Ellis A.J., Fufe W.S., Taylor A.M. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, v. 17, p. 53-107.
- Couture R.X. Composition and Origin of palygorskite-rich and montmorillonite - rich zeolite - containing sediments from the Pacific Ocean. - *Chem. Geol.*, 1977, v. 19, N 2, p. 113-130.
- Султанов А. Върху бентонтите от кампана при с. Буковец, Врачанско. - Списание Бълг. геол. дружество, София 1977, т. 38, № 1, с. 84-90.
- Croxford N., Jephcott S. The McArthur lead - zinc - silver deposit. - *Proc. Austral. Inst. Mining and Mot.*, 1972, N 243, p.1-26.
- Czyscinski K. Authigenic phillipsite formation rates in the central Indian Ocean and the Equatorial Pacific. Ocean. - *Deep-Sea Res.* 1973, v. 20, N 6, p. 555-559.
- Delatre C., Meriaux E. Apperts de la petrographie des charbons a la connaissance des tonsteins. - *Ann. Soc. geol. Nord*, 1969, v.89, N 3, p. 215-218.
- Despraires A. Authigenic minerals in volcanogenic sediments cored during Deep Sea Drilling Project Leg 60. - In: *Repts. Deep Sea Drill. Proj. V. 60.* Washington, D.C., 1982, p. 455-466.
- Dithier D.P., Pevear D.R., Frank D. Alteration of new volcanic pedosits. - *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1981, N 1250, p.649-665.
- Dolle P. Relations sedimentaires entre les tonstein et les gres dans le bassin houiller du Nord de la France. - *Mem. Bur. rech. geol. et miniers*, 1972, N 77/1, p. 509-512.
- Eaton G.P. Windborne volcanic ash: posible index to polar wandering. - *J. of Geol.*, 1964, v. 72, N 1, p. 1-35.
- Felton E.A., Gilligar L.B., Matson C.R., Stevens B. Base- metallmineralization associated with Silurian acid volcanies in Wales. - *Res. Geol. Surv. N.S.W.*, 1975, v. 16, N 2, p. 139-157.
- Foos R.M. High alumina clays of Pennsylvania. - *Econ. Geol.*, 1944, v. 39, N. 8, p.562-577.
- Fransis E.H. Les tonstein du Royaume - Uni. - *Ann. Soc. geol. Nord*, 1969, v. 89, N 3, p. 209-214.
- Furuta T. Петрография и магнитные свойства прослоев вулканического пепла и пемзы из керна осадочных пород северо-западной части Тихого океана. - *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1973, v. 18, N 2, p. 65-78.
- Guthrie P., Hoehne K., Schuller A. Monographie der Saartonsteine. - *Geologia*, 1956, v. 5, N 8, p. 695-755.
- Hampton M.A., Bouma A.H., Frost T.P., Colurn I.P. Volcanic ash in surficial sediments of Kodjak shelfian indicator of sediment dispersal patterns. - *Mar. Geol.*, 1979, v. 79, N 1-4, p. 347-356.
- Hay R.L., Jones B.F. Weathering of basaltic tephra on the Island of Hawaii. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, v. 83, N 2, p. 317-332.
- Hayashi T., Ossaka J. - *J. Clay Sci. Soc. Jap.*, 1974, v. 14, N 1, p. 20-33.
- Heiken G. An atlas of volcanic ash. - *Smithsonian Contribs Earth Sci.*, 1974, N 12, p. 101.
- Hendricks D.M., Whittig L.D., Jackson M.L. Clay mineralogy of andesite saprolite. Clay and clay minerals. - *Proceed. of the 15 Conf.*, 1967, v. 27, p. 395.
- Hoppe G., Schwab M. Zirkone aus Gesteinen des mitteldeutschen Permokarbons. - *Geologie*, 1964, N 9, p. 1059-1079.
