

В. И. ГРЕЧИН

МИОЦЕНОВЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ
КАМЧАТКИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. И. ГРЕЧИН

МИОЦЕНОВЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

(СЕДИМЕНТАЦИЯ И КАТАГЕНЕЗ)

Труды, вып. 282



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1976

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

V. I. Grechin

**MIOCENE DEPOSITS
OF THE WEST KAMCHATKA**
(SEDIMENTATION AND CATAGENESIS)

Transactions, vol. 282

В работе характеризуются состав, строение, условия накопления и катагенетические преобразования третичных туфово-кремнистых комплексов, широко распространенных по периферии северной части Тихого океана. Наибольшее внимание уделено кремнезему. Детально описаны разрезы, основные типы пород и породообразующих компонентов: терригенный и пирокластический материал, свободный кремнезем, глинистое вещество. Устанавливается, что кремнезем, в том числе пелитоморфный, изначально имел преимущественно органическую природу. Его роль в осадконакоплении соизмерима с ролью терригенного и пирокластического компонентов. В катагенезе происходит постепенное уничтожение органической структуры и преобразование минеральной формы кремнезема; выделяются три вертикальные зоны: опаловая, кристобалитовая и кварцевая (халцедоновая). Вулканическое стекло замещается монтмориллонитами и цеолитами. Установленные на примере миоценовых отложений Западной Камчатки закономерности характерны для всех молодых туфово-кремнистых комплексов периферии северной части Тихого океана. Тип осадконакопления в миоцене был близок к седиментации в современных окраинных морях этого региона.

Работа рассчитана на широкий круг литологов, а также геологов, занимающихся изучением третичных формаций Дальнего Востока.

Редакционная коллегия:

академик *A.V. Peive* (главный редактор),
V.G. Gerbova, A.V. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Ответственный редактор

I.V. Khvorova

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-chief),
V.G. Gerbova, A.V. Krashennnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

I.V. Khvorova

ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадконакопления в зоне перехода от океана к континенту имеет важное значение для понимания истории развития данной специфической области. С этой точки зрения большой интерес представляют очень широко распространенные по периферии северной части Тихого океана третичные морские вулканогенно-осадочные формации, в которых существенную роль играют туфово-кремнистые комплексы. В таких комплексах продукты вулканической деятельности представлены пирокластическим материалом, который встречается и в виде гомогенных пелловых пластов, и как примесь в других породах. Кремнистые же породы представлены не только органогенными (существенно диатомовыми) разновидностями, но и пелитоморфными, лишенными органических остатков или сохранившими лишь реликты органогенной структуры. О происхождении пелитоморфных разновидностей кремнистых пород существуют разноречивые представления.

До последнего времени в большинстве районов Советского Дальнего Востока туфово-кремнистые комплексы не привлекали особого внимания литологов, видимо, из-за их монотонности и внешнего однообразия, а между тем изучение этих отложений важно и для правильного понимания особенностей кайнозойской истории периферических частей океана и для познания вулканогенно-осадочного литогенеза. Это изучение важно еще и потому, что проблема кремнезема остается одной из интереснейших в геологии и до сих пор вызывает всевозможные дискуссии.

Данная работа является попыткой в какой-то мере восполнить пробел в литологическом изучении туфово-кремнистых комплексов. Представлялось важным детально охарактеризовать строение и вещественный состав, выяснить условия накопления и изучить постседиментационные преобразования столь широко распространенных по периферии северной части Тихого океана образований. Особое внимание уделено изучению кремнезема, выяснению значения свободного кремнезема в формировании отложений, установлению его генезиса и катогенетическим преобразованиям. В основу работы положено детальное литологическое изучение морских миоценовых (в объеме, принятом Охинским стратиграфическим совещанием 1959 г.) отложений Западной Камчатки, на примере которых и разбираются наиболее характерные особенности туфово-кремнистых комплексов.

Для познания геологии Западной Камчатки большое значение имели работы М.Ф. Двали, Б.Ф. Дьякова, И.Б. Плешакова, Н.М. Маркина, К.Н. Миронова, А.П. Ильиной, Л.В. Криштофович, Ю.Г. Друщица и других сотрудников ВНИГРИ. Большой вклад в изучение региона внесли также геологи Камчатского территориального геологического управления В.П. Вдовенко, Л.П. Грязнов, Н.Ф. Данилеско, Е.П. Кленов, П.А. Коваль, Т.В. Мороз, К.М. Севостьянов и многие другие. В последние годы здесь проводили исследования сотрудники Академии Наук: В.В. Меннер, А.Р. Гептнер, Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, Л.И. Фотьянова, А.И. Челебаева и другие. Большинство опубликованных исследований по Западной Камчатке носит стратиграфический характер, и стратиграфия третичных отложений для этого региона разработана в целом довольно хорошо. Лито-

логическое же изучение третичных отложений проводилось по существу лишь сотрудниками ВНИГРИ (Т.В. Ухиной и др.) и в основном для целей нефтяной геологии. Литолого-фациальному анализу третичных толщ посвящены работы Б.Ф. Дьякова (1957), Ю.Н. Григоренко и Л.В. Криштофович с соавторами (1967).

Настоящая работа, обобщающая результаты литологических исследований миоценовых отложений за период с 1966 по 1971 г., выполнена в лаборатории вулканогенно-осадочных формаций Геологического института АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук И.В. Хворовой, которой автор искренне благодарен за большую помощь. Хотя работа и посвящена главным образом Западной Камчатке, в ней использовались также материалы, полученные автором при изучении миоценовых отложений Восточной Камчатки (о. Карагинский и п-ов Ильпинский) и Северного Сахалина, а также некоторые литературные данные по формации Монтерей в Калифорнии и третичным формациям Японии. Кроме традиционных полевых наблюдений, детального петрографического изучения пород в шлифах и механического анализа проб проводилось исследование вещественного состава пород и отдельных фракций химическим, рентгеноструктурным, ИК-спектроскопическим, термическим и электронно-микроскопическим методами. Все виды анализов выполнены в лабораториях ГИН АН СССР. Автор глубоко признателен сотрудникам химической лаборатории и ее руководителю Э.С. Залманзон, работникам шлифовальной мастерской и сотрудникам других лабораторий: Т.Г. Елисейевой, А.Л. Соколовой, Т.В. Далматову, З.Н. Шальневой, выполнившим большой объем аналитических работ. Пользуясь случаем, автор выражает благодарность Н.В. Ренгартен, Л.Н. Ботвинкиной, А.Р. Гептнеру, М.А. Певзнеру, В.Н. Синельниковой, М.Н. Шапиро, участникам совместных работ на Камчатке Ю.Б. Гладенкову и Л.И. Фотьяновой и другим товарищам за советы и помощь в проведении исследований, а также М.Г. Барановой и Е.М. Киреевой за помощь в оформлении работы.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Полуостров Камчатка расположен в пределах Тихоокеанского подвижного пояса, представляющего собой систему молодых складчатых сооружений, островных дуг и прогибов, которая в виде почти непрерывного кольца охватывает центральную впадину Тихого океана. Общим вопросам строения и развития Тихоокеанского пояса или его частей в пределах Советского Дальнего Востока посвящены работы Н.С. Шатского (1960), П.Н. Кропоткина и Г.М. Власова (1960), П.Н. Кропоткина (1961), Б.А. Петрушевского (1964), Ю.М. Пущаровского (1964), П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой (1965), М.С. Маркова с соавторами (1967) и других ученых.

Складчатая область Камчатки, сформировавшаяся преимущественно в позднемеловое и кайнозойское время, по существующим представлениям, входит в современную геосинклиналичную систему Восточной Азии, развивающуюся в зоне сочленения крупнейших сегментов земной коры – Азиатского материка и Тихого океана. Главной особенностью области является ее тектоническая активность, сопровождаемая в настоящее время землетрясениями и вулканической деятельностью. К западу от Камчатки располагается котловина Охотского, к востоку – Берингова морей; на продолжении структур Камчатки к юго-западу располагается Курильская островная гряда; на юго-востоке Курило-Камчатский глубоководный желоб отделяет ее от ложа Тихого океана.

В строении Камчатки участвуют разнообразные комплексы пород – от древних метаморфических до современных осадочных и вулканических. Тела разновозрастных интрузивных пород разнообразного состава здесь многочисленны, но невелики по размерам. Доверхнемеловые метаморфические породы, прорванные гранитоидными интрузиями, распространены на незначительных площадях и представлены гнейсами, различными кристаллическими сланцами, филлитами, метаморфизованными эффузивами. Эти образования, по мнению большинства исследователей, имеют докембрийский и (или) палеозойский возраст и являются древним кристаллическим фундаментом.

Верхнемеловые образования, отвечающие началу нового крупного этапа в развитии области, распространены более широко. Они представлены различными терригенными, кремнисто-сланцевыми, туфово-кремнистыми толщами, а также очень широко распространенными эффузивно-кремнистыми формациями. Верхнемеловые эффузивные породы – это спилиты, базальтовые и андезитовые порфириды, кварцевые кератофиры; интрузии – диориты, гранодиориты, габбро, диабазы, пироксениты, перидотиты, дуниты и другие породы.

Наиболее широко распространены палеоген-неогеновые образования, общая мощность которых достигает 10 000 м. Представлены они мощными толщами терригенных, нередко флишевых отложений, туфово-кремнистыми толщами, эффузивными и пирокластическими образованиями. Присутствуют как морские, так и континентальные фации, нередко угленосные. Палеогеновые эффузивы – базальты и андезиты; среди неогеновых, кроме того, развиты андезито-дациты, дациты, липариты, альбитофиры. Неогеновые интрузивные и субвулканические тела разнообразны по составу, это – габбро, диориты, гранодиориты, граниты, монзониты и другие щелочные породы.

Основные представления о тектоническом строении Камчатки и ее районировании изложены в работах И.Б. Плешакова (1938), М.Ф. Двали (1955), Б.Ф. Дьякова (1955), В.И. Тихонова (1959), М.Б. Беловой с соавторами (1961), А.В. Горячева (1966) и других исследователей. В т. XXXI "Геологии СССР" (1964), содержащем наиболее полный обзор геологического строения полуострова, принята тектоническая схема Г.М. Власова и В.А. Ярмолюка (1959). Согласно этой схеме (рис. 1), в пределах Камчатки выделяются три структурно-фациальные зоны, развивавшиеся унаследованно от позднего мела до конца неогена и различающиеся тектоникой, вулканизмом и седиментацией. Западно-Камчатская структурно-фациальная зона соответствует краевому прогибу Камчатской складчатой области, Центрально-Камчатская - является внутренней вулканической дугой, Восточно-Камчатская зона может быть отнесена к внешней складчатой дуге. Четвертичные вулканы образуют два пояса - Срединный и Восточный, наложенные на более древние структуры.

В современной структуре Западно-Камчатская зона обособляется как крупный прогиб, заполненный в основном третичными вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, во многих местах перекрытыми мощным чехлом четвертичных образований¹. Этот прогиб, неогеновый разрез которого является основным объектом моего исследования, протягивается вдоль охотского побережья Камчатки от мыса Лопатка до Камчатского перешейка и прослеживается далее вдоль побережья Пенжинской губы. Максимальная ширина прогиба достигает 170 км. К востоку от него располагается Камчатско-Корякский антиклинорий, где имеются выходы древних кристаллических пород фундамента, а весь разрез от верхнего мела до современных отложений включительно представлен эффузивными и эффузивно-пирокластическими образованиями, связанными с подводным и главным образом субаэральным вулканизмом. С запада прогиб ограничивается впадиной Охотского моря.

В Западно-Камчатском прогибе выделяются структуры второго порядка: Тигильское, Кинкильское поднятия, Большеречская, Паланская и Парапольская впадины. Поднятия отличаются от типичных антиклинориев горстовым характером общей структуры и развитием структур облекания; для впадин характерны пологие дислокации.

Тигильское поднятие расположено в бассейнах рек Белоголовой, Хайрюзовой, Квачины и Тигиля. Сложено оно преимущественно палеоген-неогеновыми, в меньшей степени верхнемеловыми породами.

Кинкильское поднятие находится на продолжении восточной ветви Тигильского поднятия, в бассейнах рек Паланы, Лесной, Подкагерной, протягиваясь вдоль берега Охотского моря, и выражено выходами меловых и палеогеновых пород среди неогеновых.

Большеречская впадина протягивается вдоль западного побережья Камчатки почти от мыса Лопатка до бассейна р. Хайрюзовой. Выполнена впадина преимущественно неогеновыми, а в северной части и палеогеновыми отложениями, смятыми в пологие брахиформные складки.

Паланская впадина располагается к востоку от Тигильского поднятия, в верховьях рек Хайрюзовой, Тигиля, Воямполки и др. Заполнена она главным образом верхнемеловыми и плиоценовыми отложениями, смятыми в пологие складки, и на значительной площади перекрытыми четвертичными лавами.

¹ В основу краткой характеристики Западно-Камчатского прогиба положены данные, приводимые в XXXI томе "Геологии СССР" (1964). Палеонтологическое обоснование возраста характеризуемых в этой главе отложений, кроме того, дано в решениях Охинского стратиграфического совещания (Решения..., 1961), в соответствии с которыми описываются стратиграфия региона, а также в многочисленных работах отдельных авторов: Л.В. Криштофович (1961), А.П. Ильиной (1963), Л.В. Криштофович и А.П. Ильиной (1960, 1961), М.Ф. Двали (1957), Б.Ф. Дьякова (1955), Ю.Г. Друшица (1960, 1967), Н.М. Маркина (1961), Н.М. Маркина с соавторами (1958, 1966, 1969) и других исследователей.

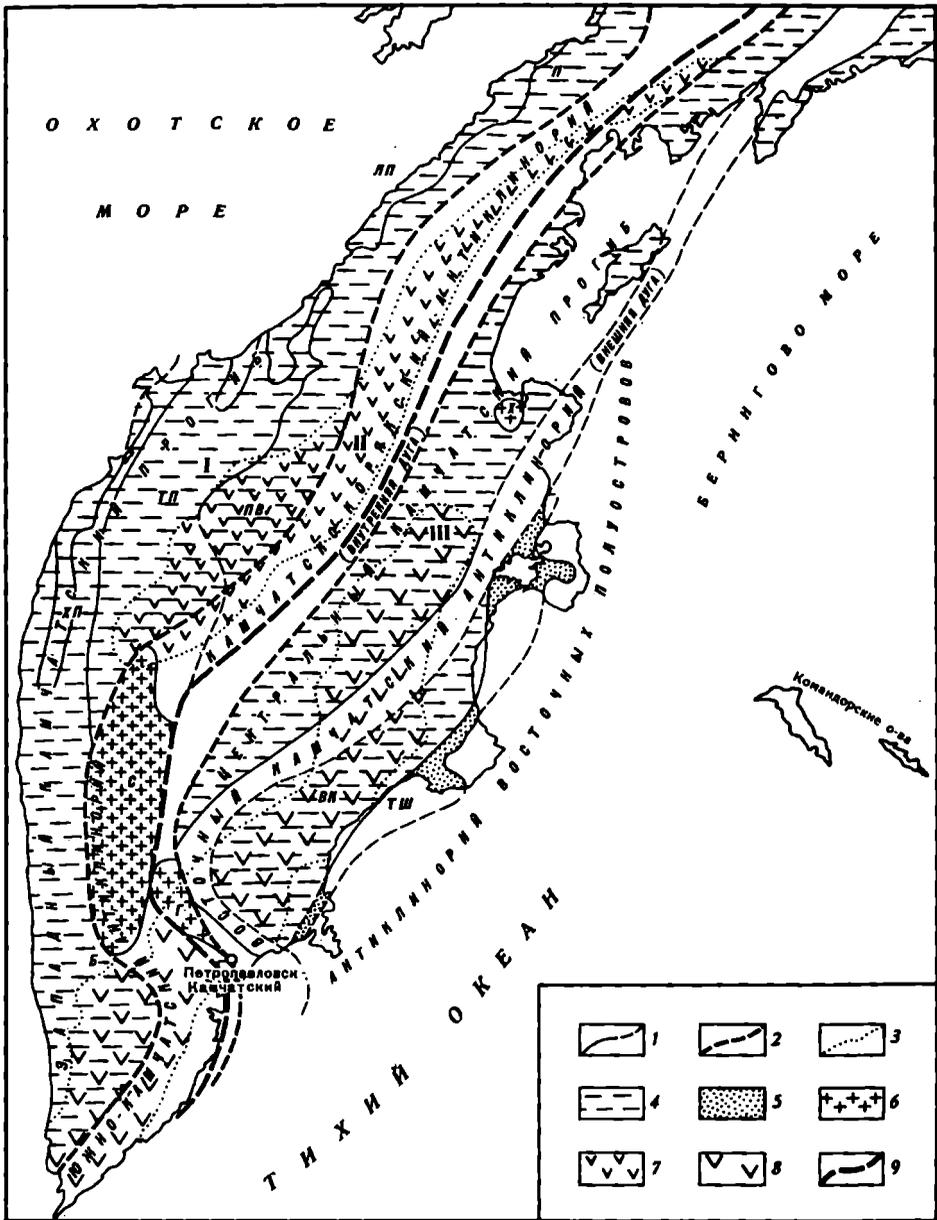


Рис. 1. Тектонические районы Камчатки (Власов и др., 1963)

1 - границы тектонических районов; 2 - границы структурно-фациальных зон; 3 - границы наложенных вулканических поясов; 4 и 5 - прогибы; 6 - срединные массивы и выступы фундамента; 7 - Срединный вулканический пояс; 8 - Восточный вулканический пояс; 9 - Центрально-Камчатский глубинный разлом. I - Западно-Камчатская структурно-фациальная зона; II - Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона; III - Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона; С - Срединный массив древних пород; X - Хавывенский выступ; Г - Ганальский выступ; ЛП - Лесновское поднятие; ТП - Тигильское поднятие; ХП - Хайрюзовское поднятие; П - Парапольская впадина; В - Паланская впадина; Б - Большерецкая впадина; ВК - Восточно-Камчатский прогиб; ТШ - Тюшевский прогиб

Парапольская впадина заходит в пределы Камчатского полуострова своим южным окончанием, занимающим площадь бассейна р. Пустой и Камчатского перешейка. Пологоскладчатые неогеновые образования, выполняющие впадину, на площади Камчатского перешейка перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями.

В геологическом строении Западной Камчатки участвуют разнообразные морские и континентальные вулканогенно-осадочные образования, от меловых до современных включительно.

Меловая система. Верхний отдел. Отложения этого возраста самые древние на Западной Камчатке. По остаткам ископаемой фауны и флоры они датируются сеноманом – сеноном. Однако в некоторых местах возможно присутствие среди них альбских отложений. Верхнемеловые отложения распространены на ограниченных площадях, обнажаясь в ядрах антиклинальных структур в пределах Тигильского и Кинкильского поднятий. В районе г. Омгон и в междуречье Белоголовой и Морошечной обнажается так называемая омгонская толща, представленная темными слабо метаморфизованными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с небольшим количеством мелкогалечных конгломератов. Местами отмечаются линзы и маломощные пласты каменных углей. В верхах появляются вулканогенные породы – лавы основного состава, туфы, кремнисто-туфогенные породы. Мощность толщи более 1000 м. Развитые на остальной территории верхнемеловые образования отличаются большей ролью вулканогенного материала и кремнистых пород. Выделяются две серии. Нижняя, лесновская, мощностью более 2500 м представлена чередованием зеленоватых песчаников и черных алевролитов и аргиллитов; в верхней части ее появляются прослои туфов и туфогенно-кремнистых пород. Верхняя, ирунейская, серия мощностью также более 2500 м имеет преимущественно вулканогенно-кремнистый состав. Сложена она главным образом измененными андезитовыми порфиридами, лито-кристаллокластическими туфами и разнообразными туфогенно-кремнистыми сланцами.

Палеогеновая система. Отложения этого возраста залегают на верхнемеловых образованиях с размывом и угловым несогласием и подразделяются на тигильскую (палеоцен – нижний олигоцен) и ковачинскую (средний – верхний олигоцен) серии.

Тигильская серия представлена комплексом мелководных морских и частично континентальных отложений, распространенных на площади Тигильского и Кинкильского поднятий в сходных фациях. Сложена она конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, местами содержащими линзы и пласты углей. Преобладают грубообломочные и песчаные породы. Серия отличается неvyдержанностью состава и изменчивостью мощностей отдельных свит. Максимальная общая мощность серии достигает 3500 м. К югу от Тигильского поднятия мощность сокращается, и в Большерецкой впадине отложения серии, видимо, отсутствуют.

Ковачинская серия сложена туфоаргиллитами и алевролитами с большим количеством карбонатных конкреций. От нижележащих отложений тигильской серии она отличается заметным количеством лирокластического материала; имеются прослои глинизированных туфов. В некоторых районах серия обогащена песчаным материалом и неотличима от пород тигильской серии, а аргиллиты (особенно в верхних частях серии) часто похожи на вышележащие миоценовые породы. Поэтому и взаимоотношения серии с подстилающими и перекрывающими отложениями не всегда устанавливаются однозначно. Мощность серии на площади Тигильского поднятия достигает 2000 м. В районе Кинкильского поднятия и ближайшей части Паланской впадины ковачинская (возможно, частично и вышележащая воямпольская) серия замещается эффузивами свиты Кинкильского мыса¹. Кроме преобладающих в составе свиты базальтов, андезитов и их туфов здесь встречаются экстрезивные купола андезитов, дацитов, липаритов и трахитов. На большей части Большерецкой впадины отложения ковачинской серии, вероятно, отсутствуют.

¹ Положение этой свиты в разрезе остается не совсем ясным. Некоторые исследователи (Друшиц, 1960) склонны считать ее среднемиоценовой.

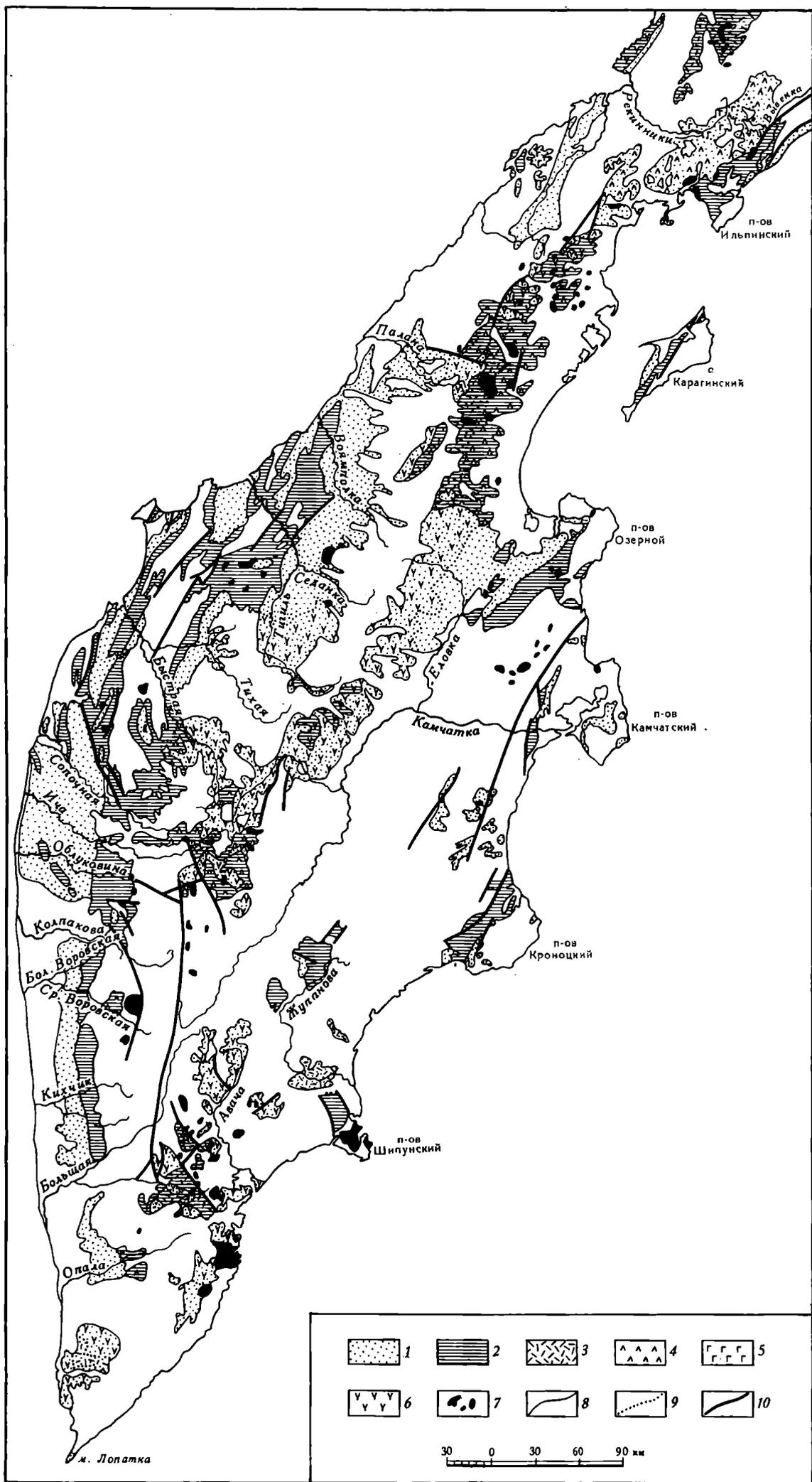


Рис. 2. Схематическая карта выходов неогеновых отложений на Камчатке (составлена по материалам геологических съемок КТГУ)

Вулканогенно-осадочные и осадочные образования: 1 - верхний миоцен - плиоцен; 2 - нижний - средний миоцен. Вулканогенные образования: 3 - кислого, 4 - среднего, 5 - основного, 6 - смешанного состава; 7 - неогеновые интрузивные тела; 8 - границы между литолого-стратиграфическими комплексами; 9 - фациальные границы внутри литолого-стратиграфических комплексов; 10 - разломы

Таблица 1

Схема стратиграфии неогеновых отложений Западной Камчатки

Отдел	Подотдел	Серия	Посерия	Горизонт	Зоны и слои		
Плиоцен	Верхний	Кавранская	Верхняя	Эрмановский			
				Этолонский	<i>Swiftopecten swiftii</i> var. <i>etchegoini</i> , <i>Chlamys tanassevitschi</i>		
	Средний		Нижняя	Какертский	<i>Yoldia thraciaeformis</i> , <i>Macoma optiva</i>		
				Ильинский	<i>Modiolus wajampolkensis</i>		
	Миоцен		Средний	Воямпольская	Лухлинская	Кулувенский	<i>Thyasira disjuncta</i> var. <i>ochotica</i> , <i>Laternula sakhalinensis</i>
						Вивентекский	<i>Delectopecten pedroanus</i>
Утхолокский		<i>Nuculana miocenica</i> <i>Yoldia posneri</i>					
Нижний		Рассошинская	Гакхинский		<i>Cardium puchlense</i>		
	Аманинский		<i>Solarieilia ochotensis</i>				
				<i>Yoldia deformis</i> , <i>Papyridea matschigarica</i> , <i>Lingula</i> aff. <i>hians</i>			

Неогеновая система. Отложения этого возраста наиболее широко распространены во всех частях Западно-Камчатского прогиба (рис. 2), на нижележащих образованиях залегают несогласно. По принятой в настоящей работе схеме (табл. 1)¹ подразделяются на воямпольскую (нижний - средний миоцен) и кавранскую (верхний миоцен - плиоцен) серии.

Воямпольская серия представлена довольно однообразным комплексом преимущественно морских отложений, в составе которых значительная роль при-

¹ Расчленение неогена дается на схеме, принятой в "Геологии СССР", т. XXXI (1964). Следует отметить, что в последние годы наметилась тенденция к пересмотру возраста характеризуемых отложений (Гладенков, 1970, 1971б; Гладенков, Синельникова, 1972; Синельникова, Друщиц, 1971 и др.). Подобные представления получили признание на состоявшемся в 1974 г. в г. Петропавловске-Камчатском межведомственном стратиграфическом совещании (материалы его к моменту сдачи книги в печать не опубликованы). Согласно принятым на этом совещании схемам стратиграфический диапазон отложений, описываемых в этой книге как миоценовые (от аманинской до какертской свит и их аналогов) становится олигоцен - среднемиоценовым.

надлежит пелитоморфным кремнистым породам. Наиболее распространены опоки, туфоаргиллиты (в той или иной степени кремнистые), туфопесчаники и туфоалевролиты с глинисто-кремнистым цементом. Очень многочисленны, хотя и маломощны, прослой пепловых туфов. Наибольшая мощность серии достигает 2000 м; на площади Тигильского поднятия литологический состав ее хорошо выдержан. Лишь в отдельных участках происходит сокращение мощности некоторых горизонтов и смена преобладающих пелитоморфных пород песчанистыми. В целом роль песчанистого материала в осадках увеличивается от центральных частей прогиба к Срединному хребту.

В Большерешской впадине с севера на юг происходит постепенное замещение морских относительно глубоководных отложений части воямпольской серии прибрежно-морскими и лагунно-континентальными, главным образом песчанистыми угленосными отложениями, содержащими пластовые тела базальтов. На самом юге Большерешской впадины, по данным С.Е. Апрелькова и Л.П. Грязнова, аналог воямпольской серии (вероятно, верхней ее части) является вулканогенно-осадочная толща, сложенная андезитами, их туфами и туфобрекчиями, туффитами и туфопесчаниками, среди которых встречаются прослой опоквидных пород.

В Паланском районе (Кинкильское поднятие и прилегающие части Паланской и Парапольской впадин) воямпольская серия представлена 600-метровой толщей мелкозернистых песчаников и аргиллитов, среди которых местами присутствуют угленосные отложения. Здесь же серия, возможно, частично замещается эффузивами свиты Кинкильского мыса.

Кавранская серия залегает на воямпольской с разрывом и местами с несогласием, отличается большой пестротой: фациальный и литологический состав отложений, их мощности сильно варьируют в разных частях прогиба. Максимальные мощности серии достигают 2500 м.

На площади Тигильского поднятия развиты главным образом морские фаши: как прибрежно-морские, представленные грубообломочными конгломератами и песчаниками, так и относительно глубоководные, представленные туфодиадомитами и диатомитами с прослоями витрических туфов. В верхах серии появляются лагунно-континентальные фаши (пески, глины, туфы) с лигнитами.

В Большерешской впадине отмечается пестрая перемежаемость морских, лагунных и континентальных фаши. Морские фаши вверх по разрезу исчезают вовсе. Отложения представлены конгломератами, песчаниками, часто содержащими большое количество пирокластического материала (очень характерна пемза), туфоалевролитами и туфоаргиллитами с остатками диатомовых, туфами, лигнитами. По направлению к Срединному хребту в составе серии начинают преобладать витрические туфы и туффиты, грубообломочные туфы и лавобрекчии, которые в Срединном хребте переходят в континентальные вулканогенные образования. На крайнем юге впадины осадочные отложения серии также замещаются преимущественно вулканическими толщами, представленными базальтами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями, а также дацитами, липаритами, их туфами, игнимбритами.

В районе Кинкильского поднятия и смежных частей Паланской и Парапольской впадин кавранская серия сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и туфодиадомитами с прослоями туфов. В верхних частях появляются пласты лигнитов. Возможно, в некоторых местах угленосна и нижняя часть серии. Отложения центральных частей впадин остаются почти совершенно не изученными. В их восточных бортовых частях при приближении к Срединному хребту наблюдается постепенный переход морских вулканогенно-осадочных отложений в вулканогенные образования, связанные преимущественно с субэральным вулканизмом и представленные андезитовыми, андезито-дацитовыми, липаритовыми лавами и их туфами.

В целом состав продуктов магматической деятельности, проявившейся на Западной Камчатке в неогене, отвечает положению региона в пределах пояса андезитового вулканизма.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Неогеновые отложения лучше всего изучены на площади Тигильского поднятия, где они слагают крылья антиклинальных складок, в ядрах которых обнажены верхнемеловые и палеогеновые породы (рис. 3). Здесь в морских береговых обрывах имеются прекрасные, почти непрерывные разрезы третичных отложений, хорошо охарактеризованных ископаемой фауной. Стратиграфическая последовательность выделяемых свит, обычно литологически отчетливо различающихся, несомненна. Правда, для корреляции более дробных подразделений (толщ, пачек и т.д.) не удастся найти достаточно надежных, выдерживающихся на значительных площадях признаков, так как подобное расчленение основывается на таких непостоянных особенностях, как частота туфовых прослоев, количество конкреций, изменение относительного количества обломочного материала, окраска и т.п.

Детально изучена та часть разреза третичных отложений, которая решением Охинского совещания отнесена к миоцену и включает свиты от аманинской до какертской. Ниже приводятся обобщенные характеристики разрезов, основанные на детальном послойном изучении.

ТОЧИЛИНСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ

Стратотипическим для Западной Камчатки служит разрез Точилинской антиклинали¹, обнажающийся в морских береговых обрывах к северо-востоку от устья р. Тигиль, между устьями рек Аманина и Этолона (рис. 4). Этот разрез описывался многими исследователями: М.Ф. Двали, Б.Ф. Дьяковым, И.Б. Плешаковым, Н.М. Маркиным и др. Их данные и положены в основу расчленения разреза на свиты. На юго-западном крыле Точилинской антиклинали (к северо-востоку от устья р. Гах) миоценовые отложения без видимого несогласия залегают на белесых туфоаргиллитах ковачинской серии.

Воямпольская серия (нижний—средний миоцен)

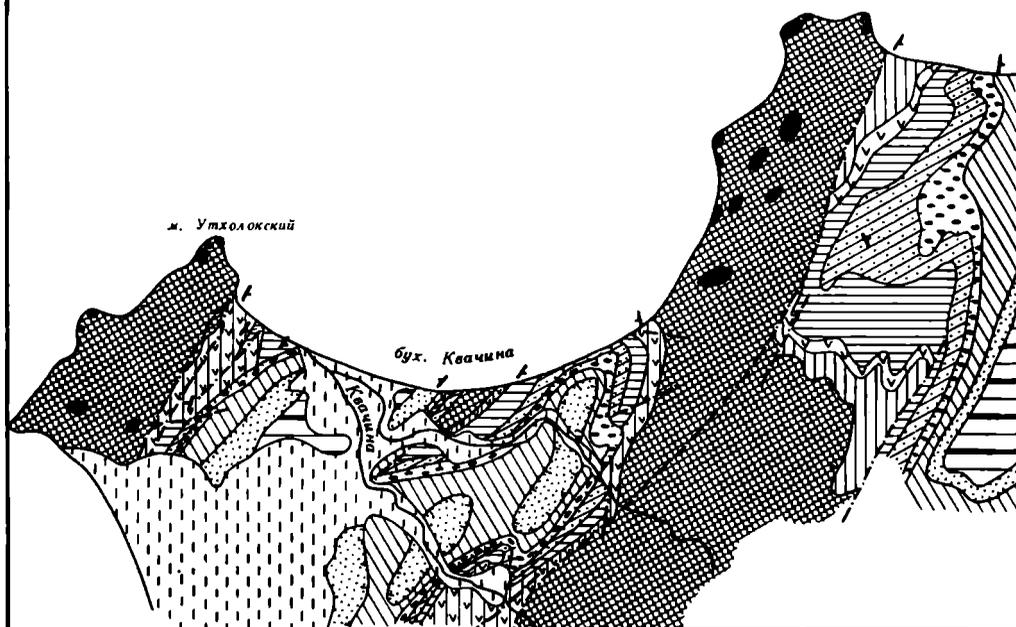
Аманинская свита выделяется только в пределах Точилинской антиклинали. Сложена туфоаргиллитами, которые, в отличие от большинства аналогичных пород других частей разреза, имеют темную окраску, и маломощными прослоями туфов. В туфоаргиллитах содержится много обугленного детрита, пирита, встречается редкая мелкая "плавающая" галька. Обильны карбонатные²

¹ В дальнейшем для краткости будет называться Точилинским разрезом.

² Состав аутигенных карбонатов очень сложен и его детальная характеристика требует специальной большой работы. Обычно в конкрециях или карбонатизированных пластах присутствуют одновременно несколько разных по составу минералов. Они микрозернистые, реже крупнокристаллические. Преобладают кальциты с различной изоморфной примесью Fe и Mg, реже железистые доломиты, вплоть до анкеритов. Некоторые данные о составе карбонатов приведены в статье, посвященной методике окрашивания карбонатов (Штеренберг и др., 1972).

Рис. 3. Геологическая схема западного побережья Камчатки между устьями рек Квачина и Этолона (составлена по материалам ВНИГРИ и КТГУ)

1 - рыхлые четвертичные образования. Кавранская серия, верхняя подсерия (плиоцен): 2 - эрмановская свита, 3 - этолонская свита. Кавранская серия, нижняя подсерия (верхний миоцен): 4 - какертская свита, 5 - ильинская свита. Воямпольская серия, лухлинская подсерия (средний миоцен): 6 - кулувенская свита, 7 - вивентекская свита, 8 - утхолокская свита. Воямпольская серия, расошинская подсерия (нижний миоцен): 9 - утхолокская и гакхинская свиты нерасчлененные, 10 - гакхинская свита, 11 - аманинская свита; 12 - меловые и палеогеновые образования; 13 - интрузивные тела; 14 - геологические границы согласные и несогласные; 15 - разрывные нарушения; 16 - направление падения пластов



конкреции и геннойши (в виде бипирамидальных кальцитовых образований или их сростков), отмечаются редкие пиритовые конкреции. В разрезе чередуются две разновидности туфоаргиллитов:

1) светлые голубовато-серые плитчатые кремнистые и 2) темно-серые (иногда почти черные) мелкошешеччатые со скорлуповатой отдельностью, относительно более глинистые (слабо кремнистые), содержащие большую примесь песчано-алевритового материала.

Прослои туфов в свите имеют небольшую мощность (0,05-0,25 м). Их первичный состав затушеван интенсивно развитыми глинизацией и карбонатизацией. Судя по реликтам структур и первичных компонентов, большинство из них кри-

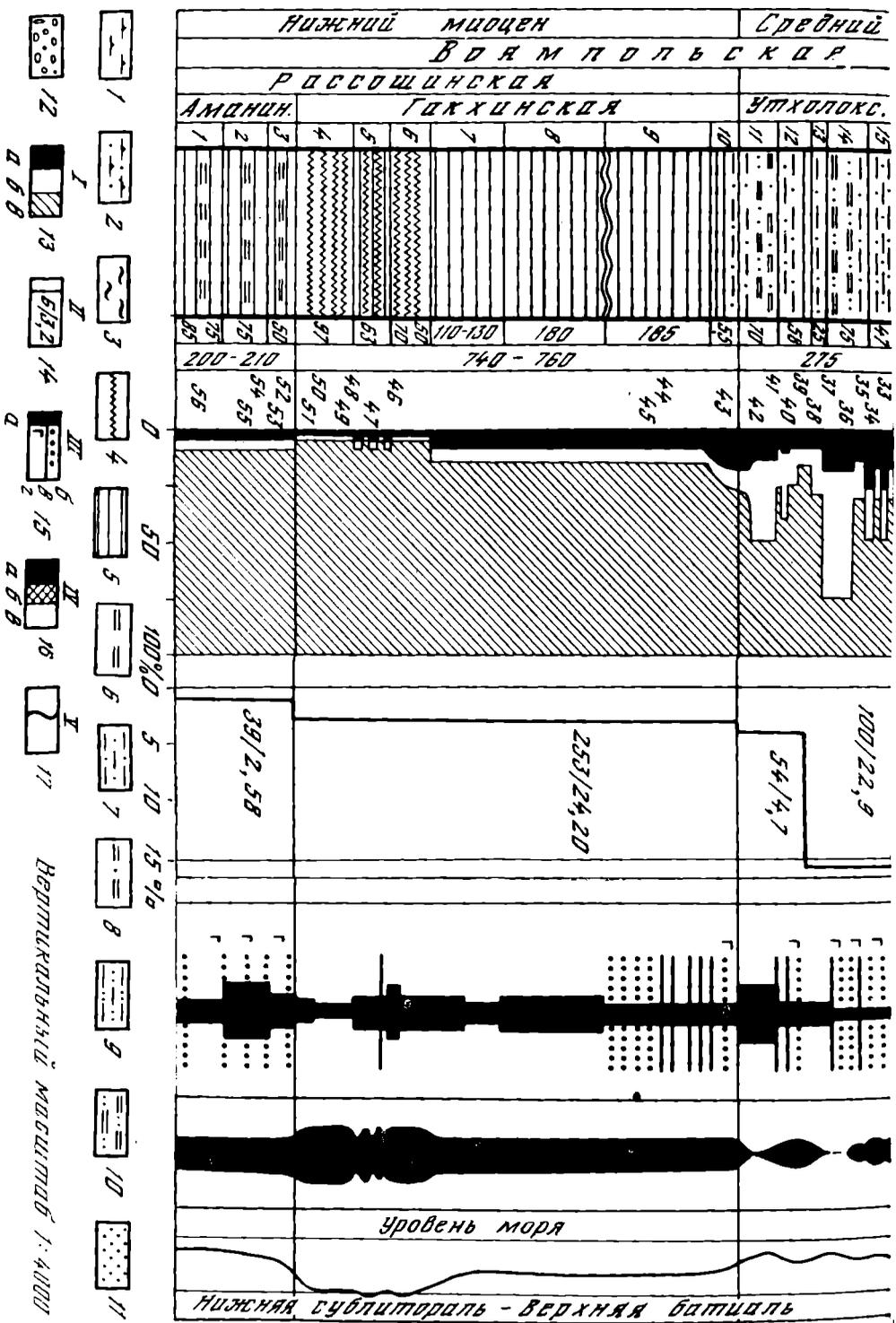


Рис. 4.

Выделяются три толщи (снизу вверх):

Мощность, м

1. Туфоаргиллиты, содержащие незначительную примесь алевропсаммитового материала и редкую мелкую "плавающую" гальку. В виде пачек мощностью по 5-15 м чередуются темные и светлые разновидности (слабо кремнистые и кремнистые). Редкие тонкие (0,05-0,2 м) прослой рыхлых глинизированных и единичные - крепко сцементированных карбонатом туфов. Немногочисленные разрозненные обычно шаровидные (0,02-0,5 м) карбонатные конкреции, иногда приуроченные к отдельным горизонтам; единичные пиритовые конкреции; разрозненные геннойши, особенно многочисленные в верхней части 75-85
2. Туфоаргиллиты, подобные слагающим толщу 1 и отличающиеся более частым (пачки по 1-3 м) переслаиванием светлых и темных разностей. Частые прослой (0,05-0,1 м) рыхлых и редкие крепко сцементированных туфов; очень многочисленные шаровидные карбонатные конкреции, обычно мелкие (0,05-0,1 м), реже более крупные; скопление геннойши 75
3. Туфоаргиллиты, аналогичные слагающим толщу 1. Содержат многочисленные карбонатные конкреции, образующие скопления в некоторых пачках; редкие маломощные (0,05 м) прослой рыхлых глинизированных и карбонатизированных туфов; скопления геннойши . . . 50

Гакхинская свита залегает на амининской согласно, без следов размыва. В основании можно выделить прослой (0,6 м) туфоаргиллитов, обогащенных песчаным и гравийным материалом. Сложена она однообразным комплексом перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов, которые, в отличие от темноцветных пород амининской свиты, имеют светло-серую, желтовато-серую и серую окраску, а при выветривании становятся белесыми. Также присутствует обугленный растительный детрит и мелкая редкая "плавающая" галька. С поверхности и по трещинам породы часто покрыты бурыми налетами гидроокислов железа и корочками гипса. Характерна тонкая полосчатость из-за чередования крепких плитчатых (по 0,1-0,3 м) и листоватых (по 0,01-0,02 м) разностей.

В свите содержатся частые прослой рыхлых глинизированных и карбонатизированных туфов, и по внешнему виду и по составу аналогичных туфам ама-

Рис. 4. Разрез миоценовых отложений Точилинской антиклинали и диаграммы его особенностей

Знаки на колонке: 1 - туфодиациты; 2 - песчаные туфодиациты; 3 - опоки; 4 - перекристаллизованные опоки; 5 - кремнистые туфоаргиллиты; 6 - слабо кремнистые туфоаргиллиты; 7 - алевролитовые и псаммитово-алевролитовые кремнистые туфоаргиллиты; 8 - алевролитовые и псаммитово-алевролитовые слабо кремнистые туфоаргиллиты; 9 - глинисто-кремнистые туфопесчаники и туфоалевролиты; 10 - кремнисто-глинистые туфопесчаники и туфоалевролиты; 11 - песчаники и туфопесчаники; 12 - гравелиты и конгломераты.

Знаки на диаграммах: 13 - диаграмма I - содержание различного материала в породах (без туфов) в %: а - пирокластического, б - терригенного и в - пелитоморфного; + органогенно-кремнистого; 14 - диаграмма II - распределение туфов; график - отношение суммарной мощности туфовых пластов к мощности вмещающей их свиты или ее части в %, цифры: числитель - число туфовых пластов, знаменатель - их суммарная мощность в м; 15 - диаграмма III - распределение карбонатных образований: а - относительное количество рассеянных конкреций, б - горизонты конкреций, в - карбонатизированные пласты, г - геннойши; 16 - диаграмма IV - относительная роль свободного кремнезема и зоны преобладания: а - кварца (халцедона), б - кристобалита, в - опала; 17 - диаграмма V - изменение относительной глубины осадконакопления

нинской свиты, но чаще и лучше сохраняющих реликты пепловой структуры и первичных компонентов. Редкие прослои крепко сцементированных карбонатом туфов, содержащих и терригенный материал, встречаются в верхних частях свиты, где появляются, кроме того, единичные прослои скорлуповатых туфов, характерных для вшележащих отложений. В разрезе свиты чередуются пачки и толщи, несомненно различающиеся количеством обломочной примеси, ролью глинистого вещества в пелитовой массе пород, а также частотой туфовых прослоев, количеством конкреций ¹ разнообразной формы и размеров.

Выделяются следующие толщи ²:

Мощность, м

- | | |
|---|---------|
| 4. Светло-серые и серые перекристаллизованные опоки с редкими прослоями кремнистых туфоаргиллитов, которые отличаются от перекристаллизованных опок большей примесью алевро-псаммитового и глинистого материала. Породы тонкополосчатые из-за отсутствия частых (через 0,1-0,3 м) тонких (по 0,01-0,02 м) обычно более темных листоватых разностей. Полосчатость толщи подчеркивается прослоями (0,01-0,1 м) рыхлых глинизированных туфов, расположенных через 1-5 м. Сравнительно редко рассеяны конкреции | 97 |
| 5. Частое переслаивание перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов, содержащих примесь алевро-псаммитового материала. Так же, как и в толще 4, имеются маломощные прослои туфов, но более редкие (через 2-10 м). Многочисленные карбонатные конкреции, единичны карбонатизированные пласты ³ | 63 |
| 6. Тонкополосчатые перекристаллизованные опоки с многочисленными некрупными (0,1 м) шаровидными карбонатными конкрециями. Нечастые прослои (0,01-0,2 м) рыхлых глинизированных и карбонатизированных туфов | 50-70 |
| 7. Тонкополосчатые кремнистые туфоаргиллиты, содержащие неравномерно распределенную примесь алевро-псаммитового материала. Иногда имеют неотчетливую скорлуповатую отдельность. Более частые и более мощные (до 0,4 м), чем внизу, прослои как рыхлых, так и уплотненных глинизированных и карбонатизированных алевро-пелитовых туфов, нижние части которых нередко сложены псаммитовым материалом. Имеются редкие карбонатизированные пласты мощностью до 1 м. В нижней половине много, в верхней мало некрупных карбонатных конкреций | 110-130 |
| 8. Полосчатые кремнистые туфоаргиллиты, содержащие неравномерно распределенную примесь алевро-псаммитового материала, с относительно редкими прослоями глинизированных туфов. Характерны многочисленные конкреции, как мелкие разнообразной формы, так и в особенности крупные (до 1-3 м в поперечнике) шаровидной и караваеобразной формы | 180 |

Выше разрез надстраивается по северо-восточному крылу антиклинали. Из-за отсутствия каких бы то ни было четко выделяющихся маркирующих горизонтов возможно некоторое перекрытие разрезов, описанных на разных крыльях антиклинали.

¹ Здесь и далее (в том числе и в других разрезах) состав конкреций карбонатный.

² Принята сквозная нумерация толщ по всему разрезу, совпадающая в тексте и на колонке (см. рис. 4).

³ Здесь и далее карбонатизированными пластами называются очень характерные для изученных отложений образования. Они представляют собой пластовые тела сплошной карбонатизации, захватывающей туфовые слои и на некоторую толщину соседние с ними породы.

9. Однообразные полосчатые кремнистые туфоаргиллиты, содержащие неравномерно рассеянную примесь алевритового и псаммитового материала (внизу большую, чем сверху), мелкую "плавающую" гальку и растительный детрит. Породы светлые голубовато-серые, иногда с зеленоватым оттенком, с пятнистой бурой окраской на поверхности, при выветривании становятся белесыми. Нечастые (через 2-5-10 м) прослой голубоватых, желтых и зеленоватых рыхлых (в редких случаях скорлуповатых) глинизированных кристалло-витрокластических алевро-пелитовых туфов (0,05, реже 0,1-0,4 м), единичные прослой зеленоватых псаммитовых преимущественно кристалло-литокластических туфов с примесью терригенного материала в нижних частях. Немногочисленные шаровидные (диаметром 0,05-0,2, реже до 0,5 м) и лепешковидные (0,5 x 1,0, редко до 3 м) конкреции, иногда приуроченные к хорошо выраженным горизонтам; встречаются карбонатизированные пласти мощностью до 0,3 м 185
10. Кремнистые туфоаргиллиты с более частыми прослоями рыхлых туфов; рассеянные шаровидные (0,1 м) и лепешковидные (до 2 м) конкреции, гоннойши, карбонатизированные пласти; в верхней части увеличивается примесь алевро-псаммитового материала 55

Утхолокская свита связана с гахкинской постепенным переходом, но заметно отличается от нее и от вышележащих отложений большой ролью обломочного материала. Характерны для свиты своеобразные кремнисто-глинистые туфоалевролиты. Это слабо сцементированные зеленовато-серые породы, состоящие на 50-70% из обломочного (главным образом терригенного) материала алевритовой и псаммитовой размерности, многочисленной беспорядочно распределенной гальки, валунов и глыб. В пелитовой массе основная роль принадлежит глинистому веществу, свободный кремнезем находится в подчиненном количестве. Распространены также кремнистые туфоаргиллиты, похожие на аналогичные породы гахкинской свиты, но отличающиеся гораздо большим количеством обломочного материала (в том числе и валунно-галечного), распределенного крайне неравномерно (от 10-15 до 50% в разных участках, в среднем - около 20-25%).

Очень часты прослой туфов толщиной 0,1-0,3 м и более мощные, от 0,5 до 2,5 м. Широко развиты монтмориллонитизация и цеолитизация туфов. Для них характерна прямая градационная слоистость. В вертикальном разрезе туфовых пластов наблюдается дифференциация материала как по крупности (от псаммитовых до пелитовых снизу вверх), так и по соотношению слагающих компонентов (снизу вверх уменьшается относительная роль кристалло- и литокластов и увеличивается - витрокластов). Обычно нижняя, псаммитовая, часть отчетливо обособляется от верхней, алевро-пелитовой. По составу туфы андезитовые и дацитовые, но в нижних частях некоторых пластов присутствует кристалло-литокластический материал базальтового (андезито-базальтового) состава. В некоторых случаях происходит усложнение нормальной стратификации туфов. Иногда оно выражено в появлении внизу пласта слоя тонкообломочного витрокластического материала. Гораздо чаще в основании туфовых пластов залегают маломощный (максимум до 0,1 м) слой, имеющий независимую от вышележащей части пласта градационную слоистость и состоящий из смеси пирокластического, окатанного тефрогенного и собственно терригенного материала, заключенного в пелитовую массу. Многие туфовые пласти, особенно их нижние части, карбонатизированы. Пелитовые витрокластические туфы имеют характерный облик. Они скорлуповатые, с поверхности зеленые и темно-зеленые, на свежих сколах светлые с розоватым и голубоватым оттенком, при высыхании окраска быстро выравнивается.

Для свиты очень характерно обилие конкреций и геннойши как в виде одиночных бипирамидальных образований, так и в особенности в виде друзовидных сростков.

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

11. Туфоалевролиты кремнисто-глинистые, серые и темно-серые с зеленоватым оттенком, с поверхности нередко буроватые, при выветривании не выбеливаются. Породы некрепко сцементированы, легко рассыпаются в труху. Характерна большая неравномерно распределенная примесь псаммитового материала, гальки и валунов, растительного детрита. Содержат очень многочисленные шаровидные конкреции диаметром 0,1-0,2 м и более редкие крупные уплощенной формы прослои кристалло-витрокластических и кристалло-литокластических туфов мощностью 0,01-0,1 м, расположенные через 1,5-2,0 м и мощностью 0,2-0,3 м - через 7-9 м. В самой верхней части псаммитово-алевритистые слабо кремнистые туфоаргиллиты. Они более крепко сцементированы, содержат меньшее количество конкреций. Внизу (20 м) - кремнистые алевритистые туфоаргиллиты, похожие на породы гакхинской свиты 70
12. Кремнистые туфоаргиллиты: внизу - темно-серые и серые с зеленоватым оттенком, псаммитово-алевритистые, содержащие обильную примесь грубообломочного материала; сверху - похожие на кремнистые туфоаргиллиты гакхинской свиты. Через 2-5 м - прослои рыхлых глинизированных и карбонатизированных кристалло-витрокластических и кристалло-литокластических туфов мощностью 0,01-0,2 м. Немногочисленные конкреции, разрозненные геннойши, редкие карбонатизированные пласты 58
13. Кремнистые псаммитово-алевритистые туфоаргиллиты, серые, при выветривании белесые, довольно массивные, со значительной примесью грубообломочного материала, растительного детрита, с ходами илоедов. Часто переслаиваются с тонкими (до 0,1 м) и особенно характерными мощными (0,5-2,6 м) пластами туфов; в нижних частях пластов они псаммитовые, в верхних - алевритовые и пелитовые, обычно слабо сцементированные, зеленовато-серые и темно-зеленые, иногда светло-серые. Кроме того, в толще содержатся редкие шаровидные (0,1 м) конкреции 25
14. Туфоалевролиты, подобные толще 11, также содержащие обильную неравномерно распределенную примесь псаммитового материала, гравия, гальки и валунов, растительного детрита. Рассеянные шаровидные (0,01-0,3 м) и лепешковидные конкреции, многочисленные геннойши и друзовидные сростки их. Прослои туфов (0,1-0,5 м) часты (через 2-3 м) внизу и сверху, более редки (через 5-10 м) в средней части. Вверху толщи появляются прослои более плотных, голубовато-серых кремнистых туфоаргиллитов, содержащих значительно меньшую примесь псаммитового материала, обильную только в пределах отдельных пластов 75
15. Переслаивание кремнистых туфоаргиллитов и туфов. Туфоаргиллиты содержат неравномерно распределенную незначительную примесь алевритового и псаммитового материала в виде мелких изометричных линзочек и гнезд, рассеянную гальку и гравий, иногда образующих гнездовидные скопления. Толща имеет полосчатый облик из-за чередования плитчатых и листоватых разностей, присутствия маломощных прослоев некрепко сцементированных туфоаргиллитов, обогащенных песчаным материалом, и очень частых туфовых пластов. Нижняя часть многих туфовых прослоев сложена псаммитовым материалом, верхняя - алевритовым и пелитовым. Ту-

фы зеленовато-серые, на свежем сколе нередко белесые, скорлуповатые. Мощность прослоев 0,1-1,0 м (внизу более мощные, чем сверху). В толще имеются нечастые карбонатизированные пласты, в нижней части отмечаются редкие геннойши

47

Вивентекская свита залегает на утхолокской согласно. Отличается преобладанием серых и светло-серых (иногда темноокрашенных) опок, имеющих при выветривании характерные белесые, кремовые, лиловатые, фиолетовые тона. Для свиты характерны частые пласты туфов с прямой градационной слоистостью. Нижние части их псаммитовые кристалло-витрокластические (с редкой примесью литокластов, с пемзой, но без примеси терригенного материала), верхние - алевропелитовые витрокластические. По составу, как и большинство туфов разреза, андезитовые и дацитовые. Характерны также частые карбонатизированные пласты и горизонты гигантских (до 3 x 7 м) конкреций.

Мощность, м

- 16. Кремнистые туфоаргиллиты, похожие на породы нижележащей толщи и содержащие обычно незначительную примесь алевритового и псаммитового материала в виде мелких линзочек, в частом переслаивании с туфами мощностью 0,1-0,5 м. К более мощным (до 1 м) прослоям обычно приурочены карбонатизированные пласты или горизонты гигантских (до 5-7 м) конкреций. В основании прослой (0,6 м) туфоаргиллитов, обогащенных гравием и галькой 75
- 17. Опоки, содержащие единичные маломощные линзовидные прослои, обогащенные гравийным и песчаным материалом, и тонкие прослои некрепко сцементированных туфоаргиллитов с примесью алевро-псаммитового материала (в верхней части такие прослои встречаются чаще). Многочисленные прослои (0,05-0,5 м) туфов, нечастые карбонатизированные пласты и горизонты крупных чечевицеобразных конкреций 135

Кулувенская свита связана с вивентекской постепенным переходом. В целом отличается сильным увеличением роли обломочного (в частности, терригенного) материала, обычно распределенного очень неравномерно. Наблюдается постепенное увеличение количества обломочного материала вверх по разрезу. Характерно присутствие в некоторых горизонтах многочисленной беспорядочно рассеянной гальки и мелких валунов, обугленного растительного детрита. Породы окрашены в серый и зеленовато-серый цвет, при выветривании становятся белесыми. Большинство пород содержит свободный кремнезем, а отдельные разности отличаются друг от друга количеством обломочных компонентов и связаны постепенными взаимопереходами. В целом роль обломочного материала увеличивается вверх по разрезу. В нижней части свиты очень многочисленны туфовые пласты, в верхней они редки. Туфы аналогичны встречающимся в вивентекской свите и отличаются очень небольшой ролью псаммитового материала. Отмечаются карбонатизированные пласты и рассеянные конкреции. Можно выделить следующие толщи:

Мощность, м

- 18. Опоки, подобные нижележащим, в частом переслаивании (через 0,5-1,0 м) с туфами. Появляются прослои массивных голубовато-серых алевритистых и песчаных кремнистых туфоаргиллитов. Имеются отдельные горизонты не крупных конкреций. В основании залегает характерный пласт (2,5 м) белого пелитового и псаммитового туфа с биотитом 70
- 19. Глинисто-кремнистые песчаные туфоалевролиты, неотчетливо полосчатые из-за неравномерного распределения песчаной примеси и разных тонов окраски; содержат беспорядочно рас-

	сеянную гальку и обугленный растительный детрит. Переслаиваются с алевроитистыми кремнистыми туфоаргиллитами. В нижней части встречаются маломощные прослои опок; частые (через 1-3 м) прослои (0,02-0,4 м) пелитовых и алевроитовых кристалло-витрокластических туфов. В нижней половине отмечаются редкие горизонты крупных чечевицеобразных конкреций и немногочисленные рассеянные шаровидные, в верхней - частые карбонатизированные пласти	66
20.	Глинисто-кремнистые алевроитистые туфопесчаники, содержащие большое количество рассеянной гальки и растительного детрита. Частые прослои (0,1-0,4 м) туфов и единичные карбонатизированные пласти; в верхней части прослой (0,25 м) пелицилового ракушняка	51
21.	Глинисто-кремнистые алевроитистые туфопесчаники с неотчетливо выделяющимися прослоями псаммито-алевроитистых туфоаргиллитов. Породы содержат рассеянную гальку и обугленный растительный детрит. Характерны частые прослои туфов (мощностью до 0,1 м) и частые карбонатизированные пласти, придающие толще полосчатый вид	40
22.	Глинисто-кремнистые алевроитистые туфопесчаники, мелко-, реже среднезернистые, с большим количеством рассеянной гальки, зеленовато-серые, иногда буроватые. Толща неотчетливо полосчатая из-за чередования относительно более и менее темных разностей, не выдержанных по простирацию карбонатизированных пластов и редких прослоев туфов мощностью 0,1-1,5 м	50-55
23.	Туфопесчаники, темно-серые до черных с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, содержат большое количество рассеянной гальки. Кверху постепенно переходят в глинисто-кремнистые алевроитистые туфопесчаники. Внизу очень многочисленные конкреции, кверху их количество уменьшается. В средней части прослой туфа мощностью 0,4 м	45
24.	Кремнистые псаммитово-алевроитистые туфоаргиллиты, светло-серые, при выветривании становятся белесыми, довольно крепкие, содержат рассеянную гальку. В толще имеются разрозненные шаровидные конкреции, особенно многочисленные в верхней части. Прослой (0,3-0,4 м) скорлуповатых пелитовых и алевроитовых туфов, единичные внизу и более частые (через 3-5 м) вверху. К прослоям туфов иногда приурочены крупные чечевицеобразные конкреции	80
25.	Кремнисто-глинистые алевроитистые туфопесчаники, мелкозернистые до среднезернистых, серые с синеватым или зеленоватым оттенком, при выветривании становятся слегка белесыми. Содержат рассеянную гальку разнообразных пород, растительный детрит, рассеянные шаровидные (0,3 м) и горизонты уплощенных конкреций; встречаются прослой (0,1-0,3 м) скорлуповатых пелитовых и алевроитовых кристалло-витрокластических туфов	Около 100

**Кавранская серия. Нижняя подсерия
(верхний миоцен)**

Ильинская свита в Точилинском разрезе залегает на кулувенской без углового несогласия, но возможно, с некоторым размывом, отличается от всех других свит грубообломочным составом и преобладанием плохо сортированного, хорошо окатанного терригенного материала, среди которого, возможно, присутствует тефрогенный и вулканотерригенный. Свита сложена темными зеленовато-серыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, образующими

мелкие и крупные линзовидные тела. Переходы между отдельными разностями нечеткие. Многочисленны шаровидные конкреции. Отмечаются лишь редкие прослойки туфов, по составу близких туфам в других частях разреза. Отличаются тем, что прямая градационная слоистость в них нередко нарушается внутрислоевыми размывами, присутствием линзовидной и косой слоистости, замывом грубого материала в тонкий.

Отчетливо выделяются следующие толщи:

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 26. Песчаники, мелко- и среднезернистые, неравномерно обогащенные гравийным материалом; содержат отдельные горизонты (0,1-0,4 м) с обильной галькой. Рассеяны шаровидные конкреции. В основании пласт (1 м) конгломерата, залегающий на неровной поверхности туфа в кровле толщи 25 | 36 |
| 27. Конгломераты, гравелиты и песчаники, содержащие неравномерно распределенный гравийно-галечный материал. Выделяются пачки, нижние части которых сложены переслаиванием этих пород с преобладанием грубообломочных разностей, а верхние - более однородными мелко- и среднезернистыми песчаниками, содержащими лишь отдельные горизонты, обогащенные галькой, и белесыми кремнисто-глинистыми туфопесчаниками. В породах присутствуют рассеянные шаровидные и горизонты уплощенных конкреций. В нижней части прослой (0,6 м) туфа | 66 |
| 28. Песчаники средне- и мелкозернистые с неравномерно распределенным (как в составе разных слоев, так и в пределах одного слоя) гравийно-галечным материалом; местами переходят в белесые кремнисто-глинистые туфопесчаники; содержат рассеянные конкреции и редкие прослойки туфов. В верхней части-прослойки и линзы гравелитов и конгломератов | 48 |

Какертская свита залегает на ильинской согласно. Отличается преобладанием желтовато- и голубовато-серых туфодиазомитов с прослоями кристалло-витрокластических и витрокластических андезитов-дацитовых и дацитовых туфов, в отличие от всех нижележащих почти не затронутых вторичными изменениями. В свите присутствуют лишь единичные карбонатизированные пласты и небольшое количество конкреций. В верхних частях свиты происходит постепенное увеличение количества обломочного материала и его крупности.

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 29. Алевро-псаммитовые кремнистые туфоаргиллиты, желтовато-серые и светло-серые, при выветривании - белесые. Примесь алевро-псаммитового материала распределена неравномерно, встречается "плавающая" галька, обугленный растительный детрит. В разрезе чередуются светло-серые, сцементированные, обычно слабо песчаные разности и темно-серые некрепко сцементированные, обогащенные глинистым или псаммитовым материалом. В нижней части содержатся редкие маломощные (до 0,4 м), в верхней - более частые (через 1,5-7,0 м) прослойки кристалло-витрокластических туфов, по типу вторичных преобразований, близких к туфам из нижележащих частей разреза. В верхней же части появляются пачки туфодиазомитов мощностью 5-10 м и прослойки неизмененных туфов | 105 |
| 30. Туфодиазомиты, желтовато-серые и зеленовато-серые, в сухом состоянии светло-серые и голубоватые, при выветривании белесые, ломковатые. Содержат неравномерно распределенную примесь псаммитового материала, редко рассеянную мелкую "плавающую" гальку, обугленный растительный детрит и разрозненные | |

	конкреции. Чередуются пачки (по 5-20 м и более) то менее, то более песчаных разностей. Нечастые (через 5-10 м) прослои (0,1, редко до 1,0 м) рыхлых белых и светло-серых неизмененных кристалло-витрокластических туфов	205
31.	Туфодиазомиты, серые с зеленоватым оттенком (при выветривании становятся белесыми), замусоренные неравномерно распределенной примесью псаммитового материала, гальки и гравия. Содержат довольно частые (через 5 м) прослои (по 0,2-0,4 м) рыхлых серых и светло-серых мелкопсаммитовых и пелитовых кристалло-витрокластических туфов	60
32.	Глинисто-кремнистые туфопесчаники, желто-серые и серые (при выветривании - белесые), мелко-среднезернистые, неравномерно обогащенные рассеянной галькой и гравием. Содержат единичные прослои (0,2-1,5 м) белого пелитового туфа	90

Выше залегают косослоистые конгломераты плиоценовой этолонской свиты. Суммарная мощность миоценовых отложений в Точилинском разрезе 2545-2580 м.

РАЗРЕЗ МЕЖДУ УСТЬЯМИ РЕК МАЙНАЧА И ТИГИЛЬ¹

К юго-западу от района Точилинской антиклинали происходит сокращение мощности миоценовых отложений, особенно нижней их части. Состав же отложений, хотя и испытывает некоторые изменения, в целом остается близким.

Сокращение мощности нижних частей миоцена при незначительном изменении состава отложений наблюдается уже в ближайшем к юго-западу хорошем непрерывном разрезе, вскрываемом в морских береговых обрывах западнее устья р. Тигиль на юго-восточном крыле антиклинальной структуры, ядро которой сложено меловыми и палеогеновыми породами. Здесь, в 1,5 км западнее устья р. Майнача, миоценовые отложения граничат с подстилающими песчаниками палеогена по тектоническому контакту.

Нижняя песчанистая толща относимых к миоцену отложений, по мнению некоторых исследователей, является фациальным аналогом аманинской свиты. При описании разреза она условно включена в состав гакхинской свиты.

Описание разреза дается снизу вверх (рис. 5).

Волямпольская серия (нижний—средний миоцен)

Гакхинская свита сложена в общем теми же породами, что и в Точилинском разрезе, однако отличается присутствием толщ и маломощных горизонтов, обогащенных обломочным материалом, и общим сокращением мощности. Наряду с интенсивно глинизированными, слабо карбонатными туфами, имеющими облик рыхлой слабовязкой глины, здесь уже в самых низах появляются туфы, характерные для более высоких частей Точилинского разреза (от верхов гакхинской свиты и выше). Это - скорлуповатые кристалло-витрокластические туфы, у которых нижние части слоев часто сложены псаммитовым материалом. Сильно развитые процессы глинизации и цеолитизации не уничтожили пепловую структуру.

Первичный состав туфов, видимо, тот же что и в Точилинском разрезе, - андезитовый и дацитовый.

¹ В дальнейшем для краткости будет называться Майначским разрезом.

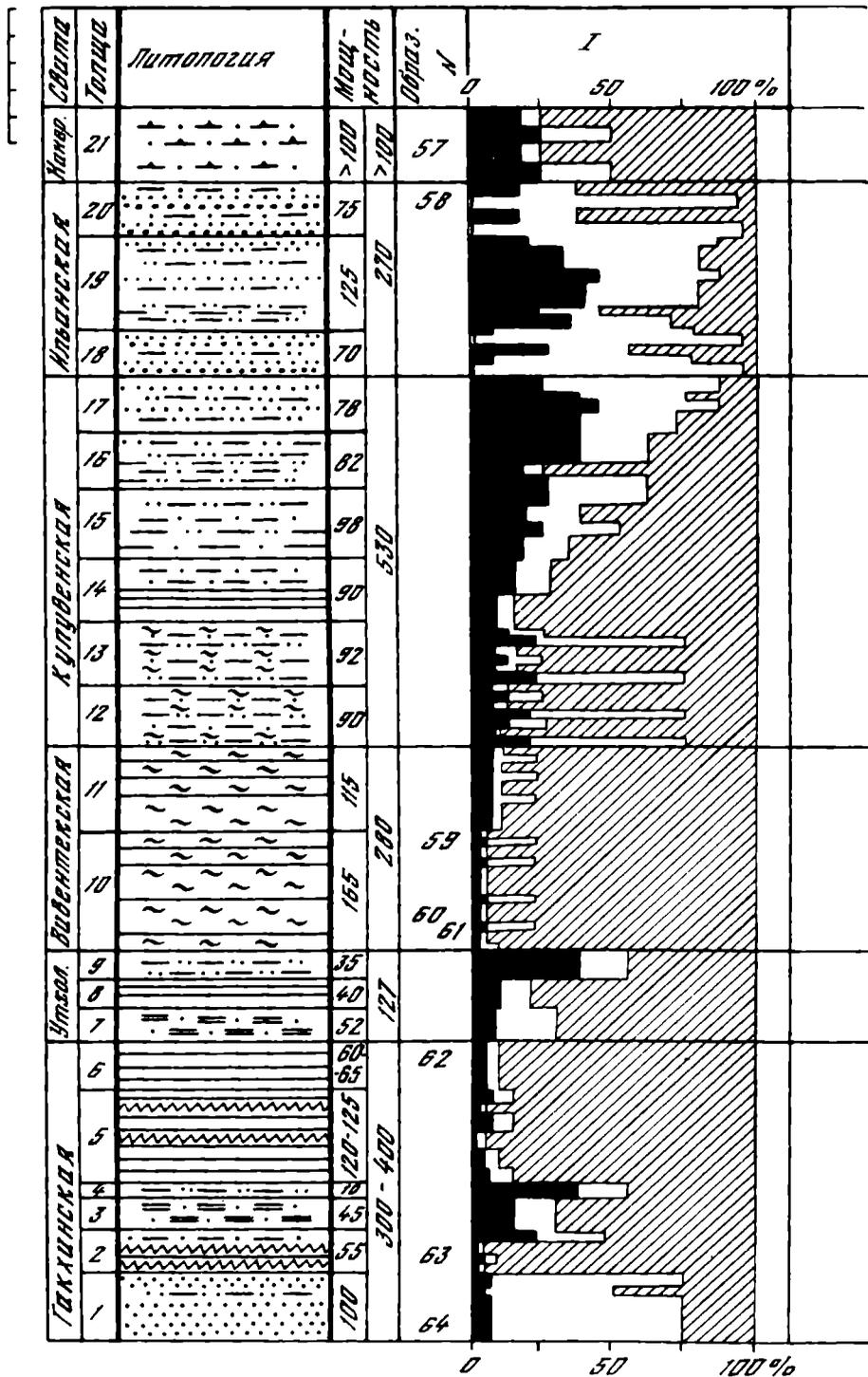
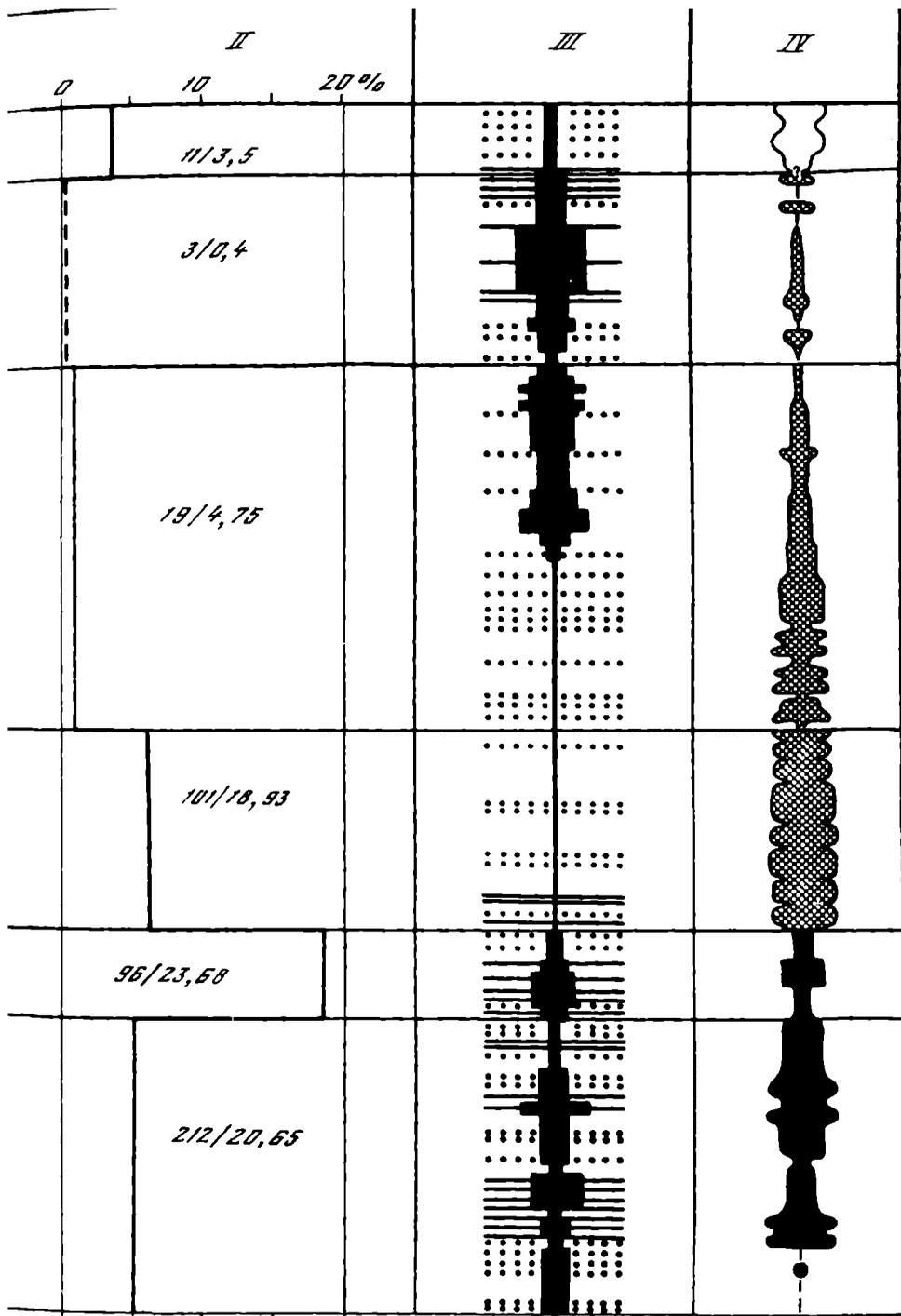


Рис. 5. Разрез миоценовых отложений между устьями рек Майнача и Тигиль и диаграммы его особенностей
Условные обозначения см. на рис. 4



Вертикальный масштаб 1:4000

1. Туфопесчаники зеленовато-серые, с поверхности буроватые, слабо сцементированные, средне- и мелкозернистые, иногда алевритистые, содержащие мелкую редкую хорошо окатанную гальку. В нижней части характерно присутствие большого количества глауконита. Имеются неотчетливо выделяющиеся прослой глинисто-кремнистых туфопесчаников, содержащих до 50% глинисто-кремнистого цемента. Встречаются единичные тонкие (0,05 м) прослой глинизированного пелитового туфа, нечастые (через 2-5 м) горизонты эллипсоидальных карбонатных конкреций, а также редкие рассеянные эллипсоидальные и шаровидные известково-песчанистые конкреции размером 0,1-0,2 м. В верхней части песчаники имеют неотчетливо выраженную скорлуповатую отдельность Около 100
2. Кремнистые туфоаргиллиты и перекристаллизованные опоки, серые и светло-серые, при выветривании становятся белесыми, с поверхности иногда буроватые, полосчатые из-за частого чередования светлых плитчатых (по 0,1-0,3 м) и более темных листоватых (по 0,01-0,02 м) разностей. Содержат очень незначительную примесь пирокластического и терригенного материала алевритовой и псаммитовой размерности. Верхнюю часть толщи (около 15 м) и маломощный прослой (2 м) в средней части слагают кремнистые туфоаргиллиты с обильной (до 30-50%) примесью обломочного материала, рассеянной гальки и обугленного растительного детрита. В толще имеются довольно частые прослой рыхлых или скорлуповатых сильно глинизированных и карбонатизированных пелитовых туфов (0,05-0,4 м), редко рассеянные эллипсоидальные и шаровидные конкреции, а также карбонатизированные пласти 55
3. Слабо кремнистые туфоаргиллиты, содержащие большую (до 30%) примесь обломочного материала алевритовой и псаммитовой размерности, большое количество хорошо окатанной беспорядочно рассеянной гальки и обугленный растительный детрит. Породы зеленовато-серые, слабо сцементированные, легко рассыпаются в мелкую щебенку. В толще содержатся частые (обычно через 0,3-0,7 м) тонкие (0,05-0,1 м) прослой рыхлых глинизированных и карбонатизированных пелитовых туфов, единичные прослой уплотненных туфов и особенно характерные многочисленные шаровидные конкреции диаметром 0,2-0,3 м 45
3. Чередование туфов и кремнисто-глинистых алевритистых туфопесчаников. В нижней половине преобладают туфопесчаники зеленовато-серые, содержащие гальку и обугленный растительный детрит. В верхней - туфы (пласты до 2 м) темно-зеленые, на свежем сколе часто белесые, пелитовые и мелкопсаммитовые, местами карбонатизированные, уплотненные Около 10
5. Кремнистые туфоаргиллиты, тонкополосчатые, светло-серые, белесые при выветривании, содержащие незначительную примесь алевро-псаммитового пирокластического и терригенного материала. Имеются пачки (10-20 м) перекристаллизованных опок, почти лишенных обломочной примеси, а также редкие маломощные прослой кремнистых туфоаргиллитов, обогащенных обломочным материалом. В толще содержатся нечастые тонкие (обычно 0,1 м) прослой глинизированных кристалло-витроклостических туфов. Характерны также горизонты крупных чечевицеобразных конкреций, отдельные карбонатизированные пласти и пачки (10-20 м) с обильными шаровидными конкрециями . . 120-125

6. Кремнистые туфоаргиллиты, похожие на нижележащие. Присутствуют более мощные (до 8 м) горизонты, обогащенные обломочным материалом и более мощные (от 0,1 до 1 м) прослои туфов. Отмечаются карбонатизированные пласты, отдельные горизонты крупных конкреций, а в верхней части и геннойши

60-65

Утхолокская свита здесь также сокращается в мощности по сравнению с Точилинским разрезом. Залегает она на гакхинской согласно и отличается от нее и вышележащей вивентекской свиты в общем теми же особенностями, что и в Точилинском разрезе.