- Hoppe G. Nachweis der piroklastischen Entstehung der Kohlethonsteine von Oelsnitz (Sachsen). - *Ber. Deusch. Ges. Geol. Wiss.*, 1966, N 11, N 2, p. 215-222.
- Hosterman J.W. Clays. - *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1973, H 820, p. 123-131.

- Kanno J. Glassy volcanic ash soils in Japan. - *Soil and Plant Food*, 1955, v. 1, N 1, p. 55-60.
- Kucha H. Materia organiczna Au, Ni, I, Co, W utworach cechsztynu monokliny Przedsudeckiej. - *Rocz. Pol. tow. geol.*, 1976, v. 46, N 3, p. 363-417.
- Kukovsky E. G. Alteration processes in clay minerals. - *Clay Miner.*, 1969, v. 8, N 2, p. 234-287.
- La Berde G.L. Altered piroclastic rocks in South African iron - formation. - *Econom. Geol.*, v. 61, 1966, p. 30-36.
- Leblanc M. Mineralisation cupriferes et volcanisme albitophyrique dans les ophiolites procambriennes de Bau Azzer (Anti Atlas, Maroc). - *Bull. volcanol.*, 1974, v. 38, N 4, p. 1095-1099.
- Ledbetter M., Sparks R. Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from graded bedding in deep-seash layers. - *Geology*, 1979, v. 7, N 5, p. 240-244.
- Le Fur Y. Les indices de cuivre du graupe volcanosedimentaire de Poll (Cameroum). - *Bull. Bur. rech. geol. et minieres*, 1971, sec.2, v. 39, N 404, p. 79-93.
- Lindström M. Calcitired tephra, sedimentary rills and micro-vents in Lower Ordovician pelagic - type limestone, Sweden. - *J. Sediment. Petrol.*, 1979, v. 49, N 1, p. 233-243.
- Maric L. Sur la structure de la "bauxite blanche" de Trubjela. - In: *Trav. comite international pour l'etude des bauxites, des oxydes et des hydroxydes d'aluminium*, 1966, N 2, p. 53-60.
- Marinelli G. Sur la "cendre" projetee par la Soufriere (Guadeloupe) en aout 1976. - *C.r. Acad. sci.*, 1976, v. D 283, N 16, p.1731-1732.
- Mayer J.D. Glass krust on intratelluric phenocrysts in volcanic ash as a measure of eruptive violence. - *Bull. volcan.*, 1971, v. 35, N 2, p. 358-368.
- Morras H. Gibbsite glaebules of a soil profile from Santa Cruz Island, Galapagos (Ecuador). - *Pedologia*, 1976, v. 26, N 1, p. 91-96.
- Murddzuma O.M. Geochemical behavior of iron in Novoribetsn hidrothermal activity. - *J. Geol.*, 1960, v. 69, N 3949, p. 985-987.
- Niem A.R. Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, v. 88, N 1, p. 49-61.
- Parfitt R.L. Clay minerals in recent volcanic ash soils from Papua New Guinea. - *Bull. Roy. Soc. N. Z.*, 1975, v. 13, p. 241-245.
- Pulec M. Metodické postupy a interpretačné možnosti štúdia ťažkých a ľahkých mineralov v piroklastických horninách. - *Miner. slovača*, 1970, v. 2, N 2, p. 45-50.
- Ramohanroy N. V. Palagonite tuffs (hialoclastites) and the products of post-eruptive processes. - *Bull. volcan.*, 1964, v. 27, p. 391-410.
- Reynolds W. R. Mineralogy and stratigraphy of Lower Tertiary clays and claystones of Alabama. - *J. Sediment. Petrol.*, 1970, v. 40, N 3, p. 829-839.
- Roehler H.W. Sonal distribution of montmorillonite and zeolites in the Laney Shale Member of the Grin-River Formation in the Washakie Basin, Wyoming. - *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1972, N 800-B, p. 121-124.
- Roux M. Les dorsales et l'importance de la production organique primaire chemoautotrophe: consequences pour 18 interpretation des series geologiques oceaniques. - 8 reun. annu. sci. terre, 1980, Marseille, Paris, 1980, p. 93.