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

7. Слабо кремнистые алевритистые туфоаргиллиты, темные зеленовато-серые, комковатые, некрепкие, легко рассыпаются в мелкую щебенку; содержат рассеянную гальку, обугленный растительный детрит и незначительную примесь песчанистого материала. Характерны частые (через 0,5-0,7 м, сверху - реже) тонкие (0,05-0,1 м) прослои буро-желтых глинизированных пелитовых и алевритовых кристалло-витрокластических туфов, нечастые карбонатизированные пласты, многочисленные разного размера геннойши, а в верхней части и многочисленные шаровидные конкреции 52
8. Кремнистые туфоаргиллиты, содержащие значительную (до 15-25%) неравномерно распределенную примесь алевро-псаммитового пирокластического и терригенного материала, рассеянную гальку. Породы, в отличие от нижележащих, крепко сцементированы, нередко полосчатые, светлоокрашенные, при выветривании становятся белесыми. Частые прослои зеленых скорлуповатых туфов (с псаммитовым материалом в нижних частях и прямой градационной слоистостью) мощностью 0,1-0,2 м, редкие карбонатизированные пласты и многочисленные в нижней части шаровидные конкреции 40
9. Глинисто-кремнистые алевритистые туфопесчаники (с рассеянной галькой и обугленным растительным детритом) в частом чередовании с кристалло-витрокластическими туфами толщиной 0,1-0,5 м. Кроме того, три более мощных пласта туфа: 1,7; 2,0; 0,2 м 35

Вивентекская свита так же, как в Точилинском разрезе, отличается преобладанием опок и имеет почти такую же мощность.

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

10. Опoki светло-серые (при выветривании приобретают характерные белесые, кремовые, бежевые, коричневатые, фиолетовые тона), тонкополосчатые, иногда тонкогоризонтальнослоистые. Значительная примесь обломочного материала, главным образом псаммитовой размерности, в виде мелких линзочек содержится только в некоторых маломощных горизонтах. Чередуются пачки опок (по 15-20-30 м) с очень частыми прослоями туфов и пачки с более редкими туфами. Имеются нечастые горизонты крупных чечевицеобразных конкреций и в нижней части карбонатизированные пласты 165
11. Тонкополосчатые опoki, в целом похожие на нижележащие. Отличаются тем, что чаще содержат несколько большую неравномерно распределенную примесь обломочного материала. Встречаются отдельные маломощные (0,5-1 м) прослои кремнистых туфоаргиллитов, обогащенных алевро-псаммитовым пирокласти-

ческим и терригенным материалом, беспорядочно рассеянной галькой. Имеют не такое большое разнообразие тонов окраски: обычно они белесые, буроватые или кремовые. Содержат лишь редкие тонкие (0,1–0,2 м) прослои кристалло–витрокластических туфов и единичные горизонты чечевицеобразных конкреций . 115

Кулувенская свита связана с вивентекской постепенным переходом, слжена подобными развитым в Точилинском разрезе породами и также характеризуется постепенным увеличением роли обломочного материала вверх по разрезу. В отличие от Точилинского разреза, здесь гораздо меньше туфовых прослоев,

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

12. Опоки с примесью кластического материала и алевритистые кремнистые туфоаргиллиты, слабо отличающиеся друг от друга количеством обломочного материала, фарфоровидным изломом у опок и землистым у туфоаргиллитов. Содержат частые тонкие (0,05 м) прослои листоватых разностей, обычно с еще большей обломочной примесью, редкие прослои (по 0,5 м) глинисто–кремнистых туфопесчаников. В нижней части прослои туфопесчаников имеют мощность от 1 до 3,5 м. Отмечаются единичные горизонты крупных чечевицеобразных конкреций и прослой туфа 90
13. Подобные нижележащим опоки и кремнистые туфоаргиллиты (преобладают опоки с примесью кластического материала). Характерны частые прослои глинисто–кремнистых туфопесчаников, мощных (до 8 м) внизу и маломощных (0,5 м) в остатальной части. Кроме того, отмечаются нечастые прослои кристалло–витрокластических туфов и редкие горизонты крупных чечевицеобразных конкреций 93
14. Кремнистые туфоаргиллиты, серые, белесые при выветривании. Внизу со сравнительно небольшой примесью алевритового материала, а сверху – алевритистые (содержат и неравномерно распределенную примесь псаммитового материала). Часты прослои слабо сцементированных туфоаргиллитов, содержащих еще большую примесь обломочного материала. Отмечаются редкие прослои туфа (0,01–0,4 м) и горизонты крупных конкреций 90
15. Алевритистые кремнистые туфоаргиллиты, содержащие незначительную примесь и псаммитового материала, Количество обломочного материала увеличивается кверху, и породы постепенно переходят в глинисто–кремнистые алевритистые туфопесчаники. Характерно большое количество шаровидных конкреций; отмечаются редкие прослои туфа 98
16. Алевритистые глинисто–кремнистые туфопесчаники, местами обогащенные галькой. Серые, при выветривании становятся белесыми, довольно однородные. Лишь условно можно выделить горизонты с преобладанием терригенного материала над пирокластическим или горизонты с преобладанием глинисто–кремнистой основной массы над обломочными компонентами. Отмечаются редкие прослои туфов. Характерны многочисленные шаровидные конкреции 82
17. Алевритистые глинисто–кремнистые туфопесчаники с многочисленными шаровидными конкрециями. От нижележащей толщи отличаются отсутствием туфовых прослоев, а также тем, что количество и крупность обломочного материала увеличивается вверх по разрезу, где появляются прослои конгломератовидных туфопесчаников, похожих на породы ильинской свиты 78

**Кавранская серия. Нижняя подсерия
(верхний миоцен)**

Ильинская свита связана с кулувенской постепенным переходом. По сравнению с Точилинским разрезом здесь увеличивается ее мощность, более отчетливо проявляется ритмичность строения.

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

- | | | |
|-----|--|-----|
| 18. | Конгломераты, средне- и мелкозернистые туфопесчаники, ритмично переслаивающиеся. Имеют темную, зеленовато-серую окраску, иногда бурые с поверхности. Отмечаются редкие маломощные прослои алевритистых глинисто-кремнистых туфопесчаников, содержащих рассеянную гальку. Много шаровидных конкреций . . . | 70 |
| 19. | Мелко- и среднезернистые глинисто-кремнистые туфопесчаники. Содержат рассеянную гальку и гравий, образующие скопления в пределах отдельных горизонтов. Отмечаются нечастые прослои кремнистых сильно алевритистых туфоаргиллитов, отдельные прослои кристалло-витрокластических туфов, редкие карбонатизированные пласты. Характерно обилие шаровидных конкреций | 125 |
| 20. | Конгломераты, туфопесчаники и алевритистые кремнистые туфоаргиллиты, ритмично переслаивающиеся. Характерны многочисленные шаровидные конкреции. Отмечаются единичные прослои кристалло-витрокластического туфа и редкие карбонатизированные пласты | 75 |

Какертская свита залегает на ильинской согласно. Сложена туфодиазомитами с прослоями неизменных (в отличие от развитых во всех нижележащих свитах) витрокластических туфов.

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

- | | | |
|-----|--|-----------|
| 21. | Туфодиазомиты, желтые и голубовато-серые, при выветривании становятся белесыми. Содержат неравномерно распределенную примесь пирокластического (в меньшей степени терригенного) материала алевритовой и псаммитовой размерности, редко рассеянную "плавающую" гальку и обугленный растительный детрит. Чередуются пачки туфодиазомитов, более или менее обогащенных обломочным материалом. Нечастые прослои белых рыхлых витрокластических туфов и горизонты плоских карбонатных конкреций. До устья ключа Половинки (в 15 км к западу от устья р. Тигиль) вскрыто | Около 100 |
|-----|--|-----------|

Далее в восточном направлении в морских береговых обрывах имеются лишь отдельные разрозненные выходы вышележащих частей какертской свиты, по которым невозможно составить непрерывный послойный разрез. В составе свиты здесь имеются туфодиазомиты, глинисто-кремнистые туфопесчаники и маломощные слои туфов. Суммарная мощность какертской свиты оценивается в 400-600 м.

Таким образом, общая мощность миоценовых отложений в этом разрезе около 2000-2200 м.

БУХТА КВАЧИНА

Еще более сокращенную по сравнению со стратотипом мощность имеют миоценовые отложения в районе бухты Квачина. Но и здесь состав отложений остается похожим. В морских береговых обрывах бухты Квачина вскрывается непрерывный разрез миоценовых отложений, за исключением верхней части. Здесь, на юго-восточном крыле антиклинали, в 6,5 км восточнее устья р. Ква-

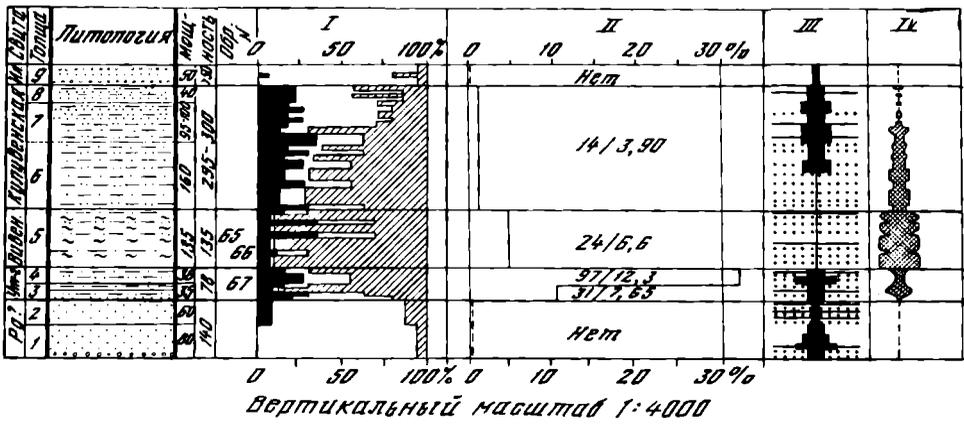


Рис. 6. Разрез миоценовых отложений бухты Квачина и диаграммы его особенностей

Условные обозначения см. на рис. 4.

чина, на меловых отложениях, представленных переслаиванием серых песчаников и черных аргиллитов, с резким угловым несогласием залегают (рис. 6):

Мошность, м

1. Песчаники мелкозернистые, серые с зеленоватым оттенком, некрепко сцементированные, содержащие рассеянную гальку, обугленный растительный детрит и углистые линзочки. В песчаниках неотчетливо выражена горизонтальная слоистость, а внизу они пологокослоисты. В нижней части толщи имеются горизонты плоских карбонатных конкреций, в средней – многочисленные, в верхней – редко рассеянные шаровидные конкреции. Отмечаются единичные карбонатизированные пласти. В основании залегают пласт (2,5 м) конгломерата 80
2. Однообразные, неотчетливо слоистые мелко- и среднезернистые туфопесчаники, зеленовато-серые, с рассеянной галькой и обугленным растительным детритом. Характерны маломощные прослои (0,2–0,3 м) и линзы конгломератов, карбонатизированные пласти и горизонты карбонатных конкреций. В основании залегают пласт (9–10 м) светло-зеленых туфопесчаников 60

Нижняя из этих двух толщ относится к палеогену, а верхняя, по мнению некоторых исследователей, уже может принадлежать миоцену, но, по представлениям большинства других, также еще имеет палеогеновый возраст (принадлежит к ковачинской серии). На песчаниках согласно залегают отложения воям польской серии.

Гакхинская и утхолокская свиты в этом разрезе имеют очень небольшую мощность и не разделяются. Здесь отсутствуют характерные для стратотипа высококремнистые разности пород, хотя многие породы содержат то или иное количество свободного кремнезема. Характерны скорлуповатые глинизированные и цеолитизированные кристалло-витрокластические туфы. Выделяются следующие толщи:

Мошность, м

3. Переслаивание глинисто-кремнистых туфопесчаников, кремнистых туфоаргиллитов, в различной степени песчанистых и алевритистых, кристалло-витрокластических скорлуповатых туфов. В основании – кремнисто-глинистые туфопесчаники с глауконитом. Отмечаются редкие горизонты плоских конкреций и единичные карбонатизированные пласти 35
4. Переслаивание глинисто-кремнистых туфопесчаников и кристалло-витрокластических туфов. Мошность слоев 0,1–0,5 м. В верх-

ней части появляются прослой кремнистых туфоаргиллитов, сильно обогащенных алевро-псаммитовым материалом. Внизу характерно обилие шаровидных карбонатных конкреций. Отмечаются карбонатизированные пласты и горизонты крупных чечевицеобразных конкреций 38

Вивентекская свита, как и в других разрезах, сложена преимущественно опоками с прослоями туфов. Выделяется одна толща.

Мощность, м

5. Очень однообразные опоки, полосчатые из-за чередования светлого и темноокрашенных разностей, при выветривании приобретают характерные бежевые, лиловые кремовые, фиолетовые, белесые тона. Содержат довольно частые прослой (0,05–0,1 м) некрепко сцементированных более глинистых и с большей примесью алевропсаммитового материала разностей. Имеются также редкие прослой глинисто-кремнистых алевритистых туфопесчаников. Характерны горизонты гигантских чечевицеобразных и менее крупных плоских карбонатных конкреций. Чередуются пачки опок с очень частыми и пачки с редкими прослоями кристалло-витрокластических туфов. В самом верху преобладают кремнистые туфоаргиллиты, сильно обогащенные алевро-псаммитовым материалом 135

Кулувенская свита, так же как и все нижележащие, имеет сокращенную мощность. Число туфовых пластов гораздо меньше, чем в Точилинском разрезе. В остальном же состав и строение свиты близки к стратотипу.

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

6. Кремнистые туфоаргиллиты, серые, при выветривании – белесые, крепкие; обогащены неравномерно распределенной (в виде мелких гнезд и линзочек) примесью алевро-псаммитового пирокластического и терригенного материала. Содержат частые маломощные прослой некрепко сцементированных зеленовато-серых глинисто-кремнистых алевритистых туфопесчаников с большим количеством гальки. Число и мощность прослоев туфопесчаников увеличиваются вверх по разрезу. Кверху становится больше и обломочного материала в туфоаргиллитах. В отличие от толщи 5 имеются лишь редкие прослой глинизированных кристалло-витрокластических туфов. Отмечаются частые горизонты не крупных плоских карбонатных конкреций, единичные горизонты гигантских чечевицеобразных конкреций и пачки с обильными не крупными шаровидными конкрециями 160
7. Глинисто-кремнистые туфопесчаники с прослоями некрепко сцементированных разностей, обогащенных галькой. В нижней части прослой кремнистых туфоаргиллитов, обогащенных алевро-псаммитовым материалом. Количество обломочного материала в породах в целом увеличивается вверх по разрезу. Отмечаются очень редкие прослой неизмененных кристалло-витрокластических туфов и пачки с большим количеством шаровидных конкреций 95–100
8. Переслаивание серых, белесых при выветривании глинисто-кремнистых алевритистых туфопесчаников и темных, зеленовато-серых конгломератовидных туфопесчаников 40

Ильинская свита, так же как и в других разрезах, отличается грубо-обломочным составом. В непрерывном разрезе в ядре синклинали вскрыта только ее самая нижняя часть.

Мощность, м

9. Темные, зеленовато-серые конгломераты и туфопесчаники, содержащие примесь окатанного тефрогенного материала Более 50

Вышележащие части миоценовых отложений в этом разрезе не вскрываются.

Приведенные разрезы показывают, как (в общем-то незначительно) меняется литологический состав миоценовых отложений при локальных сильных изменениях их мощности в отдельных участках Западно-Камчатского прогиба. Это прежде всего относится к воямпольской серии. Локальные сильные сокращения мощности особенно характерны для ее нижней части. В целом же воямпольская серия отличается выдержанностью литологического состава (преобладают пелитоморфные кремнистые породы - ополки и кремнистые туфоаргиллиты с прослоями туфов) и большой (1500-2000 м) мощностью на значительных площадях Западно-Камчатского прогиба. Лишь местами в ней возрастает роль опок, а по направлению от центральных частей прогиба к Срединному хребту нередко при сохранении больших мощностей отложений в них существенно увеличивается роль обломочного материала. В Центрально-Камчатской зоне морские отложения воямпольской серии, видимо, замещаются субазральными эффузивно-пирокластическими образованиями.

Кавранская серия, общая мощность которой в отдельных местах Западно-Камчатского прогиба также, вероятно, достигает 1500-2000 м, отличается от воямпольской большей изменчивостью литологического состава, фаций и мощности в пределах прогиба. Но всюду в тонкообломочных породах серии отмечается то или иное количество остатков диатомовых, часто присутствуют туфодиадомиты. По направлению к Срединному хребту вулканогенно-осадочные отложения кавранской серии, как и воямпольской, видимо, замещаются субазральными эффузивно-пирокластическими образованиями.

ТИПЫ ПОРОД И РОЛЬ ОСНОВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ В ИХ ФОРМИРОВАНИИ

Главнейшими породообразующими компонентами миоценовых отложений Западной Камчатки служат: 1) обломочный терригенный материал; 2) продукты эксплозивной вулканической деятельности (пирокластический материал); 3) аллотигенное и аутигенное глинистое вещество; 4) свободный кремнезем (в виде сохранившихся остатков кремневых организмов и скрытокристаллического или очень тонко раскристаллизованного вещества¹).

Генетически разнородный материал во многих породах присутствует совместно, в самых разных соотношениях. Кластический материал нередко даже в пределах одного слоя сильно неоднороден и по размеру частиц. Неравномерно распределены и различные постседиментационные новообразования. В настоящее время нет единой общепринятой классификации таких многокомпонентных пород (одновременно и по генезису и по размеру слагающих компонентов). При изучении миоценовых отложений Западной Камчатки представлялось важным оценить роль и возможность совместного участия в их формировании генетически разнородного материала, а также показать наиболее общие и характерные особенности возникающих пород. В названиях пород, применяемых в данной работе, не всегда выдерживаются единые классификационные признаки, но по мере возможности учитываются присутствие генетически разнородного материала (особенно кремнезема) и его относительная роль.

В зависимости от соотношения основных породообразующих компонентов выделяются следующие группы пород: терригенные, пирокластические, кремнистые и породы смешанного состава.

Терригенные породы. В изученных разрезах эти породы имеют ограниченное распространение. Они встречаются только в ильинской свите и представлены конгломератами, гравелитами, крупно- и среднезернистыми песчаниками темно-зеленого цвета, образующими обычно невыдержанные пласты, крупные и мелкие линзовидные тела. Отдельные гранулометрические разновидности терригенных пород связаны постепенными взаимопереходами. В большинстве из них присутствует обломочный материал от алевритового до галечного, и они отличаются друг от друга только количественным соотношением различных фракций. Изменение характера обломочного материала по гранулометрическим фракциям более или менее постоянно в большинстве пород.

Гравийно-галечный материал представлен хорошо окатанными обломками разнообразных пород, среди которых незначительно преобладают эффузивные, преимущественно основного – среднего состава (андезиты, андезито-базальты, реже базальты, гялобазальты) и более кислые (дациты, реже липариты). В одном и том же пласте встречаются обломки эффузивов, различающихся и по составу, и по структурам, и по степени гидротермальных изменений (они часто окварцованы). Среди других пород в обломках преобладают яшмы, яшмовидные породы, аргиллиты, в том числе кремнистые, присутствуют песчаники, алевролиты, различные сланцы, туфы, кварцитовидные, жильные, очень

¹ Обломочный кварц и обломки кремнистых пород, сложенные не связанным в алюмосиликаты кремнеземом, рассматриваются в составе терригенного материала.

редко интрузивные породы (в том числе гранитоидные). Встречаются кварц гравийно-галечной размерности и очень редко гравийные зерна пироксена, роговой обманки. Для конгломератов характерно присутствие плохо окатанных обломков пород из подстилающих свит – опок, туфодиазомитов, витро- и кристалло-витрокластических скорлуповатых туфов, карбонатизированных пород.

В песчаной фракции обломки в различной степени окатаны. Кроме характерных для гравийно-галечного материала обломков различных пород присутствуют и обломки кристаллов, составляющие до 30% (иногда больше) фракции. Это главным образом плагиоклазы разной основности, но с сильным преобладанием олигоклаз-андезинов, в различной степени затронутых вторичными изменениями, небольшое количество кварца и очень редкие калишпаты. Присутствуют также пироксены (главным образом моноклинные, ромбические редки) и амфиболы, изредка встречаются биотит, кальцит и окатанное вулканическое стекло.

Алевритовый материал отличается от более крупного тем, что несет лишь слабые признаки окатанности, а также подчиненным количеством в его составе обломков пород. Легкая фракция – преобладающие плагиоклазы и немного кварца. Тяжелая фракция – зеленые и бурые роговые обманки, ильменит; встречаются гранат, сфен, хромит, пироксен, флюорит, циркон и некоторые другие минералы.

Условно отнесение к терригенному материалу окатанных обломков неизменных плагиоклазов и цветных минералов, неизменных эффузивов со стекловатой основной массой, вулканического стекла. Так как и продукты синхронной вулканической деятельности, и породы, слагающие размываемые вулканические постройки, и более древние вулканогенные образования, по-видимому, были близки по составу, то приведенная ассоциация может быть тифрогенной или быть частью вулканомиктового или собственно терригенного материала. В смеси не представляется возможным отличить один от другого этот генетически разнородный, прошедший стадию переноса и обработки материал.

В породах много обугленных кусочков древесины, содержится большое количество целых и битых известковых раковин пелиципод и гастропод, иногда образующих скопления; нередко обильны карбонатные конкреции.

Цементом, выполняющим поры между обломками в песчаниках (рис.7,8), служит глинисто-цеолитовое вещество, состоящее из монтмориллонита и гейландита (клиноптилолита) (см. ниже рентгенограммы фракции < 0,001 – рис.28 и рентгеноструктурную характеристику цеолитов – табл. 8, обр. 16). Поскольку монтмориллонит с клиноптилолитом являются характерными продуктами преобразования вулканического стекла (как это будет показано ниже), можно предполагать, что в терригенных породах первичной связующей массой могла быть очень тонкая фракция вулканического стекла (витрокластика). Цеолит с монтмориллонитом, кроме того, замещают осколки вулканического стекла, сохранившие характерный габитус или окатанные, а около некоторых плагиоклазов имеются выделения анальцима. Иногда цемент более поздний, "вторичный", карбонатный (см. рис. 7,Б).

Для грубообломочных терригенных пород характерно отсутствие свободного кремнезема как в виде остатков кремневых организмов, так и в виде скрытокристаллического вещества. Но он появляется, правда, в незначительном количестве, в средне- и особенно мелкозернистых песчаниках, а в туфопесчаниках, с которыми терригенные породы связаны постепенным переходом, уже служит главной составной частью обильного глинисто-кремнистого цемента. Для терригенных пород ильинской свиты не характерна столь типичная для остальных частей разреза ассоциация с витрокластическими туфами.

Пирокластические породы. Они представлены туфами, образующими частые, мощностью от 0,01 до 2,5 м (в некоторых разрезах до 6,5 м) прослои в толщах других пород, от которых туфы отличаются целым рядом особенностей. Кластический материал, слагающий туфы, характеризуется отсутствием окатанности. Для туфов характерна особая, лишь им свойственная текстура.

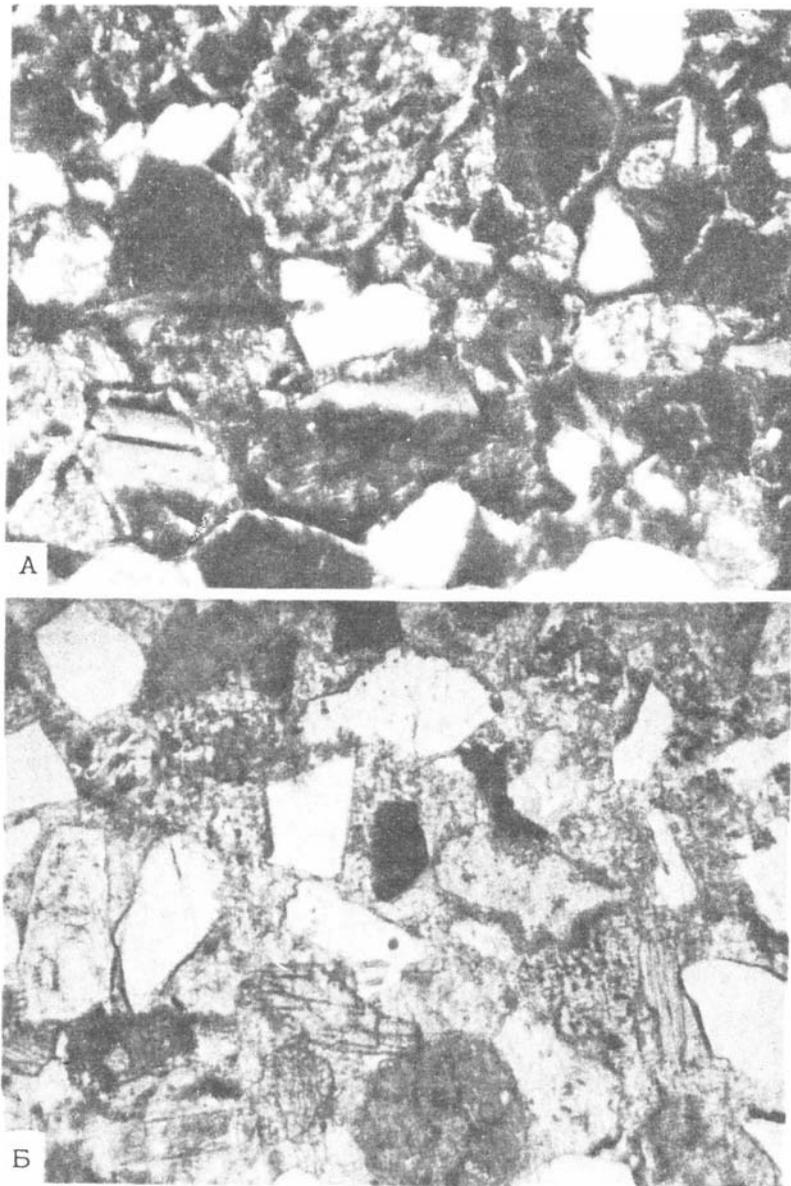


Рис. 7. Песчаники ильинской свиты

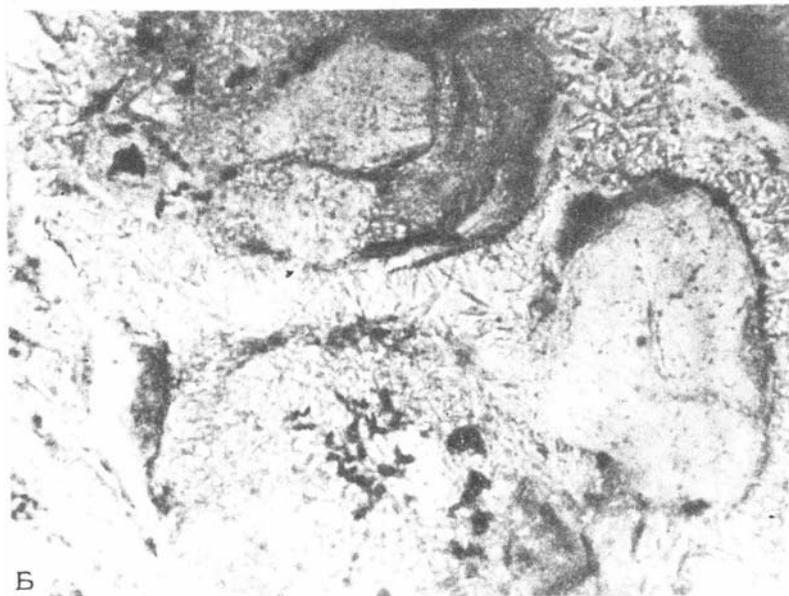
А - с пленочным и поровым глинисто-цеолитовым цементом, шлиф, ник. 2, увел. около 135; Б - с вторичным карбонатным цементом, шлиф, ник. 1, увел. около 135

Они отличаются от других пород типом и интенсивностью постседиментационных преобразований.

Пирокластический материал, слагающий туфы, представлен главным образом вулканическим стеклом, меньшая роль принадлежит кристалло- и еще меньшая - литокластам. Размерность его колеблется от псаммитовой до преобладающей алевро-пелитовой. Наблюдается относительное обогащение псаммитовой фракции кристалло- и в меньшей степени литокластами, а в более тонких фракциях существенно преобладает вулканическое стекло. Чаще всего оно бесцветно, ино-



А



Б

Рис. 8. Монтмориллонит-клиноптилолитовый цемент в песчаниках ильинской свиты

А и Б - шлифы, ник. 1, увел. около 420. А - виден анальцим около плагиоклаза

гда буроватое или зеленое, довольно часто из-за растворения приобретает расплывчатые очертания. В туфах вивентекской свиты много белой волокнистой пемзы. Стекло только в верхних частях разреза не затронуто постседиментационными преобразованиями. Ниже оно обычно замещается агрегатом монтмориллонита и цеолита (клиноптилолита).

Кристаллокласты имеют оскольчатые или кристаллографические формы. Преобладают плагиоклазы, очень свежие, обычно не затронутые вторичными изменениями, за исключением широко развитой анальцимизации (анальцим выделяется в виде прерывистых оторочек или по трещинам в кристаллах). Харак-

терны олигоклаз—андезины (№ 25–40), более основные (до № 60) отмечаются редко, главным образом в утхолокской свите и в некоторых пластах аманинской. Цветные минералы – роговая обманка, пироксен и биотит – в некоторых пластах встречаются все вместе, но чаще какой-либо один или два из них. Очень редки в туфах единичные зерна оплавленного кварца.

Литокласты представлены неправильной формы обломками эффузивов, по составу близкими к андезиту, в различной степени раскристаллизованными, но чаще всего со стекловатой основной массой. Гораздо реже встречаются андезито-базальты и базальты или дациты. В каждом конкретном пласте туфа состав литокластов очень однообразен.

Иногда в туфах отмечается небольшое количество панцирей диатомей, а также небольшая примесь терригенного материала, приуроченная обычно к нижним частям прослоев.

Основные минералы тяжелой фракции туфов те же, что и в описанных выше терригенных породах (т.е. амфиболы, пироксены, ильменит). Кроме того, иногда до 85% тяжелой фракции составляет биотит. Характерно присутствие циркона и особенно апатита (до 15%).

В табл. 2 приведены химические анализы кристалло-витрокластических и витрокластических туфов, в различной степени измененных постседиментационными процессами¹. Насколько можно судить по сохранившимся фрагментам вулканического стекла в измененных туфах и основности плагиоклазов (№ 25–40 во всех туфах), их первичный состав, так же как и неизмененных туфов (обр. 2), развитых в какертской свите, был близким к андезито-дацитовому. Только кристалло-литокластические туфы утхолокской свиты сложены более основным материалом.

Вторичные преобразования сильно меняют химический состав туфов. По его изменению от менее к более преобразованным разностям можно судить о том, что этот процесс сопровождается высвобождением значительного количества кремнезема. Вторичные преобразования накладывают отпечаток и на внешний облик туфов. Неизмененные разности представляют собой рыхлый очень тонкозернистый "песок" белого или серого цвета. Очень характерен облик витрокластических туфов, замещенных агрегатом монтмориллонита и цеолитов. Они скорлуповатые, темно-зеленые с поверхности, на свежих сколах белесые с голубоватым или сиреневатым оттенком. При высыхании окраска выравнивается. Очень сильно преобразованные туфы слабо карбонатны, имеют вид слабовязкой, слабо песчанистой глины.

Прослеживание характера и интенсивности постседиментационных преобразований сверху вниз по разрезам и сравнительное изучение неизмененных и преобразованных туфов помогают примерно восстановить первичный состав и соотношение различных компонентов пирокластического материала.

Более всего распространено такое соотношение слагающих туфы компонентов (витро-, кристалло- и литокластов), которое позволяет называть их кристалло-витрокластическими и витрокластическими, имеющими преимущественно алевро-пелитовую размерность. Под микроскопом пепловая структура пород видна очень отчетливо даже в туфах с интенсивно развитыми монтмориллонитизацией и цеолитизацией, а в еще более измененных туфах характерны спутанно-струйчатые текстуры глинистых минералов (рис. 9).

В вертикальном разрезе очень многих туфовых пластов присутствует и более крупный материал, а также наблюдается дифференциация материала как по крупности слагающих компонентов, так и по их соотношению. Наиболее типично для туфов прямое градационное распределение материала в пласте, свидетель-

¹ Последовательность приводимых в таблицах анализов слева направо (табл. 2–5) или сверху вниз (табл. 6) отвечает относительному положению проанализированных образцов сверху вниз для каждого разреза. Кроме того, их положение в разрезах показано на колонках (см. соответствующие рисунки).

Таблица 2

Химический состав туфов (вес.%)

Компо- ненты	Номера образцов								
	2	5	10	13	18	22	24	30	
SiO ₂	68,89	66,48	59,42	60,73	65,81	57,78	63,43	58,11	
TiO ₂	0,51	0,51	1,15	0,34	0,34	0,47	0,30	0,55	
Al ₂ O ₃	12,97	14,30	16,93	14,17	10,78	12,33	13,31	18,36	
Fe ₂ O ₃	0,81	1,02	1,85	2,21	1,03	4,15	2,08	3,22	
FeO	1,32	0,89	3,21	0,96	0,38	1,16	0,58	0,75	
MnO	0,08	0,08	0,11	0,06	0,02	0,01	0,06	0,05	
CaO	2,58	2,03	6,09	3,26	2,16	3,06	2,87	5,08	
MgO	0,45	0,53	1,49	2,89	1,09	3,02	2,37	0,98	
Na ₂ O	2,91	2,81	2,91	1,11	3,21	1,18	2,43	4,81	
K ₂ O	2,64	3,41	1,17	1,40	1,85	1,45	1,86	1,56	
H ₂ O ⁺	5,58	5,95	3,78	7,24	7,04	6,55	5,74	3,18	
H ₂ O ⁻	0,66	1,30	1,12	6,16	5,77	8,20	4,60	2,37	
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,18	0,08	0,06	0,07	0,07	0,13	
CO ₂	Нет	0,08	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	
C _{орг}	"	0,08	"	"	"	0,08	"	"	
S	0,21	0,13	0,07	0,31	-	-	-	0,69	
SO ₃	Нет	Нет	0,36	Нет	-	-	-	0,96	
Сумма	99,70	99,69	99,94	99,22	99,54	99,51	99,70	100,80	

Обр. 2, 5, 10 - какартская свита; обр. 13 - ильишская свита; обр. 18, 22 - кулуев свита; обр. 44, 50 - гакхинская свита, Точилинский разрез. Обр. 74 - свита мыса Шлос

ствующее о дифференциации частиц по размеру и весу в процессе прохождения через толщу морской воды в спокойных условиях. Туфовые пласты имеют отчетливо выраженное двучленное строение (рис. 10, А). Нижние части их сложены псаммитовым материалом, представленным витрокластами и кристаллокластами (преобладают последние), т.е. это витро-кристаллокластические туфы. Иногда присутствует незначительная примесь литокластов, в вивентекской и вышележащих свитах в туфах часто много пемзы. Только в составе некоторых туфовых пластов утхолокской свиты литокласты (андезито-базальты) вместе с кристаллокластами (плаггиоклазы до № 60) играют значительную роль и образуют преимущественно кристалло-литокластические и лито-кристаллокластические туфы. Эта нижняя часть туфовых пластов часто имеет четко выраженную тонкую горизонтальную слоистость (см. рис. 10, В), как правило, на фоне постепенного уменьшения крупности кластического материала от псаммитового до алевритового (см. рис. 10, Б), сопровождающегося изменением соотношения слагающих компонентов: уменьшается относительное количество лито- и кристаллокластов и увеличивается роль витрокластов.

Верхняя же часть туфовых пластов сложена тонким алевропелитовым преимущественно витрическим материалом с небольшим количеством кристаллокластов. Она обычно отчетливо обособляется от нижней и в ней почти не заметно слоистости.

Мощность нижней, псаммитовой, части редко достигает половины мощности всего пласта, обычно она гораздо меньше, а нередко псаммитовый материал и вовсе отсутствует в строении туфовых прослоев.

Номер образцов							
31	32	34	39	44	50	74	77
53,72	54,86	46,75	54,18	52,27	42,09	59,80	58,82
0,64	0,51	0,93	0,66	0,23	0,68	0,76	0,85
15,14	14,75	14,56	15,26	18,46	17,68	14,67	14,04
4,62	3,87	7,67	3,34	3,53	2,46	2,23	3,43
1,37	1,02	2,71	1,00	0,96	1,36	1,99	2,66
0,03	0,02	0,05	0,11	0,05	0,11	0,08	0,07
2,58	2,16	5,79	4,64	2,46	6,85	2,52	3,38
3,46	2,55	3,61	2,93	2,78	4,15	1,58	3,08
2,57	3,43	1,76	1,76	2,70	1,41	2,70	2,43
0,79	0,88	0,55	0,67	1,27	1,35	3,29	1,16
7,55	6,54	5,97	6,83	6,43	7,95	7,66	5,89
7,09	9,15	6,95	6,89	7,67	8,03	1,91	3,57
0,19	0,07	0,94	0,14	0,04	0,09	0,21	0,22
0,16	Нет	1,22	1,22	0,70	5,36	0,64	0,16
Нет	"	0,10	0,04	Нет	Нет	Нет	Нет
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
99,91	99,81	99,56	99,67	99,55	99,57	100,04	100,18

ская свита; обр. 24, 30, 31, 32 - вивентекская свита; обр. 34, 39 - утхолокская свита; обр. 77 - пестроцветная свита, о. Карагинский.

Нижние контакты туфов с вмещающими породами слабоволнистые, резкие (см. рис. 10, Г); под микроскопом видно внедрение пеплового материала в нижележащие отложения. Верхний контакт отражает постепенный, но быстрый переход через тонкие горизонты туффитов в выше лежащие породы.

В некоторых случаях наблюдается усложнение подобной нормальной градационной слоистости, связанное с несколькими причинами.

1. Ниже пласта туфа с описанной прямой градационной слоистостью залегает еще один пласт, обычно алевропелитовый, витрокластический, который лишь в редких случаях в нижней части также состоит из псаммитового материала. Такое усложнение связано с двукратным близким по времени поступлением больших масс пирокластического материала.

2. В туфах ильинской свиты, верхней части кулувенской и нижней части кагерской свит горизонтальная слоистость нарушается внутрислоевыми размывами, присутствием в некоторых частях прослоев следов оползания осадка, линзовидной и косой слоистости, замывом в тонкообломочный пепловый осадок более грубого как пирокластического, так и терригенного материала (рис. 11). Такие нарушения свидетельствуют об относительной подвижности придонной воды.

3. Своеобразны туфы, в наиболее типичном виде и чаще всего встречающиеся в утхолокской свите. Они имеют трехчленное строение. В этих пластах ниже туфа с нормальной тонкой градационной слоистостью, состоящего из двух частей (псаммитовой и пелитовой), залегает третий слой, сложенный крупнопсаммитовым кристалло-литокластическим материалом, состоящим из смеси

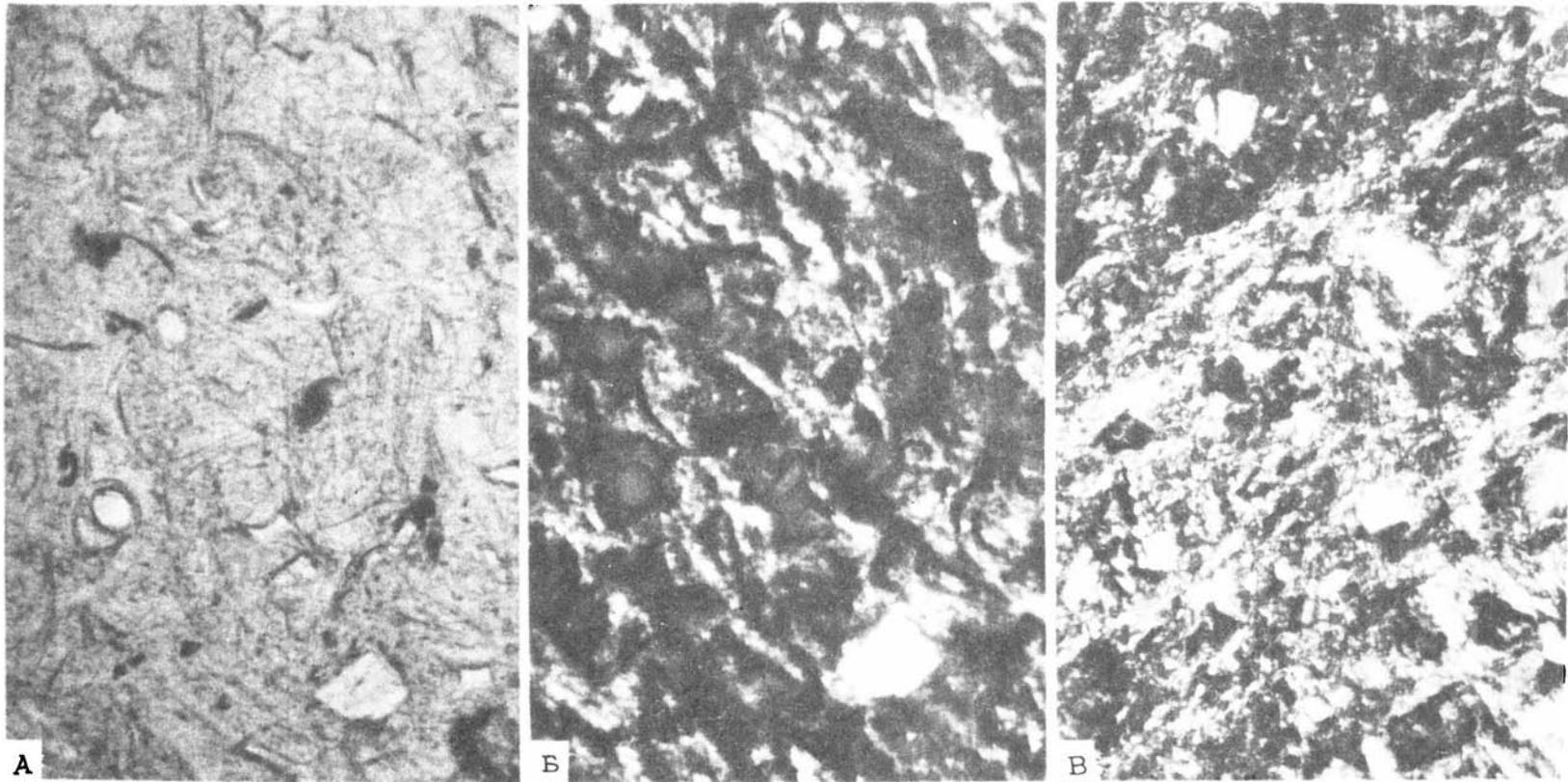


Рис. 9. Кристалло-витрокластические туфы. Шлифы, увел. около 420

А - витрокластическая структура в глинизированном и цеолитизированном туфе, ник. 1; Б - то же, ник. 2; В - текстуры глинистых минералов в интенсивно глинизированном туфе, ник. 2

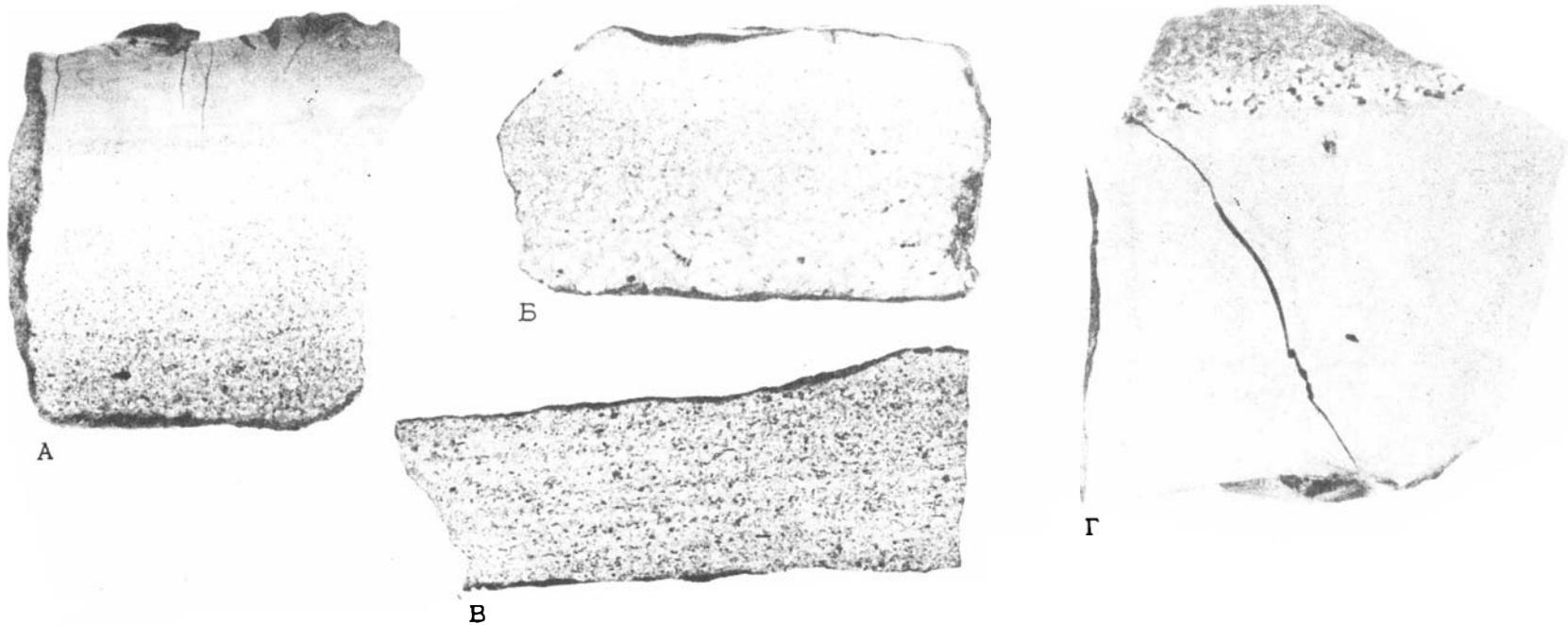


Рис. 10. Характер слоистости в туфах. Прошлиф., нат. вел.

А - прямая градационная слоистость, видны нижняя псаммитовая часть и верхняя - пелитовая; Б - уменьшение зернистости в псаммитовой части снизу вверх; В - слоистость подчеркивается ориентировкой частичек биотита; Г - нижний контакт с алеврито-песчаным кремнистым туфоаргиллитом

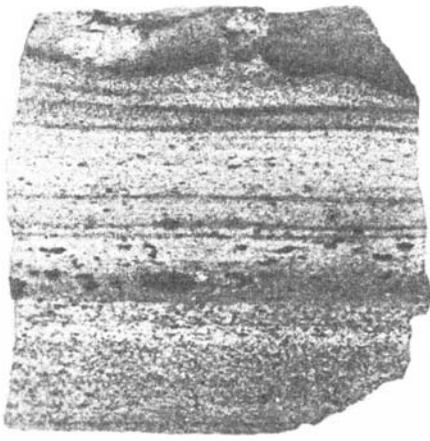
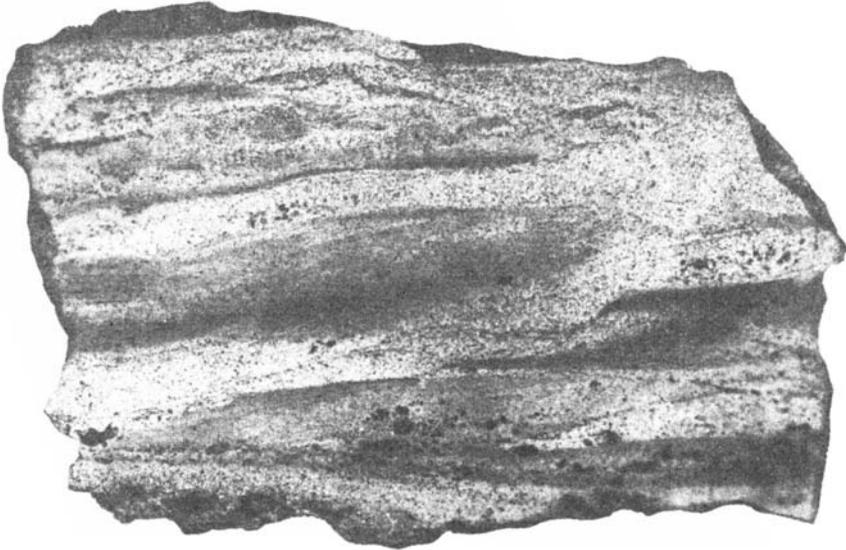


Рис. 11. Характер нарушений прямой градиционной слоистости в туфах ильинской свиты. Пршлиф., нат. вел.



пирокластического, окатанного терригенного и тефрогенного материала (включая обломки осадочных и метаморфических пород). Обломки заключены в пелитовую массу и сортированы гораздо хуже, чем в перекрывающем туфе, но все же весьма отчетливо постепенное уменьшение их крупности снизу вверх до мелкосаммитовой размерности. Эти части туфовых пластов очень напоминают туфовые турбидиты, описанные для ирендыкской и улугауской свит Южного Урала (Хворова, Ильинская, 1961; Хворова, Елисеева, 1963, 1965).

Псаммитовые части туфовых пластов из-за их наибольшей проницаемости для движения минерализованных вод часто бывают карбонатизированы. Но нередко карбонатизация захватывает не только весь туфовый пласт, но на некоторую толщину и соседние породы: в результате образуется единый "пласт", который легко принять за пелитоморфный известняк.

Кремнистые породы. Формально эти породы миоцена Камчатки следует относить к группе пород смешанного состава, но они рассматриваются особо, так как отличаются высокой кремнистостью. На примере этих пород можно восстановить первичную природу кремнезема и характер его постседиментационного изменения. Кремнистые породы по форме нахождения в них кремнезема можно свести к трем основным типам (Гречин, 1971).

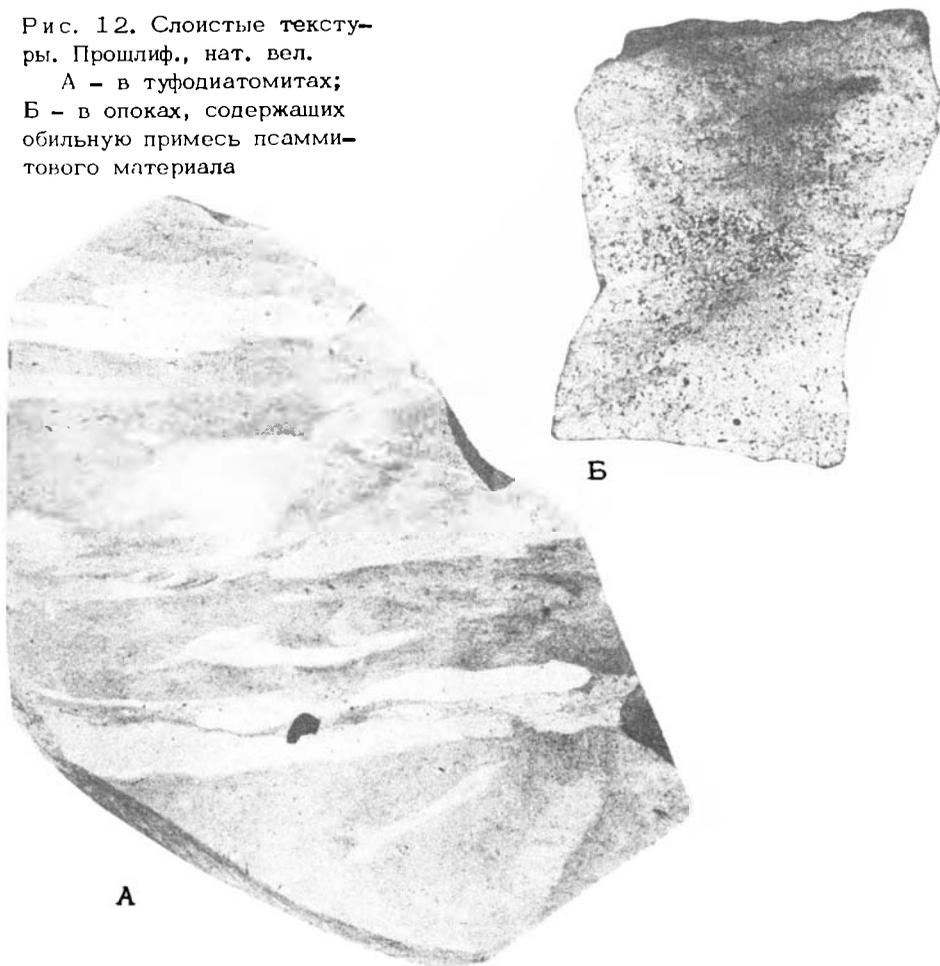
Первый тип – это породы, в которых свободный кремнезем присутствует в виде опаловых панцирей диатомовых водорослей, лишь частично перекристаллизованных. Второй тип – породы, сложенные скрытокристаллическим или слабо раскристаллизованным кремнеземом, в основном кристобалитом. Третий тип – породы, в которых кремнезем присутствует также в виде скрытокристаллического или очень тонко раскристаллизованного вещества, но преимущественно в форме кварца (халцедона). Между этими типами существуют переходные разновидности.

Первый тип кремнистых пород представлен диатомитами и туфодиатомитами, распространенными в какертской свите. Под названием "туфодиатомиты" в настоящей работе понимаются породы, состоящие из смеси органических остатков, пирокластического и терригенного материала, пелитовой опалово-глинистой массы. Распределение всех этих компонентов в пределах одного слоя и даже одного куска породы очень неравномерно, поэтому давать более точные номенклатурные наименования представляется нецелесообразным, а используемый термин достаточно точно определяет породу как смесь различного материала с преобладанием органично-кремнистого и пеплового компонентов. Чистые диатомиты в миоцене Камчатки встречаются редко; почти всегда присутствует та или иная примесь некремнистого материала.

Туфодиатомиты и диатомиты – легкие породы, желто-серые, голубоватые, при выветривании становятся белесыми, имеют землистый излом. Слоистость в них выражена неотчетливо, кластический материал либо равномерно рассеян, либо образует небольшие гнездовидные скопления или мелкие, неправильной формы линзочки. Отмечаются следы взмучивания, ходы илоедов (рис.12,А).

Рис. 12. Слоистые текстуры. Пршлиф., нат. вел.

А – в туфодиатомитах;
Б – в опоках, содержащих обильную примесь псаммитового материала



Органогенно-кремнистая составляющая (20–80%) туфодиадомитов (рис. 13) представлена в основном панцирями диатомовых, небольшим количеством спикул губок, единичными радиоляриями. Некоторые панцири диатомей несут следы растворения. По краям они как бы размыты, не имеют четких контуров и сливаются с пелитовой кремнисто-глинистой массой.

Многочисленны выделения пирита, частично или полностью выполняющие внутреннюю полость диатомей. При растворении кремневой скорлупки они остаются в виде характерных шариков или их сростков, имеющих вид слепка с внутренней поверхности панциря. Пирокластический материал (10–30%) алевритовой и псаммитовой размерности представлен вулканическим стеклом, кристаллами плаггиоклаза (реже пироксена, биотита, роговой обманки) и угловатыми обломками эффузивов, преимущественно среднего состава. Терригенная же примесь состоит из хорошо окатанных обломков (в том числе гравийно-галечной размерности) различных, нередко окварцованных эффузивов, туфов, метаморфических и осадочных пород.

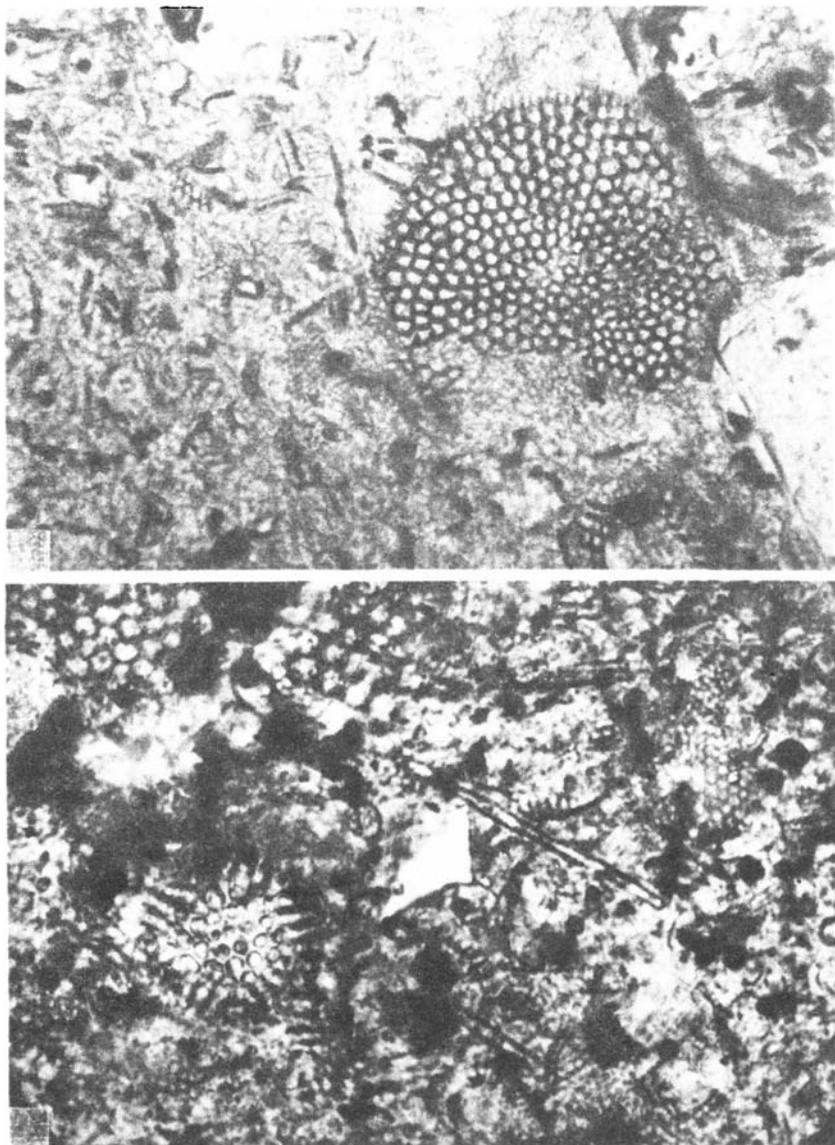


Рис. 13. Туфодиадомиты. Шлифы, ник. 1,увел. около 925

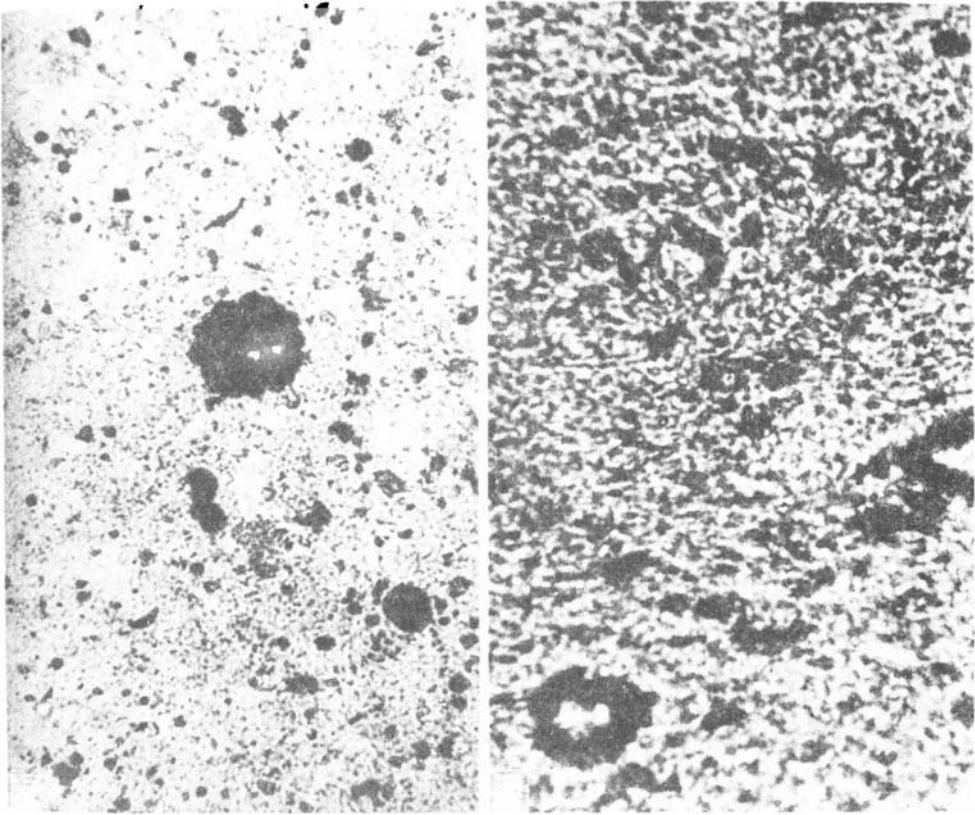


Рис. 14. Опоки. Шлифы, ник. 1, увел. около 925

В пелитовой массе (20–50%), представляющей собой агрегат тончайших чешуек глинистых минералов и частично раскристаллизованного опала, иногда различимы остатки диатомовых и вулканического стекла. По-видимому, основная часть пелитовой массы и образовалась от разложения мельчайшего диатомового детрита. Участие в сложении пелитовой массы продуктов разложения вулканического стекла возможно, но нельзя не отметить, что в ассоциирующих с туфодиатомитами пепловых туфах оно совершенно не затронуто процессами постседиментационного преобразования. Глинистые минералы, по данным рентгеноструктурного изучения, представлены, наряду с преобладающим монтмориллонитом, хлоритом и смешанослойными образованиями типа гидрослюда – монтмориллонит (см. ниже рис. 28, обр. 12).

В табл. 3 приведены химические анализы туфодиатомитов. Содержание SiO_2 в них колеблется от 72 до 62%, Al_2O_3 соответственно от 8,7 до 15%. Эти колебания связаны с изменением относительного количества обломочного и глинистого материала.

Второй тип – это породы, в которых свободный кремнезем присутствует в виде скрытокристаллического или слабо раскристаллизованного вещества, преимущественно кристобалита. Наиболее чистые разности этих пород – опокки – особенно типичны для вивентекской свиты. Это тонкопористые хрупкие породы с характерным фарфоровидным обликом, обычно тонкополосчатые. Они светлые, кремовых, лиловатых, голубоватых оттенков (иногда встречаются и темноокрашенные разности), при выветривании становятся белесыми. В некоторых случаях опокки имеют очень тонкую параллельную горизонтальную слоистость, но обычно слоистые текстуры в них неотчетливо выражены. Чаше всего это мелкая неправильно-линовидная микрослоистость, обусловленная примесью кластического материала, который обычно беспорядочно рассеян в мас-

Таблица 3

Химический состав туфодиадомитов (вес. %)

Компоненты	Номера образцов			
	3	6	7	8
SiO ₂	61,59	65,91	63,46	66,60
TiO ₂	0,72	0,64	0,85	0,42
Al ₂ O ₃	14,79	10,89	12,97	10,31
Fe ₂ O ₃	2,99	3,92	2,76	2,31
FeO	1,43	1,29	1,74	1,44
MnO	0,03	0,06	0,07	0,06
CaO	4,17	2,32	3,71	2,50
MgO	1,06	1,25	0,87	0,82
Na ₂ O	2,60	1,46	2,16	1,68
K ₂ O	1,67	1,52	1,32	1,64
H ₂ O ⁺	4,43	4,66	4,88	6,27
H ₂ O ⁻	1,98	3,24	2,51	2,75
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,09	0,09
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет
C _{орг.}	0,33	0,81	0,38	0,47
S	0,57	0,84	0,69	0,54
SO ₃	1,42	1,70	2,17	1,80
Сумма	99,87	100,59	100,63	99,70

Обр. 3, 6, 7, 8, 9, 11 - какертская свита, Точилинский разрез; обр. 57 - обр. 71 - свита мыса Плоского, о. Карагинский; обр. 88 - маямрафская

се породы. Иногда такая линзовидная микрослоистость обусловлена скоплением растительного детрита. В некоторых случаях видны микрооползневые текстуры (см. рис. 12,Б). Состоят опоки из однородной кремнистой скрытокристаллической массы, содержащей незначительную примесь глинистых минералов и мельчайших фрагментов вулканического стекла. В отдельных участках породы хорошо видна органогенная структура. Обычно же о ней свидетельствуют лишь остатки перекристаллизованных диатомей или их нерастворившиеся части, а также многочисленные, характерной шаровидной формы выделения пирита, подобные таким же образованиям в туфодиадомитах, где они выполняют внутренние полости панцирей диатомей (рис. 14). Довольно часто в породах имеется различное количество (обычно меньшее, чем в туфодиадомитах) примеси пирокластического материала алевритовой размерности, представленного вулканическим стеклом со следами растворения или цеолитизированного, кристаллами плаггиоклаза (№ 25-40), редко - пироксеном, биотитом, роговой обманкой. Обломочная терригенная примесь в породах почти отсутствует. Содержание глинистых минералов в опоках очень незначительно, поэтому рентгеноструктурного их изучения не проводилось. Но в ассоциирующих с ними

Номера образцов

9	11	57	68	71	88
71,98	65,58	63,63	61,84	65,29	63,59
0,51	0,68	0,64	0,76	0,63	0,75
8,71	11,38	12,46	15,01	14,44	15,34
1,60	2,84	4,15	1,91	1,23	2,57
0,93	1,59	0,82	2,28	2,04	1,19
0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
1,67	2,15	3,05	2,05	1,45	3,54
0,71	1,79	1,45	3,08	2,02	0,19
1,20	1,95	2,03	2,43	2,30	1,68
1,19	1,24	1,53	2,44	2,44	2,87
5,19	4,67	4,70	5,30	5,61	3,82
3,06	3,54	4,94	2,37	2,30	3,64
0,06	0,09	0,14	0,09	0,06	0,16
Нет	Нет	Нет	0,06	0,08	Нет
0,64	0,87	0,19	0,36	0,65	0,74
0,61	0,78	-	-	-	-
1,75	1,39	-	-	-	-
99,85	99,87	99,76	100,01	100,57	100,12

какертская свита, Майначский разрез; обр. 68 – юньюнбаямская свита, свита, Пильский разрез, о.Сахалин.

кремнистых туфоаргиллитах, отличающихся от опок только большей ролью глинистого вещества в пелитовой массе, определяется тот же комплекс глинистых минералов, что и в туфодиазомитах (см. ниже рис. 28, обр. 23, 19).

Химические анализы опок приведены в табл. 4. Содержание SiO_2 меняется от 72 до 85%, Al_2O_3 от 4 до 9%. Колебания связаны с изменением содержания обломочного материала, количество глинистого вещества остается постоянно незначительным.

Третий тип представлен породами, которые первые исследователи третичных отложений Западной Камчатки (например, И.Б.Плешаков, Б.Ф.Дьяков) на основании только микроскопического изучения считали кремнистыми и называли кремнистыми сланцами. В дальнейшем сотрудники ВНИГРИ (Т.В.Ухина, 1957; Н.М.Маркин, К.Н.Миронов, 1958; и др.), проведя определение форм кремнезема методом растворимости и неверно отождествив содержание растворимого кремнезема с содержанием свободного кремнезема, стали называть эти породы аргиллитами и алевролитами, и из геологической литературы исчезло представление об их кремнистости. Проведенное различными методами изучение этих пород подтвердило первоначальную точку зрения об их существенно кремнистом составе.

Таблица 4

Химический состав опок (вес. %)

Компоненты	Номера образцов				
	26	27	28	59	60
SiO ₂	82,56	72,77	85,22	77,72	79,93
TiO ₂	0,30	0,55	0,21	0,47	0,34
Al ₂ O ₃	5,38	8,77	3,84	8,99	6,01
Fe ₂ O ₃	0,53	0,77	2,25	1,21	1,51
FeO	0,54	0,86	0,43	0,38	0,43
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
CaO	1,16	1,85	0,80	1,14	1,65
MgO	0,22	0,37	0,76	0,51	0,46
Na ₂ O	1,21	2,43	0,95	0,87	0,68
K ₂ O	0,89	1,39	0,67	1,45	1,10
H ₂ O ⁺	4,48	3,92	4,14	3,14	4,81
H ₂ O ⁻	1,94	2,85	2,10	4,09	2,80
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,02	0,03	0,05
CO ₂	Нет	Нет	0,10	Нет	Нет
C _{орг.}	"	0,52	0,46	0,42	0,77
S	0,57	0,78	-	-	-
SC ₃	0,71	1,10	-	-	-
Сумма	100,58	100,05	99,96	100,39	100,45

Обр. 26, 27, 28 – вивентекская свита, Точилинский разрез; обр. 59, 60, 61 свита, обр. 67 – гаххинская свита, бухта Квачина; обр. 76 – пестроцветная

По многим особенностям (текстурным, структурным, составу) они близки к породам второго типа – опокам; основное отличие заключается в резком преобладании кварцевой формы кремнезема над остальными. Чтобы показать генетическую взаимосвязь пород второго и третьего типов, наиболее высококремнистые последние называют перекристаллизованными опоками. Вместе с ними рассматриваются кремнистые туфоаргиллиты с кварцевой формой свободного кремнезема. Высококремнистые разновидности пород третьего типа наиболее широко распространены в гаххинской свите.

Перекристаллизованные опоки – светло-серые и серые породы, при выветривании становящиеся белесыми. Они более крепкие и плотные, чем опоки; в них отчетливее выражена и пластовая отдельность. В разрезе чередуются плитчатые (0,1–0,3 м) и листоватые (0,01–0,02 м) разности. Состоят эти породы из очень тонко раскристаллизованного кремнезема, незначительного количества глинистого вещества и обычно небольшой примеси пирокластического и терригенного материала. Вулканическое стекло разложено сильнее, чем в опоках. О первичной органической структуре свидетельствуют изредка сохраняющиеся от растворения плохо различимые части створок диатомей и главным

Номера образцов

	61	65	66	67	76	91
	73,51	78,45	88,76	72,32	67,12	30,19
	0,60	0,42	0,21	0,42	0,63	0,31
	7,90	6,53	2,52	9,50	12,02	6,30
	2,22	2,47	1,72	3,12	2,49	3,30
	0,45	0,86	0,58	0,93	2,32	0,67
	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,03
	3,44	1,18	0,59	1,56	1,78	1,72
	Нет	1,13	0,51	1,53	2,40	0,34
	1,16	0,95	0,54	1,49	2,30	0,68
	1,56	1,10	0,49	1,80	2,17	0,89
	4,11	4,42	1,79	4,38	3,99	1,94
	3,80	2,27	1,75	2,63	2,21	2,47
	0,02	0,05	0,16	0,02	0,10	0,08
	Нет	0,14	0,14	0,14	0,14	0,12
	0,87	0,63	0,46	0,62	0,35	1,02
	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-
	99,66	100,62	100,23	100,49	100,06	100,06

-вивентекская свита, Майначский разрез; обр. 65, 66 - вивентекская свита, о. Карагинский; обр. 91 - пильская свита, о. Сахалин.