- Shoji S., Kobayashi S., Masui J. Химический состав ферромагнитных минералов в слоях вулканических пеплов в связи с их происхождением. - *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol.*, 1974, v. 69, N 3, p. 110-120.
- Spitz G., Darling R. Petrographie des roches encaissantes du gisement cuprifere de Loumen. - *Can. J. Earth Sci.*, 1973, v. 10, N 5, p. 760-776.



- Stanley D.J., Taylor P.T. Volcanogenic sediment and proximal versus distal provenance in abyssal plains. - *Mar. Geol.*, 1981, v. 43, N 1-2, p. M29 - M38.
- Stoffler D., Engelhardt W., Muller G. Zur Genese Tonsteine im Saarkarbon. - *Naturwissenschaften*, 1963, v. 50, N 4, p. 124-125.
- Stonecipher S. Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. - *Chem. Geol.*, 1976, v. 17, N 4, p. 307-318.
- Taylor P.S., Stoiber R.E. Soluble material on ash from active Central American volcanoes. - *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 3, p. 1031-1041.
- Tercinier G. Contribution a la connaissance des phenomenes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols des karsts d'atolls sureleves du Sud - Ouest Pacifique. - *Cah. ORSTOM*, 1971 (1972), v. 9, N 3, p. 300-334.
- Utada M., Minato H. Цеолитовая зональность неогеновых пирокластических пород западной части префектуры Симане (район Нима-Юноцу). - *J. Geol. Soc. Jap.*, 1972, v. 78, N 7, p. 329-340.
- Venkatarathnam K., Biscaye P. Deep-sea zeolites; variations in space and time in the sediments of the Indian Ocean. - *Mar. Geol.*, 1973, v. 15, N 1, p. M11 - M17.
- Weaver C.E. Geologic Interpretation of Argillaceous Sediments. Part I. - *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 1958, v. 42, p. 254-271.
- Wolf M. Die Ausbildung einzelner Tonstein - Typen in Abhangigkeit von den Begleit - Gesteinen. - *Ann. Soc. geol. Nord*, 1969, v. 89, N 3, p. 219-222.
- Yoshinaga N., Nakai M., Yamaguchi M. Unusual accumulation of gibbsite and halloysite in the Kitakami pumice bed, with a note on their genesis. - *Clay Sci.*, 1973, v. 4, N 4, p. 155-165.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<u>Глава 1.</u> Вулканизм и его кластические продукты (А.В. Ван, Ю.П. Казанский) . . . . .	5
<u>Глава 2.</u> Диагностические признаки вулканокластического материала (А.В. Ван) . . . . .	15
Вулканические пеплы . . . . .	-
Гиалокластиты . . . . .	28
Витрокластические туфы . . . . .	32
Кристаллокластические и литокластические туфы . . . . .	35
Структурно-текстурные и другие особенности вулканокластических образований . . . . .	39
<u>Глава 3.</u> Вулканокластический материал в современных и древних отложениях (А.В. Ван, Ю.П. Казанский) . . . . .	43
Вулканокластический материал в континентальных осадках . . . . .	45
Вулканокластический материал в морских осадках . . . . .	57
<u>Глава 4.</u> Постседиментационные изменения вулканокластического материала (А.В. Ван) . . . . .	60
Изменения вулканического пепла в континентальных отложениях . . . . .	-
Изменения вулканического пепла в морских отложениях . . . . .	64
Минералогические типы измененных туфов . . . . .	65
<u>Глава 5.</u> Роль вулканокластического материала в образовании осадочных полезных ископаемых (А.В. Ван) . . . . .	102
Цеолиты, бентониты и палыгорскиты . . . . .	-
Бокситы . . . . .	105
Железные руды . . . . .	110
Меденосные отложения . . . . .	111
Доманикиты . . . . .	114
Заключение . . . . .	118
Литература . . . . .	119