образом многочисленные выделения сульфидов железа, аналогичные встречающимся в туфоциатомитах и опоках и нередко сохраняющие форму панцирей диатомей.

В кремнистых туфоаргиллитах (рис. 15) много мельчайших изотропных (или почти изотропных) трудноопределимых образований. Только при больших увеличениях удается установить, что часть из них представляет собой остатки полураспорившихся (видимо, перекристаллизованных) панцирей диатомей, а другая - остатки вулканического стекла, скорее всего замещенного цеолитом.

Кремнистые туфоаргиллиты отличаются от перекристаллизованных опок лишь незначительным увеличением количества глинистого вещества в пелитовой массе, подавляющая роль в сложении которой принадлежит, однако, свободному кремнезему. В них присутствует также чуть большая примесь обломочного материала, представленного в основном вулканическим стеклом и неизменными кристаллами плагиоклаза (пирокластический материал), обломками эффузивов, осадочных и метаморфических пород (терригенный материал). Обломочный кварц крайне редок. Для нижних частей разреза (аманинская свита и низы гахчинской) характерно присутствие в кремнистых породах тонкораспыленного карбоната.

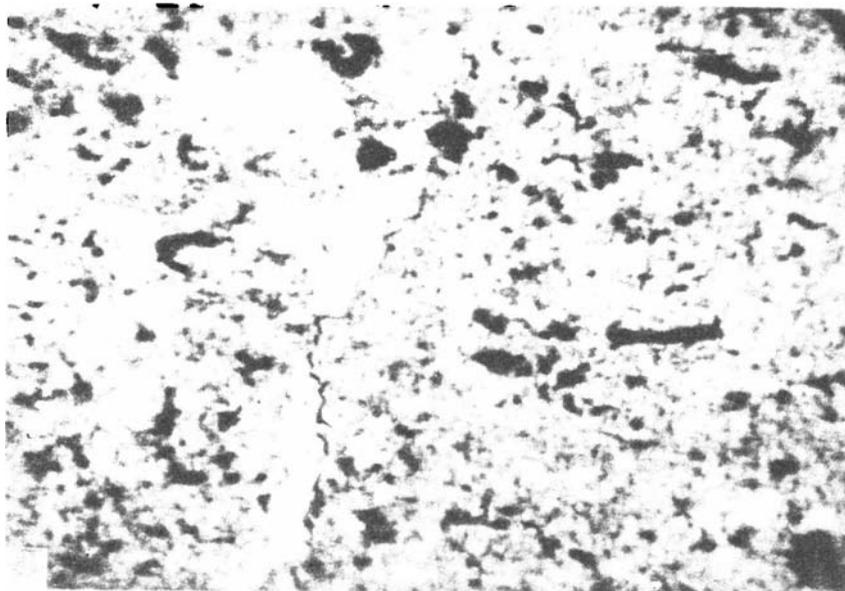


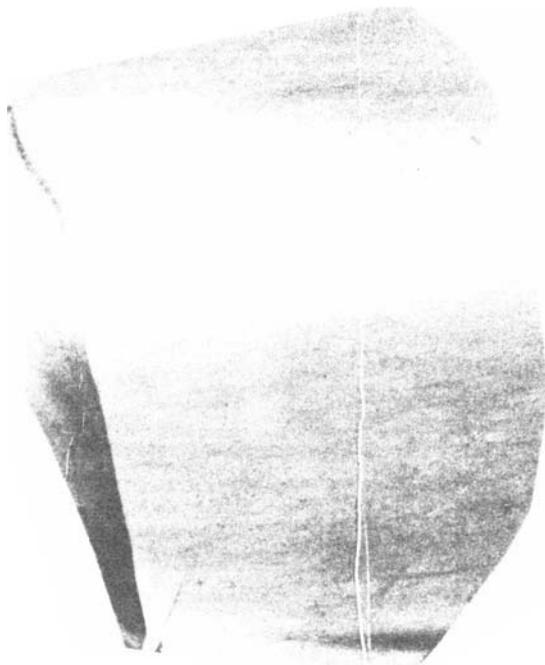
Рис. 15. Кремнисты туфоаргиллит (аманинская свита). Шлиф, ник. 1, увел. около 925

Слоистость в кремнистых породах гахкинской свиты неотчетлива. Иногда она выражена в чередовании по 2–5 см относительно темных и светлых разностей, имеющих нечеткие границы между собой (рис. 16, А). Кроме того, видны тонкие (миллиметры) разноориентированные линзочки скоплений растительного детрита, а также мелкие гнезда обломочного материала. В кремнистых туфоаргиллитах аманинской свиты слоистость неправильная пологоволнистая, как бы растрепанная, очень тонкая (см. рис. 16, Б), обычно слабо выраженная. Более отчетливо она видна там, где подчеркивается скоплением тончайшего органического детрита (более темный цвет) или несколько отличающимся по гранулометрии осадком. В кремнистых туфоаргиллитах аманинской свиты отмечаются следы жизнедеятельности илоедов (рис. 17).

Во фракции $< 0,001$ мм в перекристаллизованных опоках содержится очень мало глинистых минералов (во фракцию попадает главным образом аутигенный кварц). Все же в них и в кремнистых туфоаргиллитах низов разреза рентгеноструктурным анализом устанавливается присутствие хлорита и смешанослойных образований типа гидрослюда – монтмориллонит (см. ниже рис. 29, обр. 49, 55), в верхах гахкинской и в утхолокской свите – монтмориллонита, хлорита и смешанослойных образований (гидрослюда – монтмориллонит, хлорит – вермикулит).

Химические анализы перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов приведены в табл. 5. Содержание SiO_2 в зависимости от относительно количества обломочной и глинистой примеси колеблется от 86 до 70%, а Al_2O_3 – от 4 до 10% соответственно. Листоватые разности содержат гораздо меньше SiO_2 , чем сами перекристаллизованные опоки (ср., например, анализы обр. 49 и 51). В этой же таблице приведены анализы алевролитических кремнистых туфоаргиллитов (обр. 36) и их аналогов, сильнее обогащенных глинистым веществом (обр. 84 и 87 с о. Карагинского и п-ова Ильпинского), характеризующихся низкими содержаниями кремнезема.

Сравнительное изучение охарактеризованных трех типов кремнистых пород приводит к выводу об их единой первично–органогенно–кремнистой природе.



А



Б

Рис. 16. Характер слоистости. Прошлиф., нат. вел.

А - в перекристаллизованных опоках (гаххинская свита), Б - в кремнистых туфоаргиллитах (аманинская свита)

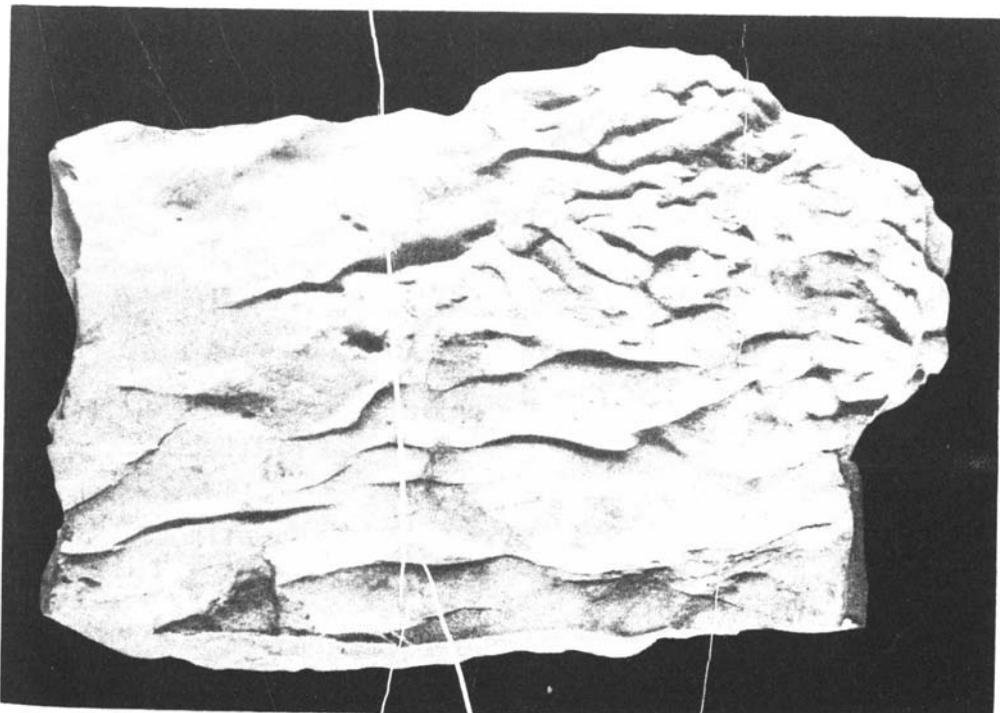


Рис. 17. Ходы илоедов в кремнистых туфоаргиллитах аманинской свиты. Нат. вел.

Таблица 5

Химический состав перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов

Компоненты	Номера образцов					
	33	36	40	43	47	48
SiO ₂	73,38	66,27	73,63	75,45	86,62	72,70
TiO ₂	0,60	0,87	0,57	0,47	0,29	0,55
Al ₂ O ₃	9,25	13,18	9,00	7,91	4,13	9,37
Fe ₂ O ₃	2,32	2,65	2,48	3,00	1,44	1,82
FeO	1,29	1,30	1,89	0,89	1,00	2,60
MnO	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03
CaO	1,61	2,15	1,19	1,27	0,95	1,27
MgO	0,89	1,02	1,39	1,46	0,51	2,19
Na ₂ O	1,68	2,00	1,89	1,77	0,78	1,46
K ₂ O	1,77	2,44	1,75	1,62	0,76	1,76
H ₂ O ⁺	3,35	3,54	3,80	3,79	1,99	2,84
H ₂ O ⁻	1,70	2,11	1,51	2,02	0,33	1,76
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	0,08	0,72
C _{орг.}	0,64	0,60	0,45	0,63	0,60	0,54
S	0,67	0,77	-	-	0,56	-
SO ₃	0,66	0,85	-	-	0,33	-
Сумма	100,03	99,76	99,66	100,36	100,56	99,68

Обр. 33, 36, 40 – утлохская свита, обр. 43, 47, 48, 49, 51 – гаххинская свита, обр. 55, 56 – аманинская свита, Точилинский разрез; обр. 63 – гаххинская свита, Майначский разрез; обр. 84 – ильхатунская свита, о. Ка-

Во всех трех типах кремнистых пород часто встречается мелкий обугленный растительный детрит, нередко карбонатные конкреции, в которых органическая структура зачастую сохраняется лучше, чем во вмещающих породах, и присутствуют остатки бентосной фауны с известковой раковиной. Ископаемые комплексы моллюсков, представленные сравнительно небольшим количеством форм довольно однообразного систематического состава, как и структурно-текстурные особенности содержащих их осадков, свидетельствуют о формировании отложений в пределах шельфовой области моря, вне зоны взмучивания осадков волнениями. Породы второго и третьего типов образовались, по-видимому, в относительно более глубоководных условиях, чем туфоадиомиты.

Кремнистые породы связаны постепенными переходами и переслаиваются с породами смешанного состава. В тонкообломочных разностях этих пород кремнистое вещество играет значительную роль, входя в состав связующей массы, количество которой достигает 50%. В этих породах органическая структура нередко сохраняется лучше, чем в более "чистых" кремнистых породах того же стратиграфического уровня. Характерен парагенез кремнистых пород с витрокластическими и кристалло-витрокластическими туфами, которые образуют многочисленные прослой в кремнистых толщах и отчетливо обособляются

Номера образцов							
49	51	55	56	63	84	87	92
82,39	69,56	70,50	74,83	80,45	63,29	60,92	87,37
0,34	0,68	0,62	0,49	0,42	0,85	0,92	0,27
5,90	10,80	10,76	8,53	6,43	14,25	14,56	4,14
1,70	2,18	2,40	1,75	1,87	2,03	3,13	0,74
1,23	2,32	2,45	2,43	0,78	3,43	3,06	0,54
0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,03	0,08	0,01
1,25	1,80	1,56	1,33	0,89	1,65	2,44	1,32
0,81	1,28	1,60	1,39	0,78	2,50	2,37	0,07
1,09	1,76	1,89	1,62	1,08	2,30	2,00	0,53
1,67	1,49	1,96	1,43	1,04	2,44	2,58	0,74
2,19	4,22	3,77	2,42	4,01	3,57	3,34	1,39
0,71	1,65	1,09	0,94	1,48	1,82	3,42	1,35
0,09	0,33	0,06	0,09	0,05	0,11	0,18	0,05
Нет	Нет	0,48	2,70	Нет	0,14	Нет	Нет
0,40	1,48	0,71	0,68	0,87	1,06	0,71	0,97
0,70	-	-	-	-	-	-	-
0,33	-	-	-	-	-	-	-
100,21	99,56	99,87	100,67	100,16	99,47	99,71	99,49

рагинский; обр. 87 – ратегинская свита, п-ов Ильпинский; обр. 92 – пиль-
ская свита, о. Сахалин.

от кремнистых пород. Под пластами туфов и в тонких переходных горизонтах от них к вышележащим породам органогенная структура осадков также иногда сохраняется лучше, чем в "чистых" разностях. Кремнистые породы разных типов содержат одинаковый комплекс глинистых минералов, имеют одинаковый состав тяжелой фракции, состоящей на 99% из аутигенного пирита.

Все эти общие черты кремнистых пород, а также те их особенности, которые отмечались при описании отдельных типов, приводят к заключению о единой первично-органогенной природе кремнезема во всех описанных кремнистых породах. К тому же выводу приводят и более общие соображения, например, о невозможности хемогенной садки кремнезема из морской воды в обычных условиях из-за ее резкого недосыщения кремнеземом (Страхов, 1966). А преобразование пеплов, которые в принципе могли бы явиться исходным материалом для образования кремнистых пород, в пределах всего Тихоокеанского пояса, по крайней мере в неогеновых отложениях, идет в направлении образования бентонитов, а не кремнистых пород. Те же самые процессы образования цеолитов и монтмориллонита наблюдаются и в гомогенных пепловых прослоях изученных разрезов, где пеплы отличаются от кремнистых пород и целым рядом других особенностей (состав, стратификация, слоистость, тяжелая фракция и пр.).

Кремнезем, освобождающийся при глинизации вулканического стекла, может лишь дополнительно обогащать первично преимущественно органогенно-кремнистые породы.

Возникновение же разных типов кремнистых пород из первично-органогенно-кремнистых осадков связано с постседиментационным перераспределением кремнезема и изменением его минеральной формы. При переходе от туфодиатомитов к опокам наблюдается постепенное исчезновение органогенной структуры и постепенная перекристаллизация опала в кристобалит.

Породы смешанного состава. Эти породы образуют наиболее многообразную группу. Их слагают совместно все принимающие участие в образовании миоценовых пород породообразующие компоненты: терригенный и пирокластический материал, пелитовая масса, состоящая из глинистого вещества и первично преимущественно органогенного свободного кремнезема. В различных породах меняется в широких пределах лишь соотношение компонентов, состав каждого из них остается при этом более или менее постоянным.

Между отдельными разновидностями пород существуют все взаимопереходы, и даже формальную границу между ними трудно провести. Согласно рекомендациям Всесоюзного семинара по классификации и номенклатуре вулканогенно-осадочных пород, состоявшегося в 1968 г. в г. Тбилиси (Классификация и номенклатура..., 1970), большинство смешанных пород относится к группе паратуффитов (содержат менее 50% пирокластического материала) и названы туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками. При содержании пелитовой массы в породах более 25% и в зависимости от относительного количества свободного кремнезема и глинистого вещества в ее составе к этим названиям добавляются определения "кремнистый" или "слабо кремнистый" (туфоаргиллиты), "глинисто-кремнистый" или "кремнисто-глинистый" (туфопесчаники и туфоалевролиты). В пелитовой массе большинства пород подавляющая роль принадлежит свободному кремнезему, а глинистое вещество играет подчиненную роль.

Отдельные породообразующие компоненты уже описаны при рассмотрении других типов пород, поэтому здесь можно дать лишь краткую характеристику разновидностей пород смешанного состава.

В зависимости от содержания обломочного материала в пелитовой преимущественно кремнистой массе можно выделить непрерывный ряд пород, связанных постепенными взаимопереходами: кремнистые туфоаргиллиты – до 25%, алевритистые и псаммитово-алевритистые кремнистые туфоаргиллиты – 25–50%, глинисто-кремнистые туфопесчаники и туфоалевролиты – 50–75%, туфопесчаники – больше 75%.

Первая разновидность описана при характеристике кремнистых пород. Вторая и третья похожи друг на друга. Распространены они преимущественно в утхолокской, в низах вивентекской, кулувенской и какертской свит. Это серые и зеленовато-серые, при выветривании становящиеся белесыми, крепкие породы, имеющие землистый излом. Они имеют неправильную линзовидную слабоволнистую слоистую текстуру, много разноориентированных, изогнутых в виде слабовыпуклых гребней, линзочек обломочного материала, а также его гнездовидных скоплений (рис. 18). Довольно много хорошо окатанной "плавающей" гальки, особенно обильной в утхолокской свите, где часто встречаются и валуны. Много обугленного растительного детрита, представленного остатками как наземной растительности, так и водорослей. Под микроскопом пелитовая масса слабо действует на поляризованный свет, микрозернистая или скрытокристаллическая; различимы чешуйки глинистых минералов, имеющие агрегатное угасание. Видны фрагменты полурастворившихся и замещенных цеолитом вулканических стекол, полурастворившиеся остатки диатомовых водорослей, в утхолокской и вивентекской свитах лишь изредка сохраняющие сетчатую скульптуру поверхности (вверх по разрезу такие остатки с сохранившейся скульптурой поверхности встречаются все чаще).

Обломочный материал алевритовой и псаммитовой размерности плохо сортирован, зачастую трудно выделить какую-либо преобладающую фракцию. Терригенный материал представлен в той или иной степени окатанными обломками



Рис. 18. Характер слоистости в породах смешанного состава утхолокской свиты. Пршлиф., нат. вел.

(алевритовый материал несет лишь слабые следы обработки и не всегда) разнообразных пород, среди которых преобладают основные – средние эффузивы, в различной степени раскристаллизованные и измененные вторичными процессами. Много обломков кремнистых пород (в том числе яшм), других осадочных и метаморфических пород. Редки обломки интрузивных и жильных пород. Очень редко встречаются галька гранитоидов, обломки угля. К терригенному материалу относятся также несущие следы обработки и нередко в той или иной степени измененные плагноклазы (преобладают олигоклаз–андезины, более основные редки), немногочисленные обломки кварца, очень редкие калишпаты, окатанные обломки слабо измененных цветных минералов (пироксена, роговой обманки).

Пирокластический материал представлен главным образом не несущим никаких следов обработки вулканическим стеклом, аналогичным стеклу в туфах, очень редко встречается палагонитизированное базальтовое стекло. В вивентекской и вышележащих свитах много белой волокнистой пемзы. Плагноклазы, так же как в туфах, имеют свежий облик. Они оскольчатые или сохраняют кристаллографические очертания, иногда анальцитизированы, по составу – олигоклаз–андезины, реже более основные. Цветные минералы те же, что и в туфах. Литокласты представлены неправильной формы обломками эффузивов, преимущественно андезитов со стекловатой основной массой, базальты редки, еще реже встречаются дациты. Встречаются зерна глауконитоподобного минерала, не только образующего коллоидные выделения, но и развивающегося по вулканическому стеклу и по стекловатой массе некоторых эффузивов. Особенно много глауконита в туфопесчаниках, представляющих собой крайний член описываемого ряда пород. Туфопесчаники распространены незначительно (в кулувенской свите, частично в ильинской, а в Майначском разрезе также и в основании гакхинской свиты), состоят из смеси преобладающего терригенного материала с пирокластическим, представленным витро-, кристалло- и литокластами. Цемент в породах базальный глинисто–цеолитовый, нередко с примесью свободного кремнезема.

Во фракции < 0,001 мм всех этих пород, кроме преобладающего монтмориллонита, отмечается примесь хлорита, гидрослюда и смешанослойных образований (см. ниже рис. 28, 29, обр. 17, 64), редко каолинита. В некоторых случаях эта примесь может отсутствовать.

По тому же принципу (изменение относительного количества обломочного материала) подобный описанному выше непрерывный ряд можно наметить для гораздо менее распространенных пород, в лелитовой массе которых глинистое вещество преобладает над свободным кремнеземом: слабо кремнистые туфоаргиллиты – до 25%, алевритистые и псаммитово–алевритистые слабо кремнистые туфоаргиллиты – до 25–50%, кремнисто–глинистые туфоалевролиты и туфопесчаники – 50–75%. Эти породы характеризуются темным зеленовато–серым цветом, некрепко сцементированы, легко рассыпаются в труху, отличаются очень плохой сортированностью обломочного материала, присутствием не только большого количества хорошо окатанной гальки, но и валунов различного размера (состав обломочного материала примерно тот же, что и в других породах смешанного состава, но обычно сильно преобладает терригенный). Распространены эти породы почти исключительно в утлолокской свите. Подобные породы, встречающиеся в некоторых горизонтах гакхинской свиты Майначского разреза, не содержат такого обилия грубообломочного материала.

Подводя итог сказанному в этой главе, еще раз напомним, что главнейшими породообразующими компонентами изученных отложений служат обломочный терригенный материал, аллотигенное и аутигенное глинистое вещество, продукты взрывной вулканической деятельности, первично органический кремнезем.

Терригенный обломочный материал характеризуется полимиктовым составом, одинаковым во всех частях изученных разрезов. Особенностью его является относительно свежий облик обломков и преобладание эффузивов преимущественно основного – среднего состава, присутствие обломков разно-

образных осадочных и метаморфических пород. Характерно преобладание среди плагиоклазов олигоклаз–андезинэв, небольшое количество кварца, редкость калишпатов. Характер обломочного материала, несколько меняясь по гранулометрическим фракциям, в целом остается более или менее постоянным как в вертикальном разрезе, так и на изученной площади. По данным Н.М. Маркина с соавторами (1966 и 1969 гг.), в южной части Западно–Камчатского прогиба, при приближении к Срединному массиву кристаллических пород, в составе отложений увеличивается роль кварца, калишпатов и гранитоидной гальки.

Глинистый материал, по данным рентгеноструктурного изучения, представлен монтмориллонитами, гидрослюдой, хлоритом и различными смешанослойными фазами (например, гидрослюда – монтмориллонит, хлорит – вермикулит). Каолинит отсутствует или его очень незначительное количество. Весьма характерно, что в разных частях разреза в туфах развиты исключительно монтмориллониты. Они являются аутигенными продуктами замещения вулканического стекла и образуют коллоидные выделения в ассоциации с цеолитами; характерны также петельчатые и сложные спутанно–струйчатые текстуры, подчеркивающие первичную витрокластическую структуру осадка. В смешанных породах наряду с монтмориллонитами отмечаются в том или ином количестве гидрослюда, хлорит и смешанослойные образования. Они широко распространены даже в верхних частях разреза, где пирокластический материал почти или совсем не затронут вторичными изменениями. Перечисленные глинистые минералы в этом случае можно считать терригенными или во всяком случае продуктами трансформации аллотигенного глинистого вещества. Для них характерны ориентированные текстуры с агрегативным угасанием. Однако в тех частях разреза, где широко развиты процессы монтмориллонитизации пирокластического материала, невозможно оценить роль аутигенных и аллотигенных монтмориллонитов.

Пирокластический материал, в отличие от терригенного, редко встречающегося вне смеси с другими компонентами, не только является одной из составных частей пород смешанного состава, но и образует очень частые самостоятельные прослои среди других пород и обычно характеризуется отсутствием окатанности. Характерно преобладание вулканического стекла. В целом состав его в вертикальном разрезе и на изученной площади остается более или менее постоянным и близким к андезито–дацитовому, только в утлолоксской свите значительная роль принадлежит более основному, преимущественно кристалло–литокластическому материалу, а в других свитах основной пирокластический материал встречается редко.

Свободный кремнезем в миоценовых отложениях, как это явствует из характеристики кремнистых пород и было показано автором ранее (Гречин, 1971), имеет первично–органогенную природу. Основными поставщиками его в осадок служили диатомовые водоросли, в меньшей степени – спикулы губок. Органогенная структура пород хорошо сохраняется только в верхних частях разреза. Исчезновение ее вниз по разрезу и превращение кремнезема в скрытокристаллический или очень тонко раскристаллизованный агрегат сопровождается изменением его минеральной формы. Свободный кремнезем не только образует довольно высококремнистые разности пород, но и в качестве одного из главных компонентов входит в состав большинства смешанных пород. Можно с уверенностью констатировать главенствующую роль свободного кремнезема и подчиненную глинистых минералов в сложении пелитовой массы таких пород.

Относительная роль основных породообразующих компонентов в изученных разрезах иллюстрируется рис. 4–6. В графе I на каждом рисунке в схематизированном и приближенном виде изображено изменение соотношения обломочного материала (терригенного и пирокластического) и пелитоморфной составляющей различных пород в разрезах (не учитываются туфовые пласты). Эта оценка, хотя и очень приблизительная, все же дает наглядное представление об относительной роли этих породообразующих компонентов и об общей тенденции изменения их соотношения. Хорошо видно сильное преобладание пелито–

морфной составляющей¹ пород в сложении большей части разреза. Если теперь вспомнить о подавляющей роли свободного кремнезема в составе пелитовой массы большинства пород, то становится очевидной та огромная роль, которую играло органогенно-кремнистое осадконакопление в формировании изученных отложений (изменение относительной роли кремнезема по разрезу показано в графе IV). Роль свободного кремнезема не только соизмерима, но часто значительно больше роли терригенного и пирокластического материала. Во всех разрезах соблюдается общая тенденция к увеличению роли обломочного материала в целом и терригенного компонента в частности вверх по разрезу.

На фоне этой общей тенденции в разрезах можно выделить несколько уровней, на которых увеличивается относительная роль материала, поступавшего от разрушения суши. Это – низы миоценового разреза (песчаники основания гакхинской свиты – Майначский разрез, туфоаргиллиты аманинской свиты с относительно большой ролью аллотигенных глинистых минералов – Точилинский разрез), утхолокская, верхи кулувенской и какертской, ильинская свиты.

В графе II приведены данные о числе и суммарной мощности туфовых пластов и график изменения ее отношения к мощности включающей свиты или ее части. Относительное увеличение роли пирокластического материала отмечается для среднего миоцена. В целом же (если учитывать материал в смешанных породах и в гомогенных пластах) роль продуктов взрывной вулканической деятельности в формировании осадков была вполне соизмеримой с ролью материала, поступавшего от разрушения суши. Непрерывность влияния на миоценовую седиментацию всех трех главных источников вещества (размыв суши, вулканическая деятельность, жизнедеятельность организмов) становится особенно очевидной, если не ограничиваться изучением небольшого района, а рассматривать регион в целом. Возможность накопления того или иного типа осадков обуславливалась многочисленными факторами. В распределении материала в морском бассейне немалую роль играет его гидродинамика, глубина, удаленность берегов и очагов извержений и т.п. Некоторые из этих вопросов будут рассмотрены в специальной главе.

¹ В состав ее включены также сохранившиеся панцири диатомей, часто имеющие алевритовую размерность.

ОСНОВНЫЕ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Изучение мощных непрерывных разрезов отложений, состоящих в общем-то из однообразных (как это явствует из предыдущей главы) исходных компонентов, позволяет проследить направление и интенсивность их катагенетического изменения. Преобразование осадка, выражающееся, в частности, в постседиментационном минералообразовании и перераспределении вещества, согласно существующим представлениям (Страхов, 1953), начинается на ранних стадиях его существования. Однако многие диагенетические минеральные новообразования в значительной степени видоизменяются или даже уничтожаются последующими преобразованиями. В изученных отложениях на разных этапах диагенеза сформировались широко распространенные пирит, глауконит, геннойши и многочисленные карбонатные конкреции иного вида, а также некоторые другие образования. Но не они и не диагенетические процессы в целом являются основным предметом изучения. В работе основное внимание уделено тем изменениям, которые произошли позднее, в катагенезе, и наиболее сильно сказались на таких важнейших породообразующих компонентах, как органогенный кремнезем и пирокластический материал (главным образом вулканическое стекло). Автор отдает себе отчет в трудности проведения формальной границы между диагенезом и катагенезом, этими двумя стадиями существования осадка (породы). Однако вряд ли можно возражать против того, что отложения какертской свиты (верхней части изученного интервала разреза), перекрытые толщей плющен-четвертичных осадков не менее чем 350-метровой мощности, диагенетическую стадию прошли. Перекрывающие отложения в своих морских фациях по степени вторичных преобразований несильно отличаются от какертской свиты¹, но уже в низах ее интенсивность постседиментационных преобразований, например, вулканического стекла, сильно увеличивается. Несомненно, без большой ошибки можно считать, что те постседиментационные изменения, которые отмечаются в породах какертской свиты, отвечают конечным стадиям диагенеза — началу катагенеза.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ОРГАНОГЕННОГО КРЕМНЕЗЕМА

Направленность и интенсивность постседиментационных преобразований первично органогенного кремнезема зависит как от внешних условий, так и от свойств самого органогенного кремнезема и тех новых форм, которые возникли в результате его преобразования. Большое значение имеет растворимость различных форм кремнезема и возможность перехода одних модификаций в другие.

Поскольку основными породообразующими кремневыми организмами служат диатомовые водоросли, то свойства слагающего панцири диатомей кремнезема определяют не только возможности попадания их остатков в осадок, но и ин-

¹ Континентальные фаши могут и отличаться вторичными преобразованиями.

тенсивность постседиментационного преобразования, по крайней мере на ранних стадиях.

Согласно исследованиям Йоргенсена (Jorgensen, 1955), створки диатомей состоят из кремнезема в чистой неорганической форме. По своим свойствам он близок к опалу, рентгеноаморфен и, по данным Левин (Lewin, 1959, 1961), представляет собой полимер с неупорядоченной структурой. Кроме преобладающего кремнезема, количество которого колеблется от 80 до 100% (на сухой остаток), в составе панцирей диатомей обнаружены Al_2O_3 (3,5–1,6%), Fe_2O_3 (1–5%), P_2O_5 (5–2,4%); обнаружены также Na, K, As, J (Виноградов, 1935). Панцири диатомей различных родов содержат неодинаковое количество кремнезема: например, в панцирях мелких *Chaetoceras* его содержание составляет 40% (в расчете на сухой вес), а у *Coscinodiscus* – 75% (Wailes, 1929).

Степень сохранности диатомей, как было показано многими исследователями, зависит от целого комплекса причин.

Несомненно, на скорости растворения сказывается увеличивающаяся поверхность, толщина и размеры створок; очевидно также, что диатомей в покоящейся стадии развития, споры, защищенные от растворения лучше, чем панцири организмов, погибшие в период активной стадии жизни. Панцири отдельных видов могут предохраняться от растворения органической оболочкой с участием группы $Si - O - C$ (Cooper, 1952) или очень прочными кремний-органическими соединениями типа пектиновых кислот (Горюнова, 1958). Большую роль видов *Coscinodiscus* в донных осадках дальневосточных морей С.В. Горюнова объясняет не только этими микрохимическими особенностями строения их панцирей, но и спецификой процесса автолиза, не связанного с разрушением створок при выходе в воду прооплазмы. На основе экспериментальных данных Левин (Lewin, 1961) показала, что ионы некоторых металлов, таких, как Al, Be, Fe, Ga, Cd, Y, способны смениваться с кремнеземом диатомей и создавать защитную неорганическую оболочку, которая влияет как на ход растворения диатомей, так и на срок их окончательного растворения.

Таковы некоторые свойства состава и строения панцирей диатомей, влияющие на возможность их захоронения и сохранения в осадке. Существует и другая группа факторов, связанная в основном со свойствами среды.

На процессы растворения диатомей влияет величина pH в воде бассейна и в иловом растворе. Экспериментальными данными (Jorgensen, 1955; Lewin, 1961) показано, что в резко кислой среде кремнезем диатомей, очищенный от защитных пленок, почти не растворяется, скорость растворения увеличивается при возрастании щелочности и достигает максимума при pH от 8,6 до 9,1 (рис. 19). Однако интенсивное растворение происходит только в начале опытов; уменьшение скорости растворения с течением времени указанные авторы связывают с тем, что SiO_2 присутствует в легко- и трудногидролизуемых формах, которым свойственны разные скорости растворения.

Благоприятно сказывается на сохраняемости панцирей диатомей в период погружения на дно моря низкая температура воды (Горюнова, 1958). Они лучше сохраняются в осадках, насыщенных кремниесилой (Бруевич, 1953). Многие исследователи (Riedel, 1959; Жузе, 1959; и др.) связывают сохраняемость диатомей в донных осадках с темпами седиментации.

Перечень данных, свидетельствующих о многообразии причин различной сохраняемости панцирей диатомей, можно было бы продолжить¹. Но и приведенные данные хорошо объясняют, почему в ископаемом состоянии часто наблюдается лишь частичное сохранение органогенной структуры и почему в породах, почти нацело утративших ее, иногда можно видеть хорошо сохранившиеся остатки кремневых организмов.

Поскольку характер постседиментационных преобразований кремнезема в значительной мере зависит от растворимости различных его форм, ниже приводятся некоторые данные по этому вопросу.

¹ Более полный обзор литературных данных по этому вопросу имеется в работах О.Г. Козловой (1964), У.Г. Дистанова с соавторами (1970) и др.

Большинство работ, посвященных растворимости кремнезема, касается аморфной его разновидности. Как показали многочисленные экспериментальные исследования (Окамото и др., 1963; Краусковф, 1963), растворимость аморфного кремнезема (рис. 20) при обычных условиях равна примерно 120–140 мг/л. Она возрастает при увеличении температуры практически не зависит от величины pH при значениях $\text{pH} < 9$ и резко увеличивается при $\text{pH} > 9$ (причем значение pH, при котором резко возрастает растворимость кремнезема, не зависит от температуры до 100°), уменьшается в присутствии Al^{3+} или Al_2O_3 (важна также концентрация Al^{3+}).

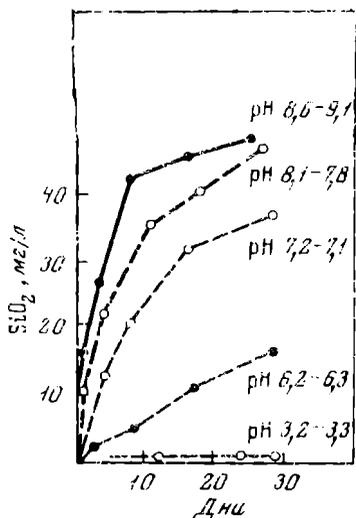


Рис. 19. Влияние pH и времени на скорость растворения диатомей (Lewin, 1961; Jorgensen, 1955)

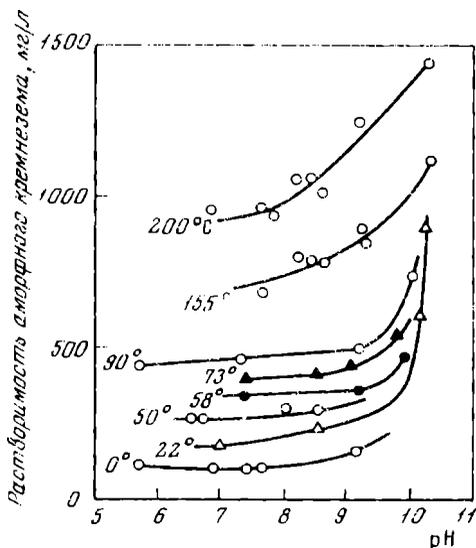


Рис. 20. Растворимость аморфного кремнезема (Окамото и др., 1963)

Биогенный кремнезем по растворимости ближе, чем другие формы кремнезема, стоит к аморфной разновидности (см. рис. 19), но в экспериментах стадия насыщения не была достигнута. Растворимость кремнезема панцирей диатомей уменьшается по мере их fossilization. Однако физические и химические реакции этого процесса и его длительность в целом еще мало известны. Имеются данные о том, что кремнезем fossilized панцирей диатомей по растворимости близок к опалу или в зависимости от степени перекристаллизации к другим кристаллическим модификациям кремнезема. Можно думать, что в диagenезе происходит частичная дегидратация кремнезема органических остатков без существенных нарушений скульптуры их поверхности и образуется опал.

Экспериментальные данные по растворимости кристаллических¹ модификаций кремнезема немногочисленны, что связано с длительностью достижения равно-

¹ По существующим представлениям (Милло, 1968), которые разделяются многими исследователями, большинство природных опалов не являются в строгом смысле слова аморфным веществом, а представляют собой вещество с частичной неупорядоченной структурой кристобалита или тридимита; степень их структурного совершенства изменяется в широких пределах: от почти полной неупорядоченности до той степени упорядоченности, которая свойственна кристобалиту (или тридимиту). Халцедон по своей структуре близок кварцу и отличается от него присутствием участков неупорядоченного кремнезема. Существует мнение, что халцедон отличается от кварца только присутствием субмикроскопических пор (Дир и др., 1966).

весного состояния. Р.Вей и Б.Сиффер, на чьи данные ссылается Ж.Милло (1968), определяют растворимость кварца в 7 мг/л, кристобалита и опала, 20 мг/л и считают эти величины, полученные после двухмесячного опыта, не частичной, а истинной растворимостью (рис. 21). К.Б. Краускопф же (1963), ссылаясь на результаты чужих экспериментов, которые сам он, впрочем, считает неубедительными, пишет об опытах, проведенных почти при точке кипения воды и показывающих, что опал как в виде грубодробленного материала, так и в форме диатомита будет растворяться, образуя раствор с концентрацией, равной по крайней мере 2/3 концентрации, полученной из геля крем-

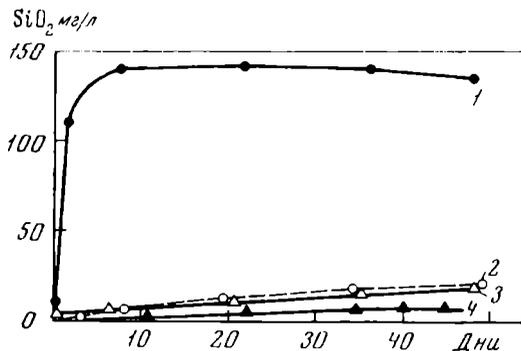


Рис. 21. Растворимость аморфного кремнезема (1), опала (2), кристобалита (3) и кварца (4) (Wey, Siffert, 1961)

незема при тех же условиях. Можно думать, что разные опалы имеют различную растворимость, и это их свойство может быть сравнимо с растворимостью геля кремнезема (однако насколько велико это сходство, остается неизвестным). Кроме того, эти опыты можно расценивать как свидетельство увеличения растворимости опала с ростом температуры.

Растворимость халцедона, определенная в обычных условиях, близка к растворимости кварца, но, по данным К.Пелто (Pelto, 1956), при 95° после 17 часов растворения увеличивается до 50 мг/л, что определенно свидетельствует о некоторой ее зависимости от температуры. Растворимость кристобалита, по мнению С. Мицутани (Mizutani, 1967), подобна растворимости опала.

При всей неясности вопроса о времени достижения равновесной концентрации для различных природных модификаций кремнезема и самой величине этой концентрации, видимо, нельзя не согласиться с представлениями Ж.Милло (1968) о том, что природные формы кремнезема, отличающиеся по своей структуре и степени кристалличности, обладают различной растворимостью, но при этом она значительно уступает растворимости аморфного кремнезема. Кроме того, экспериментальные данные показывают тенденцию к увеличению растворимости с повышением температуры для всех форм кремнезема. Вероятно также, что щелочная среда благоприятствует растворению, особенно при pH > 9, а для органогенного кремнезема и при меньших значениях.

Согласно многочисленным измерениям, концентрация кремнезема в природных водах (за исключением горячих источников) никогда не достигает величины равновесной концентрации аморфного кремнезема (120–140 мг/л). Более того, в морских водах она составляет всего 0,1–5 мг/л у поверхности и может увеличиваться на глубине до 5–10 мг/л. Многими исследователями было показано, что кремнезем в природных водах находится в молекулярно диспергированном виде; его хемогенная садка при таких концентрациях (не достигающих величины равновесной концентрации даже для кварца) в любой минеральной форме невозможна, а происходит, как уже отмечалось ранее и как установлено океанологическими исследованиями (Лисицын, 1966; Лисицын и др., 1966), лишь биогенное осаждение кремнезема из морской воды.

Однако в поровых растворах морских илов концентрация кремнезема может достигать 20–80 и даже 100 мг/л¹. Очевидно, что растворение биогенного кремнезема (а также, возможно, и силикатов) в постседиментационную стадию может приводить и приводит к достижению равновесной растворимости по отношению к любой минеральной форме кремнезема, за исключением аморфного. Если бы поровые воды содержали в растворенном виде только молекулярную кремнекислоту (H_4SiO_4), то теоретически в первую очередь должно было бы происходить осаждение кварца. Однако присутствие в природных растворах разнообразных катионов приводит к тому, что осаждающийся кремнезем, захватывая эти посторонние ионы, не может обладать структурой кварца, а имеет структуру кристобалита (и опала с частичной кристобалитовой упорядоченностью) или тридимита, поскольку эти минеральные формы кремнезема имеют более открытые, чем у кварца, структуры, способные вмещать чуждые примеси. К.Б.Краскопф (1963) также отмечает, что из природных вод, видимо, сразу образуется опал (без гелеподобной стадии). В настоящее время имеются многочисленные эмпирические данные, полученные при наблюдениях над различными геологическими объектами и свидетельствующие о том, что опал со временем переходит в другие модификации кремнезема; эти изменения в конце концов приводят к образованию наиболее устойчивой кварцевой формы. Однако условия, способствующие или препятствующие этим реакциям, остаются все еще неясными. Неясен также и механизм преобразования одних форм кремнезема в другие. Обязательны ли переход кремнезема в раствор и выпадение в другой форме или структурные преобразования модификаций могут (или осуществляются обычно) происходить без стадии раствора под влиянием таких факторов, как давление, температура, время? Все же для многих природных процессов, очевидно, обязательно присутствие воды в том или ином виде. Она необходима как для перехода биогенного кремнезема в "абиогенное" скрытокристаллическое кремнистое вещество, так и для структурного преобразования кристобалита в кварц (халседон)².

Существуют и экспериментальные подтверждения преобразований одних форм кремнезема в другие, в том числе и тех, которые наблюдаются в миоценовых отложениях Камчатки. Так, например, И.Энделл (Endell, 1948) путем нагревания диатомей установил этапы кристаллизации кристобалита. По данным Дж.Уайта и Дж.Корвина (White, Corwin, 1961), при обработке кристобалита гидротермальными растворами при умеренных температурах и давлении образуется халседон; в слабокислых растворах превращение, как правило, не осуществляется, но в слабощелочных происходит быстрое и полное преобразование. Эти и другие экспериментальные данные нельзя прямо относить к природным процессам, потому что, во-первых, в природе не существует "стерильных" условий лабораторных опытов. А во-вторых, как показывают наблюдения над некоторыми изменениями форм кремнезема или их состояния, они могут протекать и в нормальных условиях, но крайне медленно; можно полагать, что в масштабах геологического времени различные преобразования кремнезема осуществляются и при более низких значениях давления и температуры, чем те, которые нужно создавать для возможности их наблюдения в лаборатории. Однако очевидна общая тенденция благоприятного влияния повышения температуры и давления на интенсивность преобразования кремнезема в природе.

Представляется возможным и интересным проследить ход и интенсивность постседиментационных преобразований первично органического кремнезема, приводящих к образованию различных типов пород, в мощных непрерывных разре-

¹ В водоносных горизонтах на суше содержание кремнезема, определяемое климатическими условиями и условиями выветривания, колеблется от 10 до 30 мг/л и может достигать 60 мг/л (Милло, 1968).

² Если и не для предварительного перевода кремнезема в раствор, то во всяком случае для удаления ионов-примесей из структуры кристобалита.

зах. Общие закономерности преобразования кремнезема сохраняются во всех изученных разрезах, но наиболее благоприятные возможности их изучения имеются в Точилинском разрезе, характеризующемся наибольшей полнотой и почти непрерывным распространением сильно обогащенных свободным кремнеземом пород. Напомним, что среди высококремнистых разностей пород выделено три типа: диатомиты + туфодиатомиты (распространены в какертской свите), опоки (низы кулувенской - вивентекской свиты), перекристаллизованные опоки + кремнистые туфоаргиллиты (аманинская, гакхинская, утхолокская свиты). Формы кремнезема в высококремнистых разностях и связанных с ними постепенными переходами смешанных породах с одного стратиграфического уровня одни и те же¹

Микроскопическим исследованием пород из послонно изученных разрезов устанавливается постепенное исчезновение органогенной структуры при переходе от диатомитов к опокам сверху вниз по разрезу. Уровень, ниже которого преобладают породы лишь с частично сохранившейся органогенной структурой, а затем и с нацело уничтоженной, в Точилинском разрезе находится примерно в 75-125 м выше подошвы какертской свиты (см. рис. 4). Очень характерно, что к этому же уровню приурочено исчезновение не затронутых вторичными преобразованиями туфов и появление глинизированных туфов. В разрезе бухты Квачина органогенная структура пород хорошо сохраняется еще в верхах кулувенской свиты, где распространены также и не затронутые вторичными преобразованиями туфы. Вниз по разрезу и здесь органогенная структура постепенно исчезает, хотя и в опоках этого разреза заметна иногда лучше, чем в Точилинском разрезе.

При изучении преобразования минеральной формы кремнезема использовались методы ИК-спектроскопии, рентгеноструктурный анализ и химический анализ, включающий полный силикатный и определение форм кремнезема методом растворимости (Гречин, 1972).

На рис. 22 приведены наиболее характерные ИК-спектры², полученные для выделенных типов пород на инфракрасном спектрофотометре UR-20 в диапазоне 1800-400 см⁻¹. Как известно, для модификаций кремнезема характерными являются полосы поглощения в области 1250-1100, 830-750 и 530-460 см⁻¹. У каждой кристаллической формы кремнезема наблюдаются свои специфические полосы: для α -кварца - 1167, дублет 804-785, 695 и 526 см⁻¹; для α -кristобалита - 1200 и 625; для тридимита - 568 см⁻¹; халцедоны характеризуются присутствием тридимитовой и кварцевой полос (Севченко, Флоринская, 1956; Плюснина и др., 1970). И.И. Плюснина с соавторами выделяет три группы опалов: 1) опалы со спектром α -кварца и добавлением полосы молекулярной воды (1640 см⁻¹); 2) опалы со спектром α -кristобалита и полосой молекулярной воды; 3) стекловидные опалы. Для последних характерны: более широкая основная полоса, иногда полоса 960 см⁻¹, максимальная для модификаций кремнезема полоса 1640, ослабление пика 785.

Как видно из приводимых на рисунке спектров, отчетливо обособляются породы третьего типа (перекристаллизованные опоки + кремнистые туфоаргиллиты низов разреза), характеризующиеся типичными для кварца полосами поглощения. Для пород второго типа (опок) характерен спектр кристобалита. Спектры пород первого типа (диатомитов + туфодиатомитов) наиболее близки к спектрам "стекловидных опалов". Однако в некоторых случаях (при отсутствии полосы 625 см⁻¹) спектры пород второго и первого типов очень похожи и незначительно отличаются только формой и относительной величиной пика 785 см⁻¹, поэтому достоверно отличить их друг от друга не всегда возможно³. Точность

¹ В перекрывающих отложениях встречаются породы, аналогичные туфодиатомитам какертской свиты.

² Всего проанализировано около 50 образцов разных типов пород из нескольких разрезов (включая о. Карагинский и Сахалин).

³ Полоса 1640 см⁻¹ не может быть руководящей, так как в породах присутствуют цеолиты.

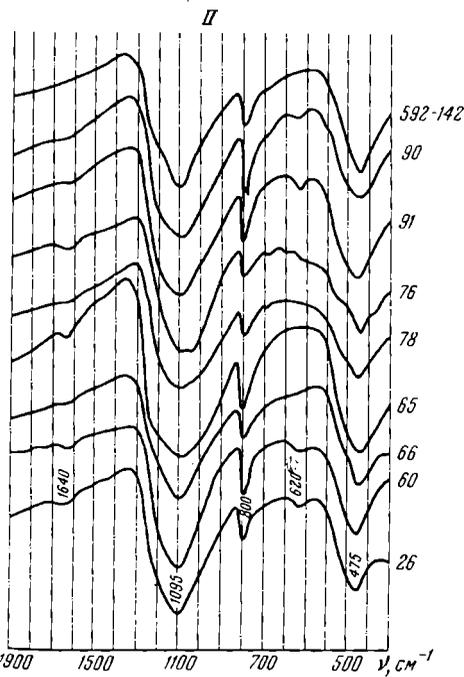
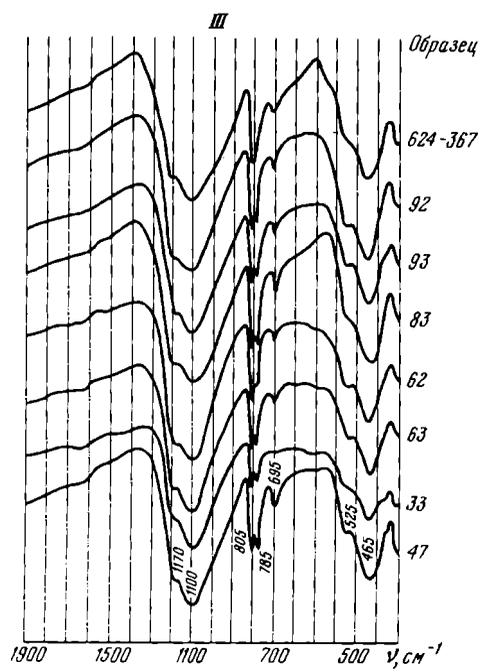
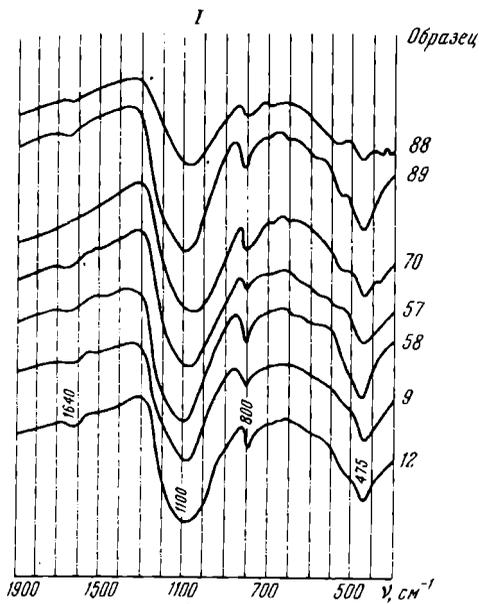


Рис. 22. ИК-спектрограммы кремнистых пород

I - туфовидомиты и их аналоги; II - опоки и их аналоги; III - перекристаллизованные опоки и их аналоги

12 - Точилинский разрез; 58, 62 - Майначский разрез; 70, 78, 83 - о. Карагинский; 89, 90, 93 - Пильский разрез, Сахалин; 592-142 - порцеланит, Калифорния; 624-367 - кремнистый сланец, Калифорния. Положение остальных образцов в разрезах см. табл. 1-3

метода не позволяет выявить все присутствующие в породе модификации кремнезема. На спектрах обычно отражается только одна преобладающая модификация; характерные полосы других модификаций, присутствие которых устанавливается, например, рентгеноструктурным анализом, либо неотчетливы, либо отсутствуют вовсе. Но все же с некоторыми оговорками метод применим для определения принадлежности породы к тому или иному типу (особенно для идентификации пород третьего типа).

Более надежным методом определения присутствующих в породе модификаций кремнезема и оценки их относительной роли служит рентгеноструктурный анализ. На рис. 23 приведены рентгенографические кривые порошковых препаратов в основном для тех же образцов, что и ИК-спектрограммы на рис. 22.

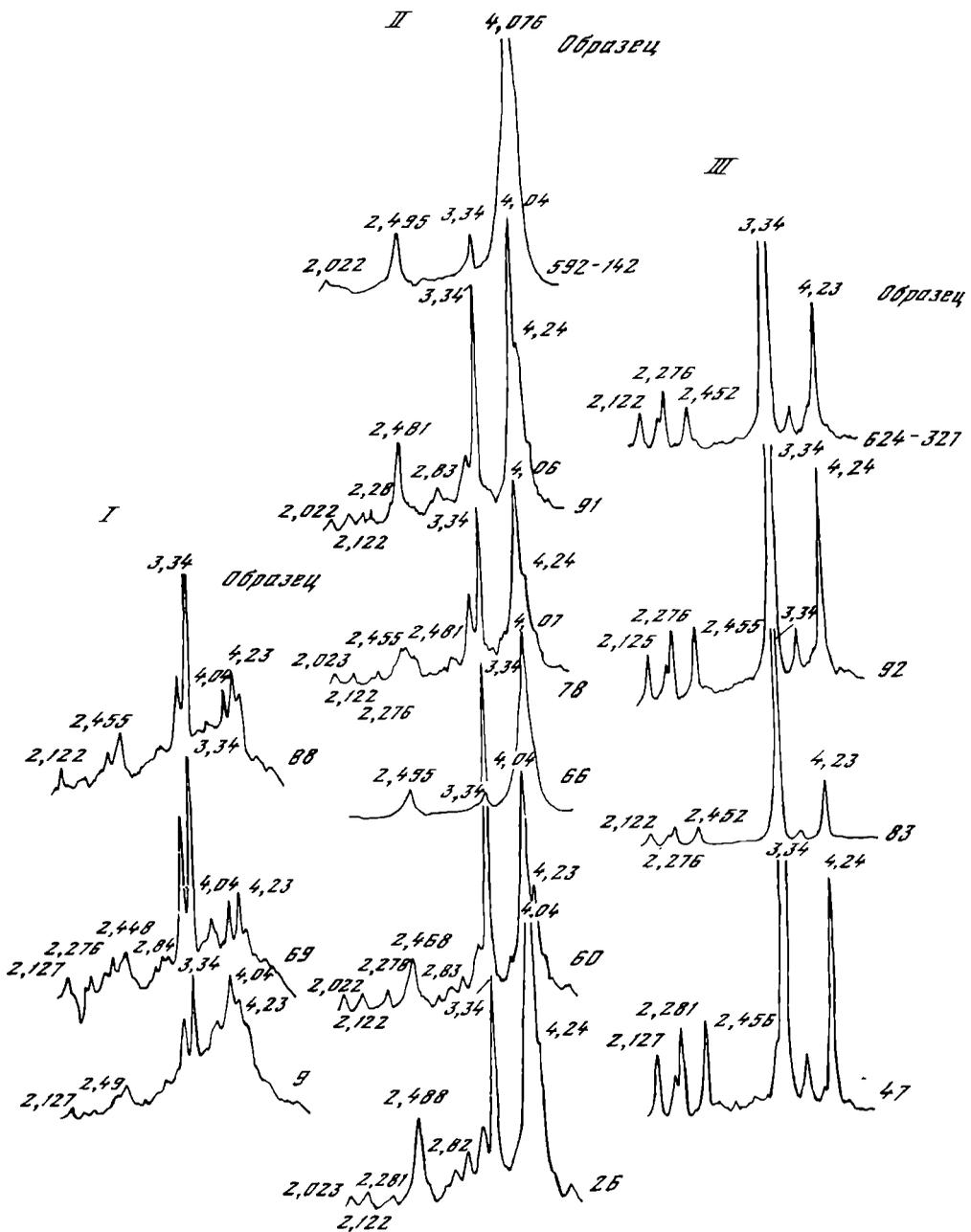


Рис. 23. Рентгенограммы кремнистых пород
 I - туфовидиатомиты; II - опоки и их аналоги; III - перекристаллизованные опоки и их аналоги. Положение образцов в разрезах см. на рис. 22 и в табл.

Присутствие опала определяется по наличию большого аморфного фона, кристобалита - по базальному рефлексу 4,04 Å и некоторым другим, кварца - 3,34 Å; 4,24 Å и другим. В породах первого типа помимо преобладающего рентгеноаморфного вещества отчетливы, но имеют слабую интенсивность рефлексы кристобалита и кварца. В породах второго типа кроме преобладающего кристобалита присутствует кварц (сильные рефлексы), а рентгеноаморфное вещество, по-видимому, отсутствует (или его очень мало)¹. В переходных раз-

¹ Условия съемки одинаковы для всех образцов.

ностях к породам третьего типа интенсивность кварцевых рефлексов иногда равна или даже больше кристобалитовых. На рентгенограммах пород третьего типа рефлексы кристобалита отсутствуют или выражены очень слабо, кварцевые рефлексы имеют большую интенсивность, рентгеноаморфный фон отсутствует. Рентгенограммы подтверждают данные ИК-спектроскопии о преобладании кварцевой формы кремнезема. Таким образом, рентгеноструктурное изучение позволяет проследить направление катагенетических преобразований кремнезема от менее к более устойчивым его формам. Правда, на рентгенограммах не всегда надежно можно оценить роль рентгеноаморфного вещества; не отличаются по своим рентгеноструктурным свойствам от кварца халцедоны, присутствие которых в породах возможно.

Оба использованных метода дают возможность так или иначе оценить относительную роль модификаций кремнезема и ее изменение в процессе катагенетических преобразований. Возможность хотя бы приблизительного определения количества не связанного в алюмосиликатах кремнезема в породе дает только химический анализ. Колебания в содержании кремнезема, определенные полным силикатным анализом, в каждом типе связаны с относительным количеством разбавляющего первично органогенный кремнезем материала. Состав его по всему разрезу примерно одинаков. Поэтому, сравнивая целую серию химических анализов каждого из трех типов кремнистых пород (см. табл. 3, 4, 5), можно прийти к заключению о том, что для приблизительного расчета количества кремнезема, связанного в алюмосиликатах, можно воспользоваться отношением $Al_2O_3/SiO_2 = 1/3$. Количество свободного кремнезема определяется по разнице валового и связанного в алюмосиликатах. Такие расчеты дают для некоторых из проанализированных всеми методами пород содержание SiO_2 свобод. около 45 (диатомит, обр. 9), 65 (опока, обр. 26) и 75% (перекристаллизованная опока, обр. 47).

Сравнение химических анализов пород разных типов показывает, что в целом содержание кремнезема в туфолиатомитах несколько ниже, чем в породах второго и третьего типов. Это может быть связано с различными явлениями и процессами. Кремнистые илы, из которых образовались породы второго и третьего типов, могли быть изначально более кремнистыми либо из-за меньшей роли разбавляющего материала, либо вследствие формирования их из родов диатомей с более высоким содержанием кремнезема в панцире.

Нельзя исключить, однако, и возможность постседиментационного перераспределения вещества. Как будет показано ниже, при глинизации туфов высвобождается значительное количество кремнезема, который мог мигрировать во вмещающие породы. Возникновение тонкой пластовой отдельности и рассланцованных горизонтов в породах второго и третьего типов также может сопровождаться перераспределением вещества. На такую мысль наводит сравнение химических анализов перекристаллизованных опок (обр. 49) и их рассланцованных разностей (обр. 51), содержащих соответственно 82 и 69% SiO_2 (см. табл. 5). Плоскости пластовой отдельности, которыми ограничены эти две разности кремнистых пород, не всегда точно совпадают с плоскостями наслоения, поэтому можно думать, что указанная разница химических составов не имеет строго седиментационного характера. Кроме того, в опоках иногда наблюдается морфологически слабо выраженная разлинзовка. Внутри этих нечетко выраженных линз содержание SiO_2 больше (~88%), чем во вмещающих породах (~78%) (см. табл. 4, обр. 66 и 65), что также свидетельствует о постседиментационном перераспределении вещества.

Для определения форм кремнезема химическим путем принята методика, основанная на их различной растворимости в щелочах и кислотах (Методы изучения ..., 1957). Из одной навески определяется содержание растворимых форм в содовых вытяжках, из другой — нерастворимых форм путем разложения породы фосфорной кислотой и последующей обработки осадка раствором соды. В некоторых работах принято интерпретировать получаемые данные как содержание "аморфного" кремнезема в первом случае и кварца во втором, что неверно.

Таблица 6

Содержание различных форм SiO₂ в кремнистых породах (вес.%)

№ обр.*	SiO ₂ вал.	SiO ₂ нераств.	Содержание SiO ₂ , Al ₂ O ₃			
			I + II			III + IV
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂
3	61,59	9,40	7,81	1,38	1,49	3,37
6	65,91	4,47	11,06	1,47	1,14	6,29
7	63,45	3,14	9,88	1,47	1,10	4,84
8	66,60	4,57	12,87	1,36	1,02	6,99
9	71,98	5,17	12,84	1,13	1,01	8,98
11	65,58	6,60	12,73	1,23	1,54	5,88
57	63,63	5,08	7,50	0,32	Нет	3,24
26	82,56	3,80	30,38	Нет	"	12,12
27	72,77	3,19	20,82	1,14	0,73	7,94
59	77,72	9,36	17,48	Нет	Нет	8,92
60	79,93	15,20	14,60	0,15	"	7,24
33	73,38	25,33	4,37	1,37	0,95	-
47	86,62	65,83	3,62	0,17	"	3,42
48	72,70	41,70	1,70	0,10	"	-
49	82,39	56,77	3,16	0,22	"	4,02
87	60,92	17,00	2,20	0,04	0,06	
92	87,37	42,70	6,00	Нет	0,06	4,80

* См. примечание к табл. 3-5.

Такая методика в применении к изучаемым породам дает ненадежные результаты. По-видимому, потому, что первично-органогенный кремнезем в них находится на разных стадиях перекристаллизации, в одной породе присутствуют одновременно несколько его модификаций, а также, возможно, их промежуточные формы. В табл. 6 приведены полученные этим методом данные о содержании нерастворимого кремнезема в каждом из трех типов пород; а также о содержании растворимого кремнезема в последовательном ряду содовых вытяжек. В содовый раствор, несомненно (ср., например, с данными рентгеноструктурного изучения, рис. 23), переходят и опал, и кристобалит, поэтому химическим путем эти две модификации неразличимы¹. Несомненно, что даже шестью - восемью вытяжками определяется не весь растворимый кремнезем. Возможно, что при дальнейшем повторении обработки содовым раствором в конце концов можно добиться, что кремнезем не будет обнаруживаться в содовых вытяжках. Но даже и в этом случае сумма нерастворимого и растворимого кремнезема будет всегда меньше количества присутствующего в породе свободного кремнезема, так как остается неопределимым кремнезем, характеризующийся промежуточными свойствами между растворяющимся в соде и приближающимся к идеальному кварцу.

О существовании таких промежуточных форм, свойства которых отличаются от свойств идеальных минеральных форм, говорят следующие факты. При оп-

¹ Халседон гораздо в большей степени, чем кварц, может частично попадать в содовые вытяжки.

и Fe₂O₃, определенное в содовых вытяжках

III + IV		V + VI			VII + VIII		
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Нет	Нет	-	-	-	-	-	-
"	"	4,16	Нет	Нет	2,56	Нет	Нет
"	"	4,16	0,46	"	2,76	"	"
"	"	3,78	Нет	"	2,70	"	"
"	"	5,84	0,13	"	4,06	"	"
"	"	4,82	0,22	"	-	-	-
0,43	"	2,68	0,40	"	-	-	-
Нет	"	8,78	Нет	"	6,34	-	-
0,18	"	4,16	0,22	"	2,80	0,25	Нет
0,10	"	4,56	0,29	"	-	-	-
0,17	"	4,38	0,15	"	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
Нет	"	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
0,19	Нет	-	-	-	-	-	-
Нет	0,03	4,00	Нет	Нет	-	-	-

ределении растворимых и нерастворимых форм кремнезема из образцов, взятых из нижней и верхней частей "кварцевой зоны" и имеющих очень близкий химический состав (обр. 48 и 33) при близком содержании SiO₂ вал. (72,70 и 73,38%), в двух содовых вытяжках определяется примерно равное количество растворимого кремнезема, но в то же время в верхней части гораздо меньше нерастворимого (41,70 и 25,33%). К тому же не разлагающийся в фосфорной кислоте осадок имеет показатель преломления, близкий к халцедону, а в верхней части - даже ниже. Возможно, присутствием форм, находящихся на промежуточной стадии перекристаллизации, объясняется то, что на порошковых рентгенограммах рефлексы кварца и кристобалита с d , меньшим 3,34 и 4,04 Å соответственно, не всегда точно совпадают с приводимыми в большинстве справочных руководств (Михеев, 1957; Рентгеновские методы..., 1965; Дир и др., 1966; и др.). Возможно также, что некоторые из этих форм представляют собой структурно несовершенные (с несовершенной упорядоченностью) минеральные виды.

Метод растворимости, таким образом, не дает возможности точно определять присутствующие в породах минеральные формы кремнезема и их содержание. Количество свободного кремнезема в породе определяется ориентировочно по сумме растворимого (в нескольких содовых вытяжках) и нерастворимого кремнезема, что дает заниженные значения. Только в самых низах разреза из-за исчезновения неустойчивых форм содержание нерастворимого кремнезема близко к содержанию свободного. Все же этот метод, давая вполне определенную объективную характеристику свойств содержащегося в породах

кремнезема, вместе с другими методами позволяет установить общее направление катагенетических преобразований от менее к более устойчивым формам и установить в разрезах уровень, ниже которого исчезают неустойчивые модификации. Электронно-микроскопические снимки, полученные с угольных реплик (рис. 24, 25), свидетельствуют о более совершенной кристаллической структуре кремнистого вещества в породах, сложенных устойчивыми формами кремнезема (перекристаллизованных опок) по сравнению с опоками, где преобладают неустойчивые модификации.

Изменение первично-органогенного кремнезема начинается, по-видимому, на ранних стадиях существования осадка, но наиболее сильные преобразования осуществляются позже, преимущественно в катагенезе. В диагенезе происходит растворение наиболее неустойчивых частиц органического детрита и осаждение растворившегося кремнезема в виде "абиогенного" скрытокристаллического опала, а также, видимо, частичная дегидратация кремнезема, слагающего остатки кремневых организмов, и превращение его также в опал.

В приуроченных к верхам разреза диатомитах и туфодиатомитах заметно лишь частичное растворение панцирей диатомей (основных породообразующих организмов); при этом остающийся в породе потерявший органогенную структуру кремнезем иногда имеет слабо выраженное глобулярное строение; начинается частичное перерождение его в кристобалит и кварц (халседон). Дальнейшие катагенетические преобразования по мере погружения приводят, во-первых, к постепенному уничтожению органогенной структуры, которая при стечении благоприятных условий все же может сохраняться в отдельных участках породы, и, во-вторых, к изменению кристаллической структуры кремнезема в направлении преобразования менее устойчивых форм в более устойчивые, что приводит к исчезновению опала, а затем и кристобалита и к замене их более устойчивой кварцевой формой. В результате образуются породы второго, а затем и третьего типов.

По преобладанию той или иной минеральной формы кремнезема в изученных разрезах миоценовых отложений, хотя и в значительной мере условно, все же выделяются три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз по разрезу и отвечающие стадиям катагенетического преобразования кремнезема: 1) опаловая, 2) кристобалитовая и 3) кварцевая (халседоновая).

В первых двух зонах наряду с преобладающей формой кремнезема присутствуют и обе другие, а в кварцевой зоне неустойчивые формы (опал и кристобалит) почти или совсем отсутствуют. В наиболее благоприятном для изучения катагенетических преобразований Точилинском разрезе опаловая зона включает какертскую свиту и перекрывающие ее отложения, кристобалитовая охватывает интервал разреза от ильинской до вивентекской включительно, а кварцевая — от утхолокской до аманинской (см. рис. 4). В пределах этих интервалов соотношение между присутствующими модификациями кремнезема совпадает как в чистых разностях кремнистых пород, так и в породах смешанного состава.

Ни одним из методов не удалось точно установить уровень исчезновения опала. Во-первых, из-за близости многих свойств опала и кристобалита и, во-вторых, из-за невозможности однозначной интерпретации результатов анализов смешанных пород, хотя бы и содержащих повышенное количество свободного кремнезема. Можно лишь предполагать, что этот переход опала в преобладающий кристобалит происходит постепенно. Границу между зонами с преобладающим опалом или кристобалитом из-за постепенности перехода и близости многих свойств этих модификаций можно провести только условно. За нее принимается уровень, ниже которого органогенная структура сохраняется лишь фрагментарно, а в ассоциирующих с кремнистыми породами туфах наблюдаются интенсивные монтмориллонитизация и цеолитизация. В Точилинском разрезе этот уровень находится примерно в 75–125 м выше подошвы какертской свиты, а в имеющем сокращенную мощность разрезе бухты Квачина опаловая зона, возможно, включает и верхи кулувенской свиты.

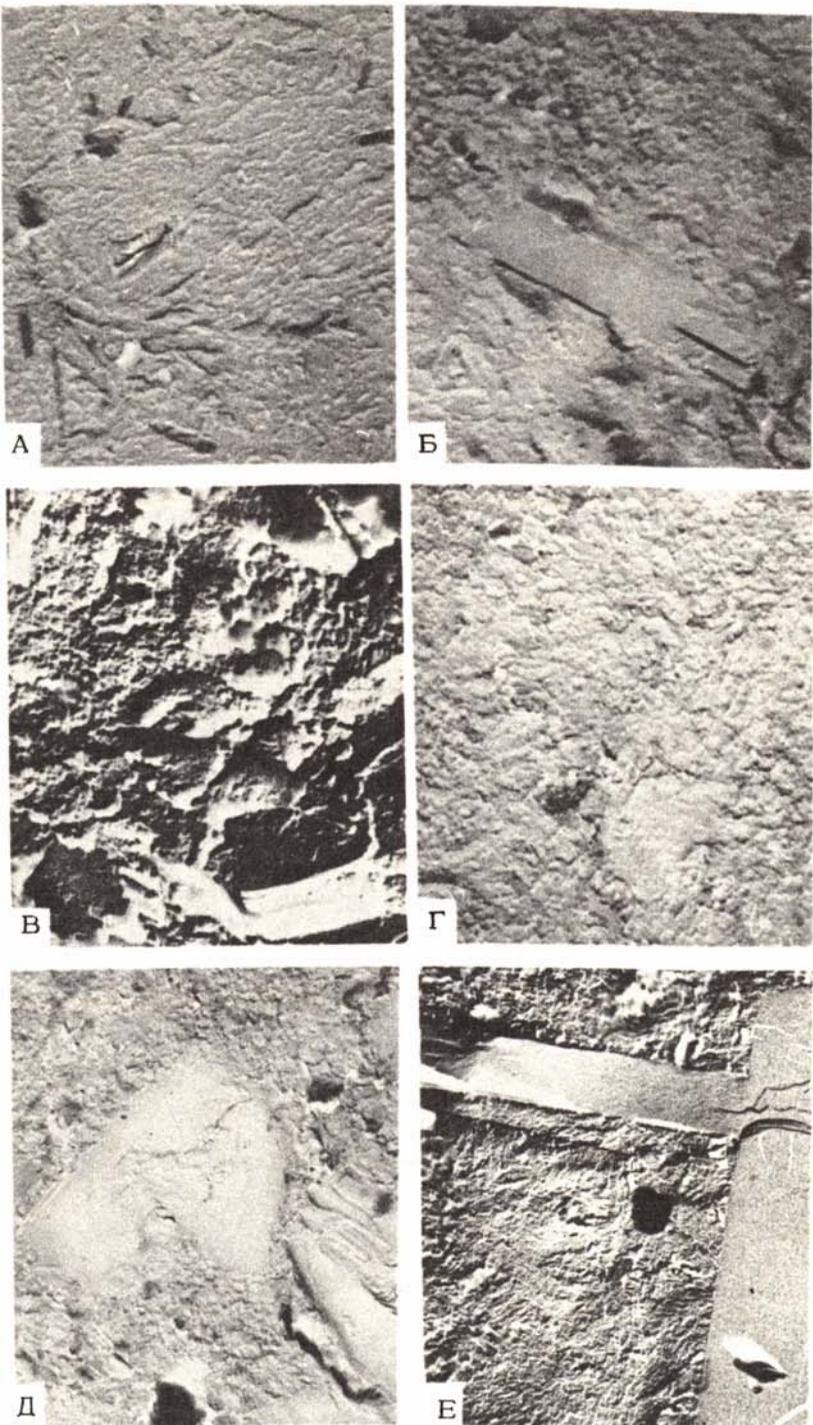


Рис. 24. Электронно-микроскопические снимки угольных реплик опок
Увел. А и Б - 45000, В - 36000; Г и Д - 20000, Е - 12000

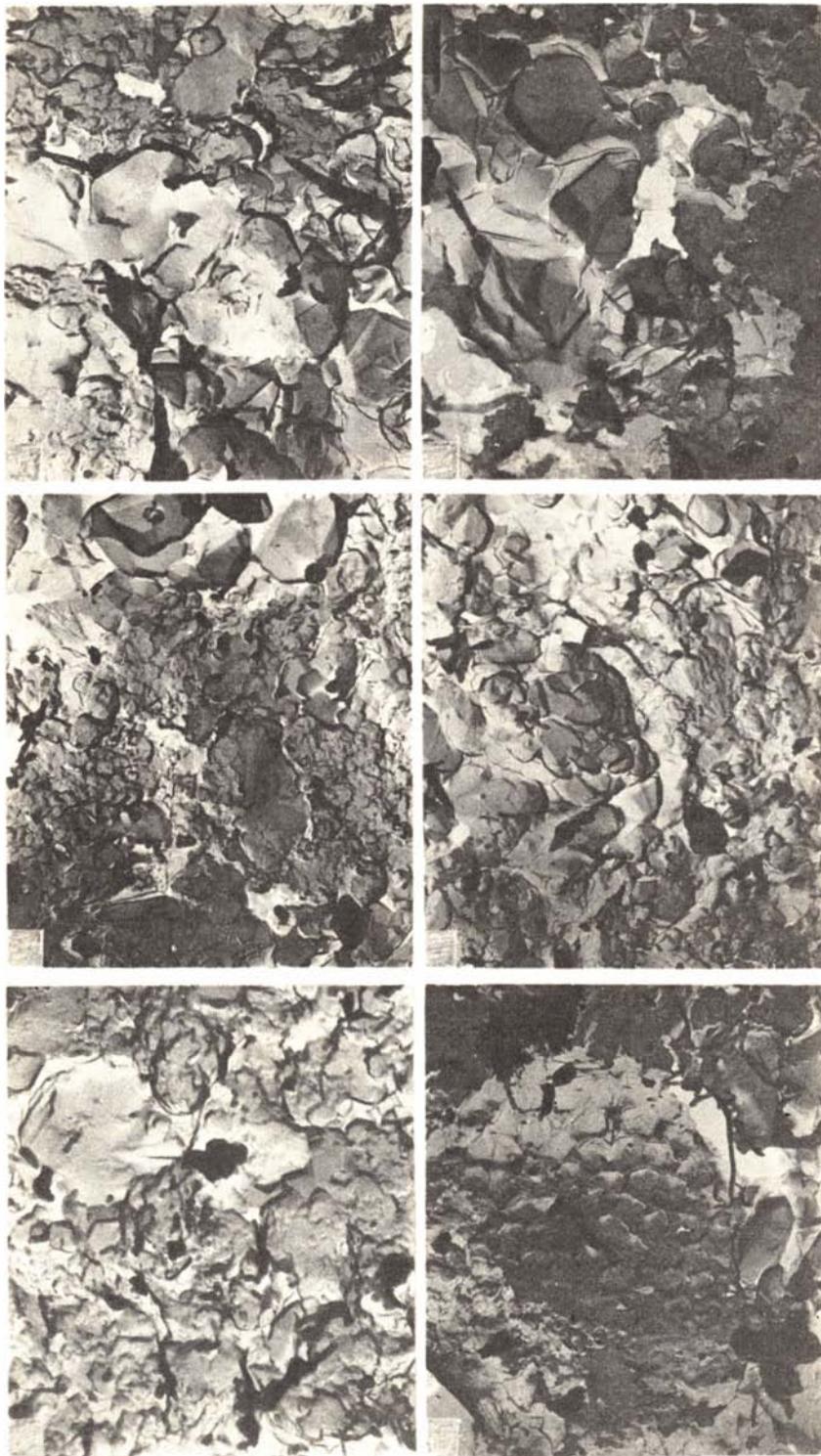


Рис. 25. Электронно-микроскопические снимки угольных реплик перекристаллизованных опок. Увел. 13300

Переход неустойчивых форм в устойчивые осуществляется хотя и постепенно, но все же достаточно быстро и резко, и уровень, ниже которого исчезают неустойчивые формы, устанавливается очень отчетливо всеми методами. В То-чиллинском и других соизмеримых с ним по мощности разрезах он приходится примерно на границу вивентекской и утколокской свит, а разрез миоцена в береговых обрывах бухты Квачина, имеющий сокращенную мощность, характеризуется отсутствием кварцевой зоны.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Не меньший интерес для изучения катагенетических преобразований представляет пирокластический (в особенности витрический) материал, образующий гомогенные пепловые пласты, формировавшиеся исключительно в морской обстановке и встречающиеся в любом интервале разреза. Можно не только проследить ход катагенетического изменения туфов, но и сопоставить его с преобразованием первично-органогенного кремнезема. Несмотря на то что туфы в различной степени преобразованы вторичными процессами, по реликтам исходных компонентов можно более или менее уверенно судить об их одинаковом или почти одинаковом первичном составе, близком к андезито-дацитовому. Детально изучались вторичные изменения главным образом гомогенных витро- и кристалло-витрокластический туфов. Близость исходного состава в сильно измененных разностях контролировалась по плагиоклазам (№ 25-40).

Постседиментационные преобразования туфов приводят к изменению их внешнего облика и структуры, к появлению минеральных новообразований и изменению химического состава, связанного с перераспределением вещества.

В верхних частях разреза¹, где туфы ассоциируют с хорошо сохранившимися органогенную структуру кремнистыми породами (опаловая зона), подавляющее большинство туфов не затронуто вторичными изменениями. Они рыхлые, состоят из чистого прозрачного вулканического стекла с небольшой примесью плагиоклазов и цветных минералов. Иногда отмечается небольшая примесь панцирей диатомовых. В некоторых участках наблюдается слабая цементация, связанная с незначительными гипергенными выделениями карбонатов.

Фракция < 0,001 этих витрических туфов, по данным рентгеноструктурного изучения ориентированных препаратов, состоит в основном из рентгеноаморфного вещества; рефлексы кристаллических фаз, представленный кварцем и кальцитом, на рентгенограммах имеют слабую интенсивность (обр. 2). Лишь в некоторых туфах (обр. 1) из этого интервала разреза (так же как и в вышележащих отложениях) обнаруживается небольшое количество структурно несовершенного монтмориллонитового минерала².

На рис. 26 приведены рентгенограммы фракции < 0,001 туфов из интервала разреза, отвечающего опаловой и кристобалитовой, на рис. 27 – кварцевой зонам преобладания кремнезема, на рис. 28 и 29 – рентгенограммы фракции < 0,001 ассоциирующих с туфами пород смешанного состава из соответствующих интервалов разреза. Расположение рентгенограмм сверху вниз на каждом рисунке отвечает относительному положению проанализированных образцов в разрезе.

На рентгенограммах фракции < 0,001 пород смешанного состава из опаловой зоны (обр. 12) кроме преобладающего монтмориллонита фиксируется смешанослойная фаза типа гидрослюда – монтмориллонит и хлорит³. Отсутст-

¹В какертской свите, а в разрезе бухты Квачина частично и в кулувенской.

²В обр. 1 отмечается небольшая примесь обломочного терригенного материала.

³При диагностике глинистых минералов широко использовалась работа "Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов" (1965).

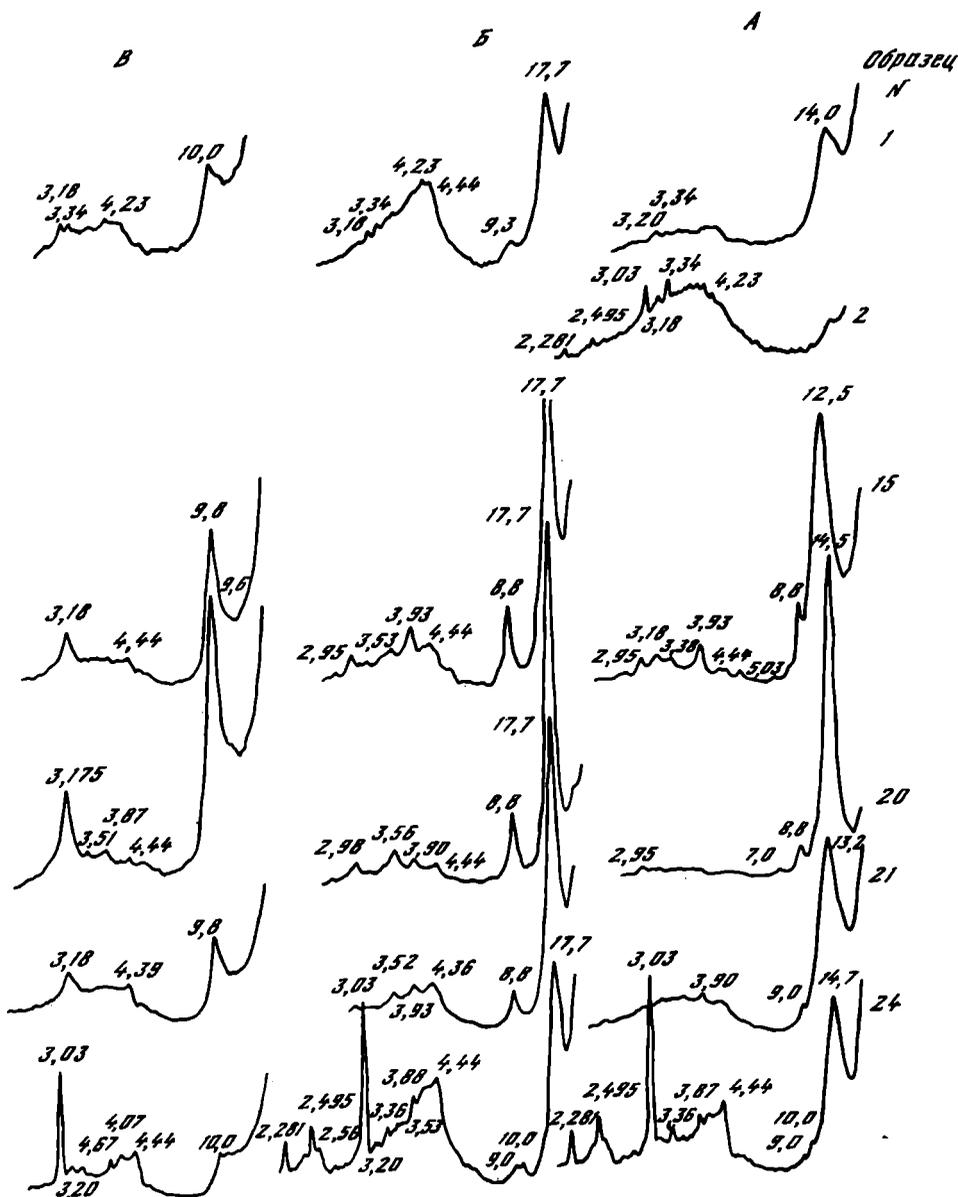


Рис. 26. Рентгенограммы фракции $< 0,001$ из туфов опаловой и кристобалитовой зон

А - воздушно-сухой; Б - насыщенный глицерином; В - прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$

Обр. 1, 2 - какертская свита; 15 - ильинская свита; 20, 21 - кулувенская свита; 24 - вивентекская свита (Точилинский разрез)

вие каолинита подтверждается исчезновением рефлекса $d = 7\text{Å}$ после кипячения в течение 1,5 часов в однонормальном растворе HCl (правда, при этом разрушается и монтмориллонитовый материал). Кроме глинистых минералов во фракции присутствует аморфное вещество, небольшое количество кристобалита и кварца. Глинистые минералы в породах смешанного состава, ассоциирующих с неизмененными витрическими пеплами, видимо, можно считать терригенными или во всяком случае продуктами трансформации аллотигенного глинистого вещества.

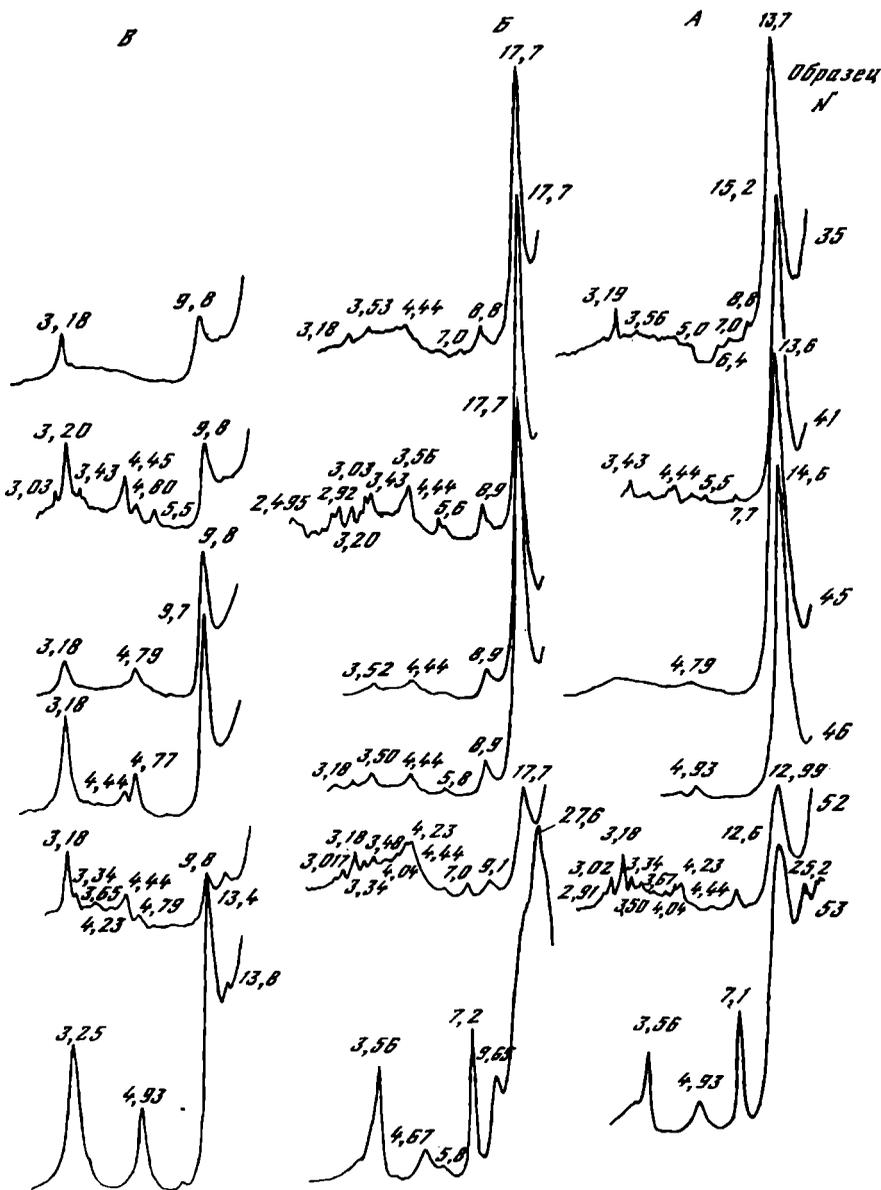


Рис. 27. Рентгенограммы фракции $< 0,001$ из туфов кварцевой зоны
 А - воздушно-сухой; Б - насыщенный глицирином; В - прокаленный при $t = 550^{\circ} \text{C}$

Обр. 35, 41 - утхолкокская свита; 45, 46 - гаххинская свита; 52, 53 - аманинская свита (Точилинский разрез)

Ниже по разрезу, в интервале, включающем низы кахертской свиты и верхнюю толщу гаххинской¹ (кристаллитовая и частью кварцевая зоны по кремнезему), туфы сцементированы, состоят из агрегата глинистых минералов и мелких кристалликов цеолитов (клиноптилолита) с реликтами вулканического стекла. Цветные минералы и плагиоклазы почти или совсем не затронуты вторичными изменениями, за исключением широко развитой анальцимизации

¹ В Майначском разрезе включает почти всю (за исключением только самых низов), а в разрезе бухты Квачина - всю гаххинскую свиту.

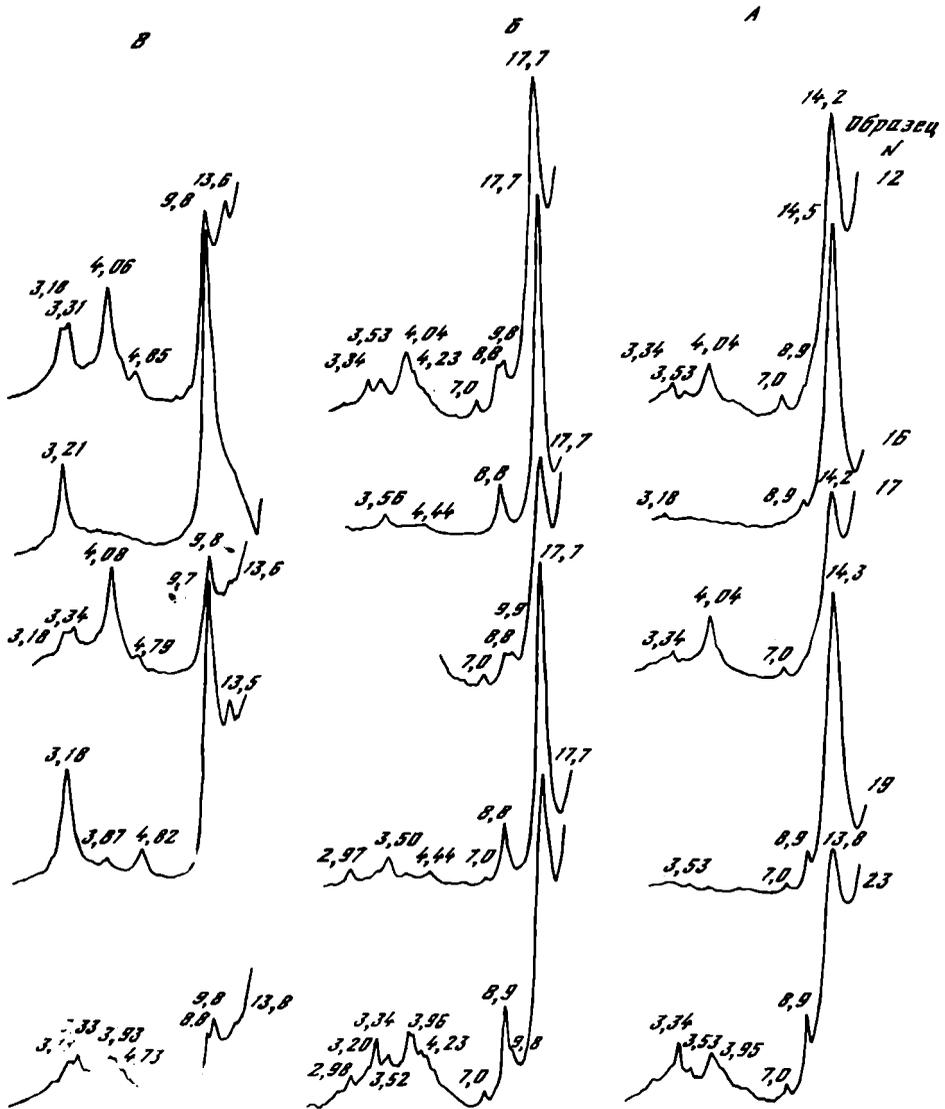


Рис. 28. Рентгенограммы фракции $< 0,001$ из пород смешанного состава опаловой и кристобалитовой зон (Точилинский разрез)

А - воздушно-сухой, Б - насыщенный глицерином, В - прокаленный при $t = 550^\circ\text{C}$

Обр. 12 - какертская свита; 16 - ильинская свита; 17, 19, 23 - кулуевская свита

плаггиоклазов (анальцит, кроме того, иногда выполняет "пузыри" в вулканическом стекле). Первичная пепловая структура пород сохраняется очень хорошо. Сверху вниз по разрезу постепенно увеличивается степень разложения вулканического стекла в цеолит-монтмориллонитовый агрегат. Однако на одном и том же стратиграфическом интервале встречаются и в различной степени разложенные туфы. Во фракции $< 0,001$ этих туфов всегда присутствуют монтмориллониты, которые довольно надежно диагностируются на рентгенограммах. В воздушно-сухих необработанных ориентированных препаратах им соответствует базальное отражение с $d(001)$ от 12 до 15 Å. Рефлексы отражений высших порядков имеют слабую интенсивность, нечетко выражены или от-

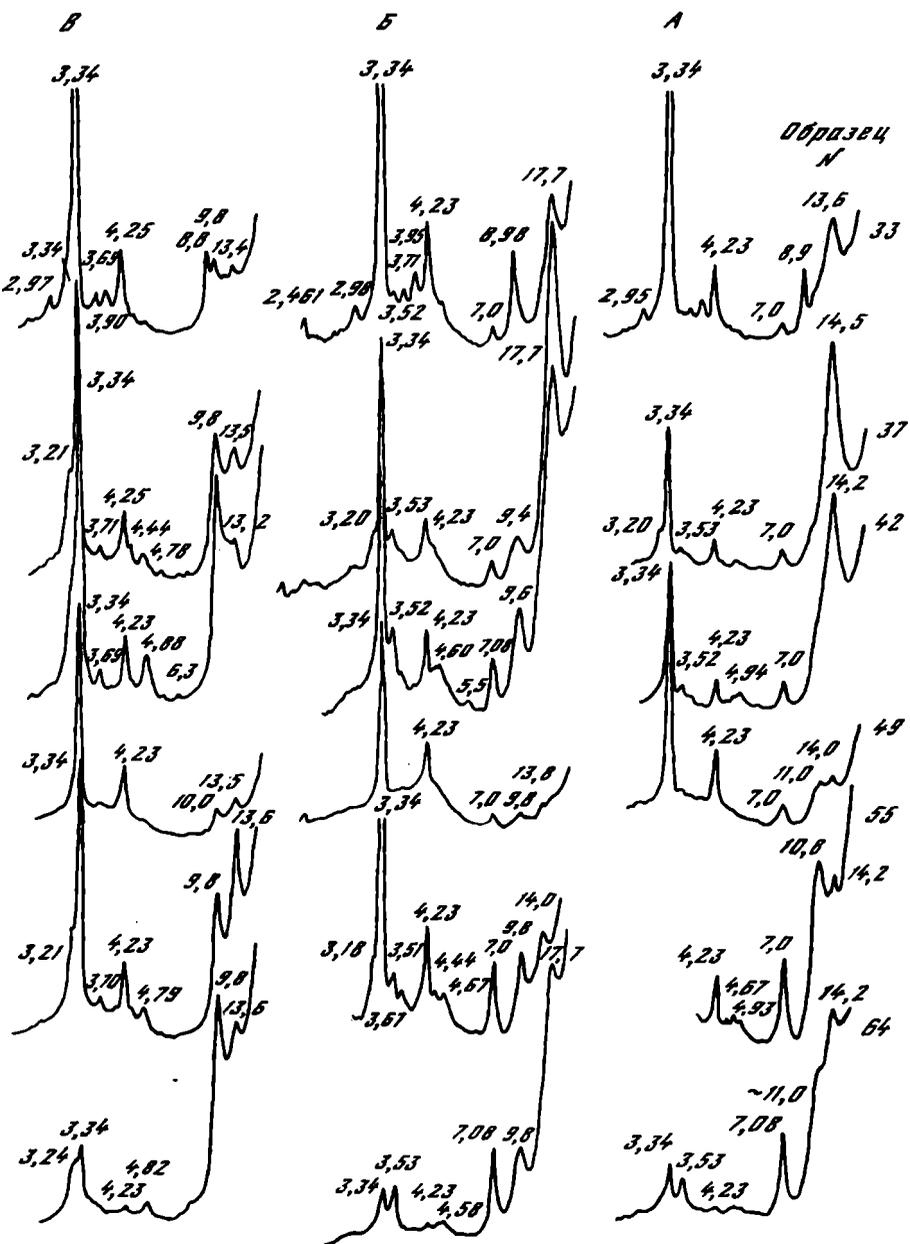


Рис. 29. Рентгенограммы фракции $< 0,001$ из пород смешанного состава кварцевой зоны

А - воздушно-сухой; Б - насыщенный глицерином; В - прокаленный при $t = 550^{\circ} \text{C}$

Обр. 33, 37, 42 - утхолокская свита; 49 - гаххинская свита; 55 - аманнинская свита (Точилинский разрез). 64 - гаххинская свита (Майначский разрез)

Таблица 7

Химический состав фракции < 0,001 мм различных пород (вес.%)

Компоненты	Номера образцов					
	14	21	33	35	53	79
SiO ₂	51,91	48,63	73,07	44,86	47,66	48,47
TiO ₂	0,87	0,34	0,50	1,03	1,36	1,23
Al ₂ O ₃	9,46	12,17	9,26	18,46	26,10	13,01
Fe ₂ O ₃	7,97	7,48	2,38	8,01	0,62	8,57
FeO	1,00	1,31	1,19	1,55	1,61	1,39
MnO	0,04	0,03	0,05	0,06	0,01	0,09
CaO	2,40	3,79	0,75	2,97	2,53	3,55
MgO	2,99	6,32	1,47	3,49	2,04	4,41
Na ₂ O	1,26	0,79	0,41	0,16	0,29	0,48
K ₂ O	6,69	0,54	1,22	1,69	2,28	0,63
H ₂ O ⁺	6,84	4,53	5,09	3,51	7,69	5,73
H ₂ O ⁻	6,89	12,05	3,46	12,69	6,94	12,03
CO ₂	0,22	1,18	Her	0,39	0,14	0,10
C _{орг.}	1,20	0,48	1,03	0,87	0,35	0,30
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,01	0,37	0,05	0,25
Сумма	99,88	99,74	99,89	100,11	99,67	100,24

Обр. 14 - песчаник, ильинская свита; обр. 21 - туф, кулувенская свита; обр. 33 - кремнистый туфоаргиллит, утхолокская свита; обр. 35 - туф, утхолокская свита; обр. 53 - туф, амининская свита, Точилинский разрез; обр. 79 - туф, пестроцветная свита, о. Карагинский.

сутствуют вовсе. При насыщении глицерином монтмориллониты разбухают до $d(001)=17,7\text{\AA}$, которому часто соответствует серия целночисельных отражений высших порядков, при прокаливании до 550°C сжимаются до $d(001) = 9,8\text{\AA}$, которому также иногда соответствует несколько целночисельных отражений высшего порядка. Встречающиеся иногда незначительные отклонения некоторых базальных отражений от их целночисельных значений могут свидетельствовать о незначительном присутствии каких-то смешанослойных фаз. Наблюдается некоторая тенденция к тому, что серия базальных отражений высших порядков несколько лучше выражена у монтмориллонитов из более глубоких частей разреза, что может говорить об их большем структурном совершенстве. Более детальное рентгеноструктурное изучение монтмориллонитов, которое позволило бы отнести их к тому или иному минеральному виду, не проводилось. Химические анализы фракции < 0,001, приведенные в табл. 7, хотя и не строго отвечают составу глинистых минералов, все же позволяют полагать, что монтмориллониты в туфах имеют высокожелезистый магниезальный состав (обр. 21 и 35). По данным М.А. Ратеева (1968), изучавшего монтмориллониты из туфов и смешанных пород маломощного (4 м) горизонта утхолокской свиты, на одном стратиграфическом уровне по вулканическому стеклу развиваются как чистые бейделит и монтмориллонит, так и их смеша-

нослойные фазы с различным соотношением бейделитовых и монтмориллонитовых пакетов.

Во всех изученных мною гомогенных пепловых прослоях характеризуемого интервала разреза немонтмориллонитовые глинистые минералы встречаются крайне редко и в небольшом количестве.

На некоторых рентгенограммах отмечаются слабо выраженные рефлексы 7-ангстремового минерала (всегда в этих туфах имеется небольшая примесь герригенного материала), присутствие слабых рефлексов, отвечающих $d = 10\text{Å}$, не меняющихся при различных видах обработки (например, обр. 24), всегда связано с присутствием биотита, который может попадать в ии следующую фракцию.

Во фракцию $< 0,001$ пород смешанного состава попадает значительное количество свободного кремнезема (в зависимости от положения в разрезе в той или иной минеральной форме), а состав глинистых минералов отличается значительным разнообразием. Только в некоторых породах, например в песчаниках ильинской свиты (обр. 16) и в некоторых кремнисто-глинистых туфопесчаниках кулувенской свиты, так же как в туфах, присутствует исключительно монтмориллонитовая фаза. Во всех же остальных смешанных породах во фракции $< 0,001$ кроме преобладающих монтмориллонитов присутствуют хлорит и различные смешанослойные минералы (гидрослюда - монтмориллонит, хлорит - вермикулит).

Во фракции $< 0,001$ туфов и некоторых смешанных пород, кроме того, присутствуют цеолиты. Один из них даже на рентгенограммах тысячной фракции можно довольно уверенно диагностировать как минерал из группы гейландита по рефлексам, отвечающим межплоскостным расстояниям (d): 8,8-9,0; 3,96; 2,96Å, другой - как анальцит по рефлексам, отвечающим $d = 5,6$; 3,43; 2,92Å. Рентгеноструктурные исследования фракций, максимально обогащенных цеолитами¹, подтвердили присутствие двух цеолитовых минералов. Рентгеноструктурная характеристика минерала из группы гейландита ближе всего к клиноптилолиту, определенному из третичных осадков района Гектор в Калифорнии (Mumpton, 1960). Наиболее характерными для него линиями с максимальной интенсивностью в изученных образцах являются линии, отвечающие $d = 8,95$; 7,89; 5,11; 3,96; 2,96; 2,80Å. Другой минерал содержит большинство линий, характерных для анальцита (Михеев, 1957, Дир и др., 1966). Для исследованных образцов наиболее характерны линии, отвечающие $d = 5,6$; 4,87; 3,43; 2,92; 2,695; 2,514; 2,224; 1,903; 1,744; 1,415; 1,359; 1,223Å.

Сделаны рентгенограммы 15 образцов из Точилинского разреза. В табл. 8 приведены наиболее характерные из них. Остальные либо идентичны приведенным, либо отличаются присутствием линий минералов-примесей (главным образом полевых шпатов и монтмориллонита). В характеризуемом интервале разреза (низы какертской - верхи гаксинской свит) оба минерала - клиноптилолит и анальцит - встречаются на любом стратиграфическом уровне. Наблюдается зависимость преобладания того или иного аутигенного цеолита от соотношения исходных породообразующих компонентов в туфе. Так, в витрическом туфе ильинской свиты определяется только клиноптилолит (обр. 15), а в песчаниках, содержащих полевые шпаты (обр. 16), отмечается и анальцит. Оба минерала хорошо видны на фотографии - клиноптилолит в цементе песчаника,

¹ Для обогащения (после отмучивания субколлоидных частиц) бралась фракция размером 0,05-0,1 мм, которая делилась по удельному весу в жидкостях, приготовленных на основе бромформа и спирта. Часть этой фракции с удельным весом 2,1-2,3 г/см³ очищалась электромагнитом. Полученный таким образом порошок (с характеристиками: размер - 0,05-0,1 мм; уд. вес - 2,1-2,3 г/см³, неэлектромагнитный) состоит почти целиком из цеолитов, не содержит или содержит очень мало примесей, мешающих их рентгеноструктурному изучению. Съемка дебаеграмм велась в камере РКД диаметром 57,3 мм с Со- или Сг-катодом.

Таблица 8 Рентгеноструктурная характеристика цеолитов

Обр. 15* - туф, ильинская свита				Обр. 16* - песчаник, ильинская свита						Обр. 29** - туф, вивентекская свита			
I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)
2Ш	12,9	0,5	2,020	5Ш	12,8	0,5	2,752	0,5	1,565	-	-	4	2,80
7	8,95	1	1,951	7	8,95	0,5	2,661	1ш	1,532	9	8,99	1	2,71
4	7,89	0,5	1,820	4	7,98	0,5	2,545	0,5	1,503	5	7,88	2	2,54
2	6,73	1	1,769	2	6,79	3	2,436	0,5	1,482	4	6,75	3	2,436
3	5,11	0,5	1,729	4	5,67	0,5	2,221	0,5	1,455	0,5	5,97	0,5	2,373
2	4,65	1	1,692	3	5,21	0,5	2,100	0,5	1,435	4	5,14	0,5	2,193
1	4,31	0,5	1,617	4	4,65	0,5	2,022	2	1,416	3	4,65	1р	2,081
10	3,94	1	1,591	0,5	4,30	1	1,970	0,5	1,405	2	4,33	1	2,008
0,5	3,70	0,5	1,564	10	3,96	0,5	1,865	0,5	1,389	10	3,94	1шр	1,955
0,5	3,53	0,5	1,519	0,5	3,74	0,5	1,824	1	1,373	1	3,71	0,5	1,873
3	3,41	1	1,484	0,5	3,55	1	1,773	2	1,358	1	3,54	0,5	1,815
0,5	3,32	0,5	1,453	7	3,43	2	1,742	0,5	1,343	5	3,40	1р	1,766
2	3,17	0,5	1,433	1	3,34	1	1,692	1	1,327	0,5	3,33	1	1,691
5	2,97	0,5	1,414	3	3,17	0,5	1,664	1	1,309	3	3,14	1	1,588
2	2,80	0,5	1,372	5	2,987	0,5	1,650	1	1,288	5	2,96		
1	2,721	1	1,356	1	2,932	0,5	1,617	2	1,223				
0,5	2,527	0,5	1,341	4	2,811	1	1,594						
2	2,432	0,5	1,321										
0,5	2,355	0,5	1,303										
0,5	2,078												

Условия съемки: камера РКД диаметром 57,3 мм; трубка БСВ-2;

*Сг - анод, без фильтра; **Со - анод, Fe - фильтр; ***Третичные осадки района Гектор, Калифорния (Mumpton, 1960); ****Двуфазный анализ из газовой пустотки в базальте, Флиндерс, Австралия (данные Д. Кумбса приводятся по У.А. Диру и др., 1966).

Таблица 8 (окончание)

Обр. 38** - гуф, утхолко- кая свита				Клинопти- лолит***		Обр. 54* - гуф, амаинская свита						Анальцим****			
I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)
2шр	12,8	3	2,80	-	-	-	-	4	2,224	0,5	1,464	-	-	4	1,867
7	8,99	2	2,67	10	9,00	3ш	8,78	0,5	2,168	0,5	1,444	1	6,87	1	1,833
6	7,88	5	2,51	4	7,94	9	5,65	0,5	1,109	4	1,415	8	5,61	6	1,743
3	6,7	3	2,43	3	6,77	0,5	5,11	0,5	2,022	0,5	1,403	4	4,86	3	1,716
7	5,61	2	2,285	1	5,11	4	4,87	0,5	1,992	0,5	1,389	2	3,67	4	1,689
3	5,14	1	2,221	2	4,69	0,5	4,48	0,5	1,930	1	1,372	10	3,43	1	1,664
1р	4,74	3р	2,112	2	4,34	0,5	4,26	4	1,903	6	1,359	8	2,925	2	1,618
1р	4,31	1	2,010	10	3,96	0,5	4,03	3	1,856	0,5	1,348	2	2,801	3	1,596
9	3,98	1р	1,903	1	3,73	1	3,78	0,5	1,822	3	1,310	5	2,693	2	1,498
3	3,71	1р	1,859	2	3,55	1	3,65	6	1,744	5	1,287	5	2,505	2	1,480
9	3,41	3	1,826	2	3,46	10	3,43	1	1,717	0,5	1,276	3	2,426	1	1,463
10	3,19	2	1,775	3	3,12	2	3,35	2	1,691	5	1,264	4	2,226	1	1,447
3	3,05	4	1,735	5	2,97	0,5	3,22	1	1,663	0,5	1,253	1	2,168	4	1,415
7	2,91			3	2,82	7	2,926	1	1,618	1	1,244	1	2,115	1	1,386
				1	2,73	1	2,805	3	1,592	7	1,223	1	2,022	1	1,372
				1	2,44	4	2,695	0,5	1,547	0,5	1,204	1	1,940	4	1,358
				1	2,38	4	2,514	1	1,497	2	1,186	5	1,903		
				1	2,29	3	2,432	2	1,482						
						0,5	2,284								

анальцим – около зерна плагиоклаза (см. рис. 8А). Еще показательнее результаты исследования нескольких образцов из углолокской свиты, отличающихся соотношением исходных породообразующих компонентов. В витрокластическом туфе (обр. 29) присутствует только клиноптилолит (рис. 30,А). В туфе, содержащем незначительную примесь кристаллокластев плагиоклаза (обр. 38), кроме клиноптилолита присутствует и значительное количество анальцима (в этом образце встречается также анальцим, выполняющий "пузыри" в вулканическом стекле). На рентгенограмме фракции, обогащенной цеолитами, из лито-кристаллокластического туфа, содержащего лишь незначительную примесь витрокластов, преобладают линии анальцима, а клиноптилолитовых линий мало и они имеют слабую интенсивность (эта рентгенограмма в целом аналогична рентгенограмме обр. 54 и отличается от нее большей "загрязненностью"). В следующем снизу интервале Точилинского разреза, ниже верхов гаххинской свиты¹ (начиная с толщи 9, см. рис. 4), туфы характеризуются более интенсивными изменениями, чем вышележащие: они имеют облик слабовязкой песчанистой глины, очень часто слабо карбонатной. Состоят из сплошной глинистой массы, в которой почти не видно реликтов вулканического стекла, сохраняются (возможно не всегда и не все) лишь кристаллокласты плагиоклазов и цветных минералов. Многочисленны выделения карбонатов, пропитывающих массу породы. Плагиоклазы в шлифах имеют свежий облик, но по краям нередко корродированы. Возможно, начинается разрушение и цветных минералов, но вместе с тем во многих туфовых прослоях широко распространен биотит, совершенно не затронутый вторичными изменениями (лишь иногда слабо гидратирован). Кроме того, в туфах много анальцима, который встречается в виде продуктов замещения плагиоклазов (часто по трещинам и в виде оторочек вокруг кристаллов), а также в виде неправильной формы новообразованных выделений с титанистым и слюдястым минералами (возможно в этом случае является продуктом замещения вулканического стекла). Формы выделения анальцима в туфах иллюстрируются фотографиями (рис. 31, 32,А; см. рис. 30,Б). Столь характерные для туфов вышележащих частей разреза многочисленные кристаллики клиноптилолита здесь встречаются редко. Анальцим в виде тонких секущих жилок (типа альпийских) иногда встречается во вмещающих породах вблизи туфовых прослоев (см. рис. 32,Б).

Несмотря на эти отличия туфов характеризуемого интервала разреза от вышележащих, состав аутигенных глинистых минералов в них остается прежним и отличающимся от состава глинистых минералов во вмещающих породах.

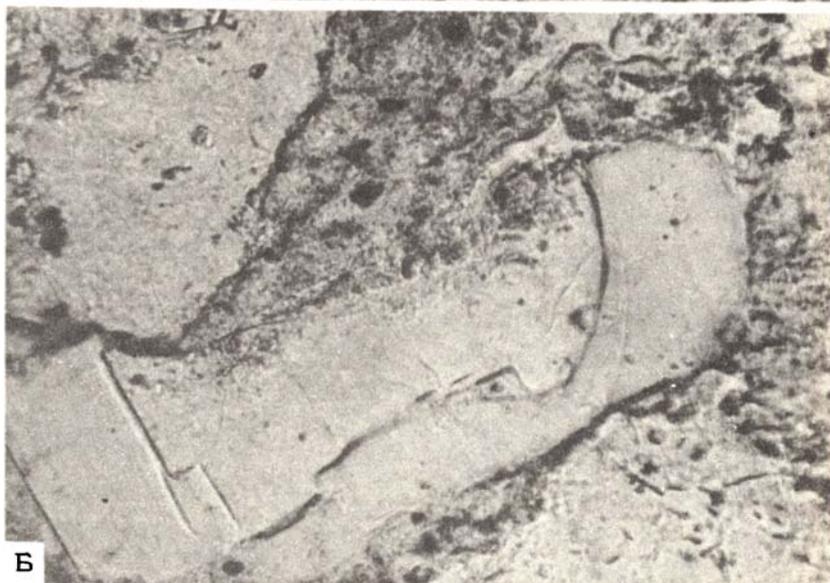
Из толщи 9 гаххинской свиты были проанализированы шесть образцов, четыре из которых отобраны с интервалом в 5–10 см из пласта туфа мощностью 0,3 м, а два – из вмещающих алевролитистых кремнистых туфоаргиллитов, развитых выше и ниже пласта. Рентгенограммы фракции $< 0,001$ из туфов и вмещающих пород сильно различаются. В туфах присутствуют только монтмориллониты, отличающиеся друг от друга базальными отражениями в необработанных препаратах: $d(001) = 11,9; 12,5; 13,9; 14,7 \text{ \AA}$. После насыщения глицеринном и прокаливании характер рентгенограмм становится абсолютно идентичным (см. рис. 27, обр. 45). Присутствие каких-то смешанослойных фаз можно предполагать только по наличию на рентгенограммах прокаленных препаратов базальных отражений высших порядков, очень слабо отличающихся от целночисельных значений. Во фракцию $< 0,001$ вмещающих пород попадает значительное количество кварца, а глинистые минералы представлены хлоритом и смешанослойными фазами типа гидрослода – монтмориллонит с преобладанием то разбухающих, то неразбухающих пакетов.

Туфы, в которых рентгеноструктурным анализом устанавливается присутствие исключительно монтмориллонитов, распространены вплоть до толщи 7 низов гаххинской свиты (см. рис. 27, обр. 46); суммарная мощность перекрывающих отложений достигает 2500 м.

¹ В Майначском разрезе только в самых низах гаххинской свиты.



А



Б

Рис. 30. Выделения цеолитов в туфах

А - клиноптилолит, шлиф, ник. 1, увел. около 925; Б - анальцим, шлиф, ник. 1, увел. около 135

Только в самых низах Точилинского разреза, в ядре антиклинальной структуры, в составе аманинской и низов гакхинской (толща 4) свит обнаружены туфы с иным составом глинистых минералов. В обр. 53 (аманинская свита, толща 2) присутствуют упорядоченный смешанослойный минерал типа ректорита, хлорит и каолинит (см. рис. 27). Химический анализ фракции $< 0,001$ этого образца (см. табл. 7) свидетельствует о значительной доле в ее составе высокоглиноземистых соединений. Но уже на рентгенограмме фракции $< 0,001$ туфа примерно с того же стратиграфического уровня (в 50-60 м выше по разрезу) вместе с хлоритом фиксируется лишь чистая монтмориллонитовая фаза (обр. 52). Присутствие смешанослойных фаз типа гидрослюда - монтмориллонит можно лишь предполагать по наличию нецель-

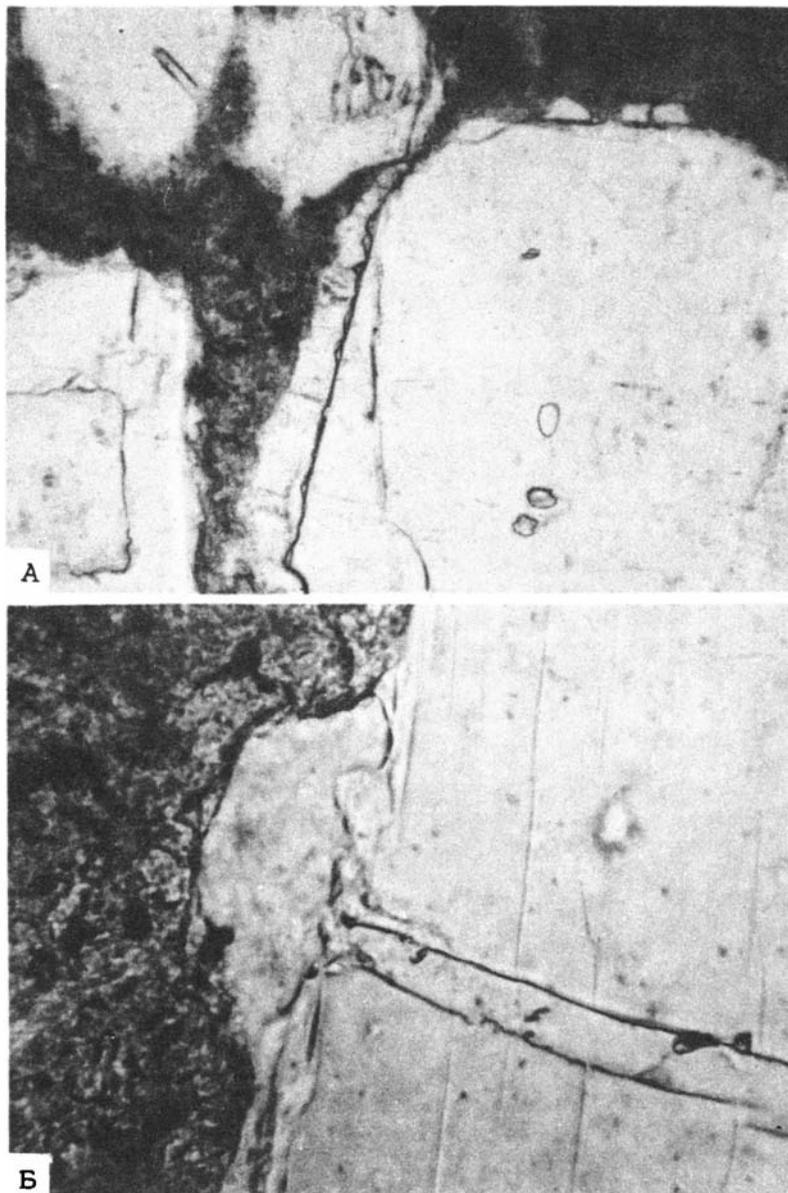


Рис. 31. Анальцим, развивающийся по плагиоклазу в туфах, шлифы, ник. 1

Увел.: А - около 220, Б - около 920

ночисленных отражений некоторых высших порядков. Рентгенограмма обр. 50 из основания гакхинской свиты (толща 4) полностью идентична только что рассмотренной. Однако по другой рентгенограмме, полученной для образца из другого участка того же туфа, можно с большей уверенностью судить о присутствии смешанослойных минералов и, видимо, об отсутствии чистой монтмориллонитовой фазы.

Изучение фракции, обогащенной цеолитами, туфов, развитых в аманинской свите и толще 4 гакхинской, показывает, что она состоит в основном из анальцима; на рентгенограммах присутствует лишь несколько клиноптилолитовых линий, имеющих слабую интенсивность. Анальцим присутствует как

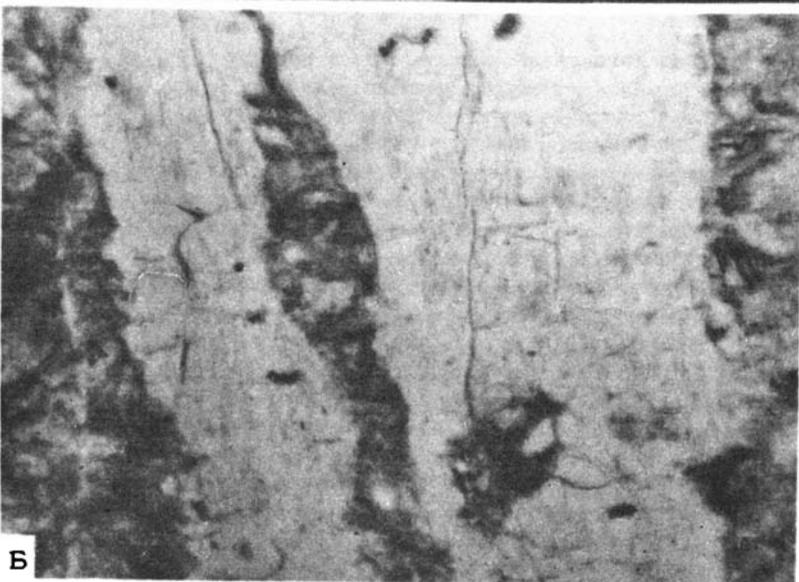
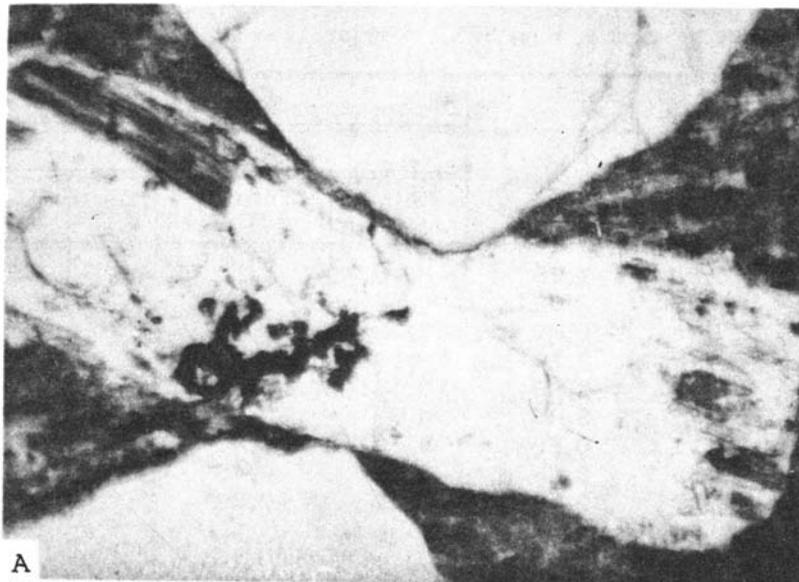


Рис. 32. Выделения анальцима, шлифы, ник. 1, увел. около 135
 А - с титанистым и слюдястым минералами в туфе; Б - в виде жилки в кремнистом туфоаргиллите

продукт изменения плагиоклазов и в виде новообразований в сростании с титанистым и слюдястым минералами.

Во фракцию $< 0,001$ кремнистых туфоаргиллитов из этого интервала попадает значительное количество кварца; глинистые минералы представлены смешанослойными минералами типа гидрослюда - монтмориллонит и хлоритом, возможно, присутствует каолинит (см. рис. 29, обр. 49, 55). В изученных образцах из Точилинского разреза монтмориллонитов в чистой фазе не встречено. А в песчаниках из основания гакхинской свиты Майначского разреза монтмориллонитовый минерал присутствует вместе со смешанослойными фазами и хлоритом (обр. 64), а иногда и с каолинитом.

Таблица 9

Содержание различных форм SiO_2 в туфах (вес.%)

№ обр.*	SiO_2 вал.	SiO_2 нераств.	Содержание SiO_2 , Al_2O_3 и		
			I + II		
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 ,
2	68,89	1,28	6,46	1,17	0,68
5	66,48	0,95	6,59	1,49	0,81
10	59,42	0,89	7,02	1,39	1,01
13	60,73	0,70	6,51	2,57	0,91
18	65,81	0,80	10,78	0,26	Нет
22	57,78	2,80	4,66	0,38	"
30	58,11	0,68	4,50	1,41	1,10
32	54,86	0,68	3,26	0,48	Нет
50	42,09	2,18	0,92	0,32	"

*См. примечание к табл. 2

В низах Точилинского разреза встречаются тонкие (в туфах пластовые, а во вмещающих породах – секущие) жилки кальцита с флюоритом (рис. 33).

Процесс глинизации туфов сопровождается изменением их химического состава (см. табл. 2). В этой таблице анализы с № 1 по 14 расположены в порядке, отвечающем относительному положению проанализированных образцов сверху вниз по разрезу. Как уже неоднократно подчеркивалось, первичный состав большинства туфов близок, а данные химических анализов показывают тенденцию к уменьшению содержания кремнезема в них по мере погружения¹. При глинизации вулканического стекла должно освобождаться значительное количество кремнезема. Если бы он оставался в породе, валовый химический состав был бы близок к исходному, а наблюдаемые изменения позволяют предполагать вынос кремнезема из породы. Аномально высокие содержания (для андезито-дацитового состава) кремнезема, видимо, связаны с примесью первично-органогенного вещества: в неизмененных туфах какертской свиты (обр. 2 и 5) остатки диатомовых видны под микроскопом; в туфах остальных частей разреза (например, обр. 18) остатки диатомовых (так же как и во вмещающих породах) могут и не сохраняться. Определение форм кремнезема в туфах методом растворимости еще менее надежно, чем в кремнистых породах, так как неизвестны точные данные о характере взаимодействия вулканического стекла с содовыми растворами. Однако при малых и близких содержаниях нерастворимых форм (табл. 9) в туфах (наряду с уменьшением содержания SiO_2 вал.) по мере их глинизации наблюдается тенденция к уменьшению количества кремнезема, попадающего в содовые вытяжки. Это также может служить подтверждением того, что любой (первично-органогенный ли, освобождающийся ли при глинизации вулканического стекла) свободный кремнезем не остается в туфах, а, видимо, уходит во вмещающие породы. Можно, конечно, предполагать и привнос компонентов, связывающих свободный кремнезем, но в любом случае тезис о перераспределении вещества, более активном, чем при автоэпигенетических процессах, остается справедливым.

Подводя итог сказанному о постседиментационных преобразованиях туфов, можно отметить следующее.

¹Надо учесть, что в каждом интервале разреза, где могут присутствовать относительно менее и более измененные туфы, для анализа выбирались наименее измененные.

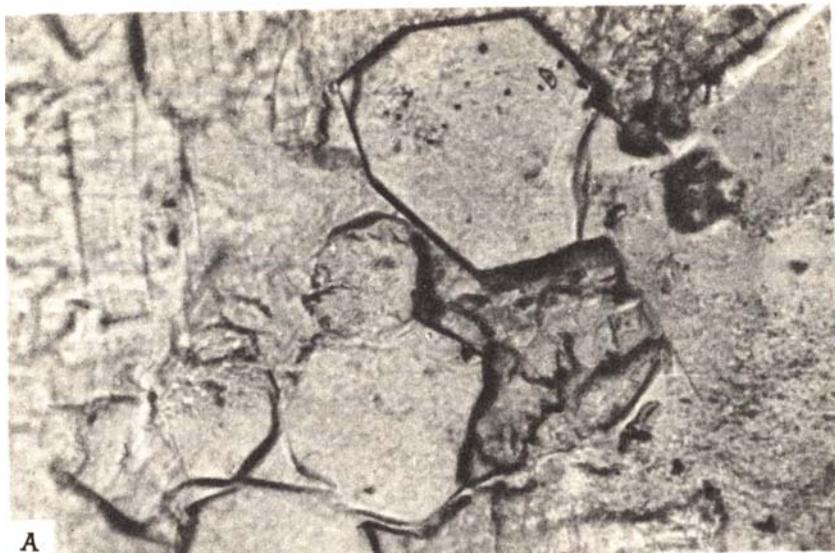
Fe₂O₃, определенное в содовых вытяжках

III + IV			V + VI		
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
4,24	Нет	Нет	-	-	-
3,99	'	'	-	-	-
3,78	0,38	'	-	-	-
-	-	-	-	-	-
3,58	0,53	Нет	-	-	-
3,16	0,47	'	2,88	0,43	Нет
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-

Вопреки широко распространенному мнению об интенсивной диагенетической переработке вулканического стекла, отложившегося в море, в гомогенных пепловых пластах из изученных отложений такое преобразование не происходило или выражено очень слабо. В изученных разрезах большинство туфов какертской свиты (в разрезе бухты Квачина и верхов кулувенской), прошедших диагенетическую стадию, совершенно не затронуто вторичными преобразованиями. Лишь в единичных гомогенных пепловых пластах этого интервала разреза (так же как и в перекрывающих отложениях) отмечается очень небольшое количество монтмориллонита. Даже если считать эту слабо выраженную монтмориллонитизацию вулканического стекла диагенетической, ее масштабы не идут ни в какое сравнение с процессами, происходящими на более поздних стадиях. Возможно, в смешанных породах и происходит более интенсивное разрушение вулканического стекла, но в этом случае нет почти никакой возможности различить аутигенные и аллотигенные монтмориллониты.

Катагенетические преобразования вулканического стекла приводят к замещению его агрегатом монтмориллонита и клиноптилолита. Тесная парагенетическая ассоциация этих аутигенных минералов сохраняется в интервале разреза не менее чем 1200-метровой мощности (см. ниже рис. 43). Постепенно, по мере погружения, в туфах исчезают реликты вулканического стекла, а затем, возможно, и клиноптилолит (в наиболее сильно глинизированных туфах). Если согласиться с М. Брамлеттом и Е. Позняком (Bramlette, Posnjak, 1933) и некоторыми другими исследователями в том, что клиноптилолит является промежуточным продуктом преобразования вулканического стекла в бентонит, то такой процесс замещения клиноптилолита глинистыми минералами возможен. Правда, Кошуми и Рой (Koizumi, Roy, 1960) установили, что при нормальном давлении и температуре 320°C гейландит разлагается с образованием кальциевого анальцима (вайракита), кремнезема и воды. Возможно, на глубине при больших давлениях такой процесс может происходить при более низких температурах и, возможно, процессом, подобным этому, объясняется преимущественное развитие анальцима по сравнению с клиноптилолитом в туфах низов Точилинского разреза, а не только большой ролью плагиоклазов в их составе.

В преобразовании вулканического стекла нет четкой связи с теми зонами, которые можно выделить на основе изучения катагенетического преобразования органогенного кремнезема. Только с опаловой зоной совпадает преимущественно



А



Б

Рис. 33. Жилка кальцита с флюоритом в кремнистых туфоаргиллитах аманинской свиты, шлифы, увел. около 325

А - ник. 1; Б - ник. 2

ное распространение неизмененных туфов. В кристобалитовой и кварцевой зонах по мере погружения меняется лишь степень разложения вулканического стекла, а монтмориллониты остаются по существу единственными аутигенными глинистыми минералами. Они сохраняются до уровня, перекрытого не менее чем 2500-метровой толщей осадков (как будет показано ниже, в разрезе о. Карагинского - до 3000 м), и оказываются более устойчивыми к катагенетическим преобразованиям, чем принято думать. По мнению многих исследователей, исчезновение монтмориллонитового минерала по мере погружения отложений на значительные глубины связано с его стадийным преобразованием в другие минералы и прежде всего в гидрослюда (Шутов, 1962; Коссовская, Шутов, 1958; Грим, 1959; Коссовская, 1959; Коссовская и др., 1963). В. Д. Шутов с соавторами (Шутов и др., 1971) считают ректоритовую фазу преобразования пирокластических пород угленосной формации Карагинского

бассейна промежуточной стадией процесса автоэпигенетического преобразования монтмориллонита в гидрослоду. Различные смешанослойные минералы могут формироваться из монтмориллонита и под влиянием гидротерм.

Описанное выше изменение состава глинистых минералов, наблюдаемое в низах Точилинского разреза, связано не только с погружением, но и, несомненно, с локальным наложением гидротермальных процессов. О проявлении гидротермального воздействия свидетельствуют присутствие в этих туфах и вмещающих их породах тонких кальцитовых жилков с флюоритом, пятнистый характер распределения изменений глинистых минералов в одном туфовом пласте и неустойчивость этих изменений в разных пластах, расположенных на близких уровнях, а также, возможно, частое сонахождение новообразований анальцима с титанистым и слюдяным минералами. Подтверждением этой точки зрения служит локальный характер распространения подобного типа изменений на площади: их отсутствие в соседних разрезах (имеющих, правда, меньшую мощность) и особенно в разрезе о. Карагинского (см. главу V), имеющего вполне соизмеримую с Точилинским мощность.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИОЦЕНОВЫХ ТУФОВО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Третичные и, в частности, миоценовые кремнистые породы весьма широко распространены в северной части Тихого океана и его обрамления. Они обнаружены океанографическими экспедициями в различных местах на дне Тихого океана, широко развиты среди мощных морских¹ вулканогенно-осадочных толщ не только на Камчатке, но и на Чукотке, Сахалине, Курильских и Командорских островах, в Японии и по всему восточному побережью океана (Жузе, 1968).

А.П.Жузе анализировала распространение только диатомитов, но так же широко распространены кремнистые породы, лишенные органогенной структуры или сохранившие только реликты ее. На кремнистый состав таких пород не всегда обращается должное внимание, особенно в тех случаях, когда свободный кремнезем является не единственным и не главным порообразующим компонентом.

Между тем подобные породы, в различной степени обогащенные свободным кремнеземом, как было показано на примере миоценовых отложений Западной Камчатки, наряду с высококремнистыми разностями играют существенную роль в строении мощных вулканогенно-осадочных толщ. В других регионах обрамления северной части Тихого океана породы, слагающие миоценовые отложения, так же как на Западной Камчатке, состоят из материала трех источников — разрушения суши, вулканической деятельности и жизнедеятельности организмов.

Естественно, что соотношение основных порообразующих компонентов не остается постоянным во всех регионах, но в условиях образования и в строении морских миоценовых туфово-кремнистых комплексов различных регионов имеется много общих черт. Свободный кремнезем в большинстве случаев и в основном имеет первично органогенную природу. По форме нахождения кремнезема выделяются аналоги встреченным на Западной Камчатке трем типам пород.

Наряду с высококремнистыми разностями развиты породы смешанного состава с повышенной кремнистостью. Для большинства районов характерно обогащение кремнистых и других миоценовых пород пирокластическим материалом и обилие туфовых пластов в разрезе. Во всех районах в общих чертах соблюдается и вертикальная зональность в распределении различных типов кремнистых пород и общая тенденция изменения пирокластического материала, устанавливаемые в миоцене Западной Камчатки.

Ниже рассматриваются несколько примеров миоценовых туфово-кремнистых морских отложений других регионов. Основное внимание обращается на роль первично-органогенного кремнезема в их образовании и на направленность его катагенетического преобразования.

¹ В пределах континентального обрамления Тихого океана широко распространены также и озерные диатомиты третичного возраста, но их изучение не входило в задачу настоящей работы.

Миоценовые отложения Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны сложены главным образом вулканогенными образованиями. Вулканогенно-осадочные морские отложения среди них распространены незначительно и представлены преимущественно прибрежно-морскими фациями, среди которых преобладают грубообломочные породы. Участие свободного кремнезема в сложении пелитоморфных и алевритовых пород можно лишь предполагать по аналогии с другими районами. Кремнистые породы типа опок вивентекской свиты Западной Камчатки описаны М.М. Лебедевым только в южной части этой зоны в составе, по-видимому, среднемиоценовой березовской свиты (Геология СССР..., 1964).

В Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоне третичные и в том числе миоценовые морские вулканогенно-осадочные отложения широко распространены в пределах как Центрально-Камчатского, так и Восточно-Камчатского и Тюшевского прогибов. Но здесь они на больших площадях перекрыты мощным чехлом осадочных и вулканических четвертичных образований или скрыты водами моря. На схематической карте неогеновых отложений Камчатки (см. рис. 2) показаны лишь выходящие на дневную поверхность неогеновые отложения¹. Оценить роль свободного первично-органогенного кремнезема в формировании отложений и направление его катагенетического преобразования по чужим материалам очень трудно, потому что на эти особенности состава и изменения пород туфово-кремнистых комплексов до сих пор обращалось мало внимания. Однако большинство геологов пишут о присутствии в пелитоморфных (аргиллиты) и алевритовых породах нижних частей неогенового разреза (в олигоцен-нижнемиоценовой богачевской серии) плохо сохранившихся остатков диатомей, спикул, губок, радиолярий; иногда об "окремненности" аргиллитов и алевролитов; в некоторых случаях о туфогенных аргиллитах и алевролитах с органогенной структурой. В целом отмечается увеличение содержания панцирей диатомей вверх по разрезу. В тюшевской серии (средний - верхний миоцен) остатки кремневых организмов встречаются несравненно чаще; нередко в составе серии выделяются пачки, пласты и линзы диатомитов, туфодиатомитов, спонголитов; отмечается опоквидность многих пород разреза. В составе аналогов кавранской серии (верхний миоцен - плиоцен) также имеются пачки диатомитов и туфодиатомитов; в туфопесчаниках нередко отмечается глинисто-опаловый цемент с остатками диатомей. Если не учитывать характера катагенетических преобразований органогенного кремнезема, приводящих к постепенному исчезновению органогенной структуры в мощных разрезах по мере погружения, то можно прийти к ошибочному выводу о пышном расцвете диатомовой флоры, начиная только со среднего или позднего миоцена. А все сказанное выше позволяет предполагать значительное участие первично органогенного кремнезема не только в породах верхних частей неогенового разреза, где органогенная структура осадков хорошо сохранилась, но, по аналогии с Западной Камчаткой, и во многих пелитоморфных породах низов разреза, где имеются только реликты ее.

В целом роль кремнистых пород в строении неогеновых отложений Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны относительно больше в пределах Восточно-Камчатского и Тюшевского прогибов, чем Центрально-Камчатского, где большая роль принадлежит вулканогенным образованиям и грубообломочным породам. Мною детально изучены миоценовые разрезы о. Карагинского и п-ова Ильпинского, находящиеся на северо-восточном продолжении Центрально-Камчатского прогиба и отличающиеся от разрезов более южных частей прогиба преобладанием вулканогенно-осадочных отложений. Хотя для этих разрезов и не характерна большая роль чистых разностей кремнистых пород, но участие первично-органогенного кремнезема в сложении пород смешанного состава отмечается на любом стратиграфическом уровне. Преимуществом

¹ На карте не показаны нерасчлененные палеоген-неогеновые образования, так как большая часть из них, видимо, принадлежит к палеогену.

разреза о. Карагинского, кроме того, является большая мощность, непрерывность и четко устанавливаемая последовательность выделяемых стратиграфических подразделений.

ОСТРОВ КАРАГИНСКИЙ

На о. Карагинском вскрывается один из наиболее полных в пределах Восточной Камчатки разрез неогена, сложенный мощными толщами морских вулканогенно-осадочных образований, охарактеризованных богатой ископаемой фауной. Эти отложения развиты в северо-западной части острова и расчленяются на две крупные серии, нижняя из которых отвечает нижнему и частично среднему миоцену, а верхняя — верхнему миоцену и плиоцену (Гладенков, Гречин, 1969). Неогеновые отложения на юго-восточном берегу острова, в районе г. Перешеек, без видимого несогласия залегают на верхней толще свиты мыса Тонс (верхний олигоцен), представленной белесыми кремнистыми туфоаргиллитами с тонкими прослоями глинизированных кристалло-витрокластических туфов. Эта толща похожа на отложения ковачинской серии или гакхинской свиты Точилинской антиклинали. Ниже приводится краткая, но основанная на послойном изучении характеристика части разреза, относимой к миоцену. Нижняя половина непрерывного разреза описана на юго-восточном берегу острова и по долинам ручьев в наиболее узкой южной его части, а верхняя — в береговых обрывах северо-западного побережья.

Нижняя серия (нижний—средний миоцен)

Серия сложена преимущественно туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. В отличие от подобных пород воямпольской серии Западной Камчатки, они в меньшей степени обогащены свободным кремнеземом. Туфовые пласты многочисленны только в верхней части этой серии, где встречаются пласты крупносаммитовых пемзовых туфов мощностью до 20 м. Нижняя часть серии сложена толщей очень характерных, не встреченных на Западной Камчатке, терригенно-тефрогенных пород. В составе серии выделяются три свиты: ильхатунская, песчаников с *Laternula* и пестроцветная (рис. 34).

Ильхатунская свита характеризуется темным зеленовато-серым цветом слагающих ее пород и преимущественным распространением в ее составе слабо кремнистых туфоаргиллитов (в различной степени обогащенных песчано-алевритовым материалом) с прослоями туфопесчаников. Туфоаргиллиты крепкие, плитчатые или слабо сцементированные, скорлуповатые. Имеют неотчетливую выраженную неправильную мелкую линзовидную слоистую текстуру. Пелитовая масса туфоаргиллитов состоит из агрегата глинистых минералов и тонко раскристаллизованного кремнезема в форме кварца (халцедона). Преобладают глинистые минералы, представленные монтмориллонитом, хлоритом, гидрослюдой и смешанослойными фазами типа гидрослюда — монтмориллонит; свободному кремнезему принадлежит подчиненная роль. В пелитовой массе различимы фрагменты вулканических стекол и остатки полурастворившихся диатомей. В породах много пирита в виде характерных шаровидных выделений, обугленного растительного детрита; встречается мелкая беспорядочно рассеянная галька. Примесь песчано-алевритового терригенного и пирокластического материала, составляющая от 10 до 50%, распределена неравномерно.

Туфопесчаники отличаются содержанием обломочного материала (75%) и подчиненным количеством пелитовой массы (до 25%), по составу аналогичной пелитовой массе туфоаргиллитов. Кроме того, встречаются пачки разнозернистых темно-зеленых песчаников, почти не содержащих примеси пирокластического материала и имеющих поровый глинисто-цеолитовый цемент.

Редкие тонкие (0,1–0,2 м) прослои кристалло-витрокластических монтмориллонитизированных и цеолитизированных туфов отмечены только в нижней

части ильхатунской свиты. В ее основании залегают очень характерные темно-зеленые терригенно-тефрогенные породы, состоящие из плохо сортированного окатанного материала от валуниной до песчаной размерности. Обломки представлены очень однообразными по составу эффузивами (андезито-базальты, андезиты), вулканическим стеклом и кристаллокластами неизмененных плагиоклаза и пироксена. Примесь собственно терригенного материала незначительна и представлена осадочными и метаморфизованными породами; много битой ракуши пелиципод и гастропод; цемент поровый глинисто-цеолитовый.

По всему разрезу встречаются многочисленные карбонатные конкреции разного размера и формы.

Выделяются следующие толщи (снизу вверх):

Мощность, м

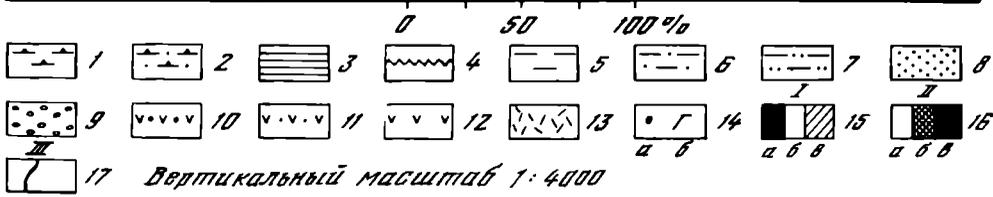
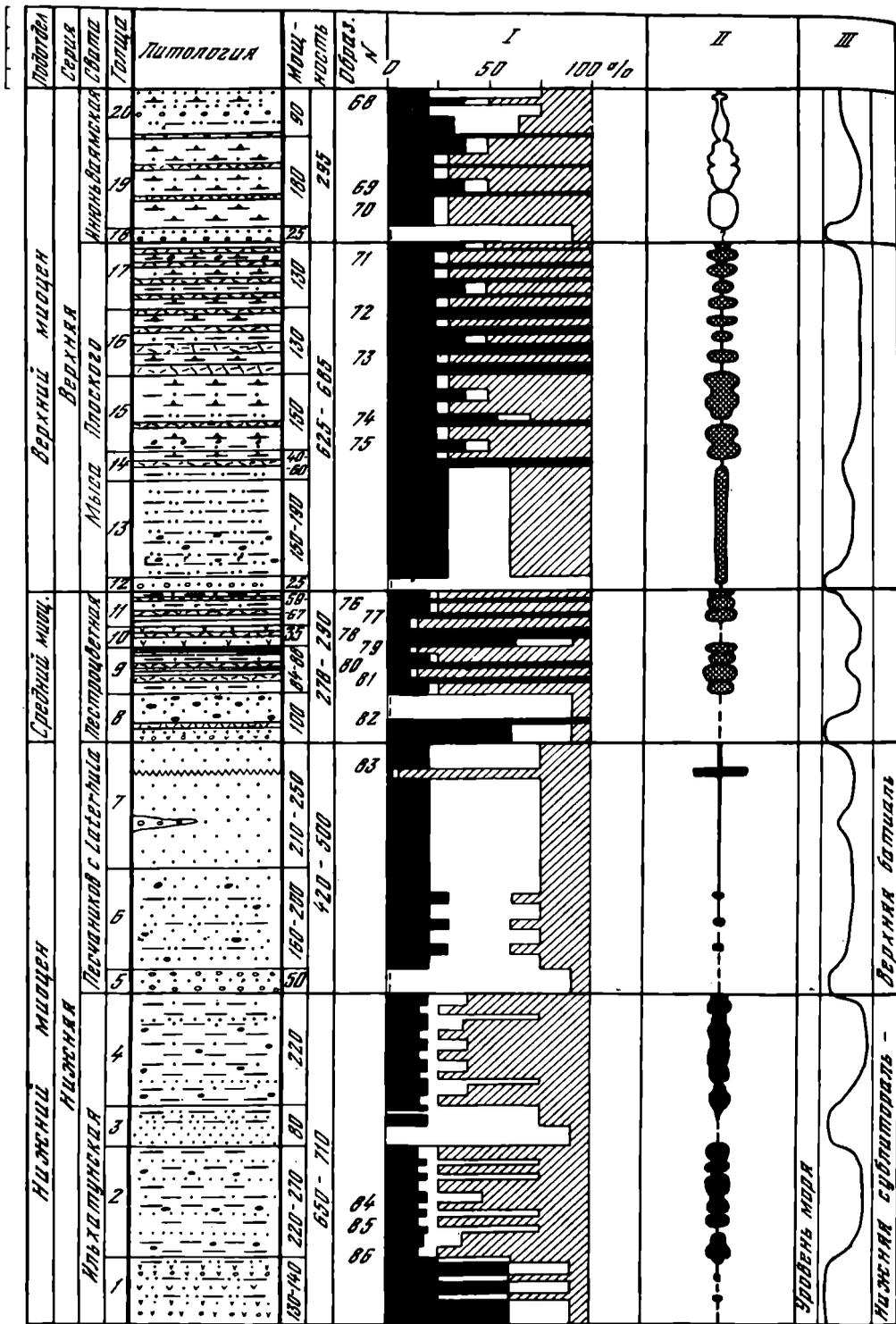
1. Ритмичное чередование пластов: а) терригенно-тефрогенных пород, в составе которых преобладает грубообломочный материал (крупнопсаммитовый – галечный с примесью беспорядочно рассеянных валунов); б) терригенно-тефрогенных пород с преобладанием среднеспаммитового материала; в) глинисто-кремнистых, главным образом мелкозернистых туфопесчаников, содержащих до 25–50% пелитовой массы, в которой много фрагментов полурасстворившихся диатомей и спикул губок. В верхней части толщи имеются редкие тонкие (0,1–0,2 м) пласты глинизированных и цеолитизированных кристалло-витроклассических туфов 130–140
2. Зеленовато-серые слабо кремнистые туфоаргиллиты, неравномерно обогащенные псаммитово-алевритистым материалом, скорлуповатые, с редкими прослоями кремнисто-глинистых туфопесчаников и прослоем органогенно-обломочного (пелициподового) известняка. Многочисленны карбонатные конкреции 220–270
3. Темно-зеленые песчаники, вверх переходящие в зеленовато-серые кремнисто-глинистые туфопесчаники 80
4. Слабо кремнистые туфоаргиллиты, подобные слагающим толщу 2; содержат многочисленные конкреции; в нижней и верхней частях – прослой кремнисто-глинистых туфопесчаников 220

Свита песчаников с *Laternula* сложена однообразным комплексом желтовато-зеленых и зеленовато-серых туфопесчаников, содержащих редкую мелкую "плавающую" гальку и беспорядочно рассеянные карбонатные конкреции. Туфопесчаники средне-, чаще мелкозернистые; цемент глинистый и глинисто-цеолитовый. Только в связующей глинисто-кремнистой массе (до 25–50%) алевритистых разностей мелкозернистых туфопесчаников ведущая роль принадлежит свободному кремнезему, представленному тонкораскристаллизованным кремнистым веществом в кварцевой (халцедоновой) форме и остатками полурасстворившихся диатомей и спикул губок. В этой свите встречаются лишь единичные очень тонкие (несколько сантиметров) прослой высококремнистых пород, по форме кремнезема аналогичных перекристаллизованным опокам Западной Камчатки.

Выделяются три толщи:

Мощность, м

5. Темно-зеленые плохо сортированные песчаники и конгломераты 50
6. Монотонные желтовато-зеленые мелкозернистые туфопесчаники с прослоями светлых зеленовато-серых глинисто-кремнистых алевритистых разностей. Много карбонатных конкреций 160–200
7. Желтовато-зеленые мелкозернистые туфопесчаники, содержащие в нижней части прослой и линзы туфогравелитов, а в верхней – единичные тонкие (2–5 см) прослой высококремнистых пород 210–250



Пестроцветная свита имеет очень характерный облик благодаря частому переслаиванию различных пород, имеющих разную окраску. Это полосчатые кремнистые туфоаргиллиты, различные туфы, терригенно-тефрогенные породы, песчаники.

Кремнистые туфоаргиллиты на свежих сколах имеют светлую зеленовато-серую окраску, с поверхности – белесые, окрашены в коричневые, кремновые, бурые, желтые, лиловые тона. Подобны кремнистым туфоаргиллитам, описанным в составе вивентекской и кулувенской свит Точилинского разреза, где они ассоциируют с опоками. Так же как на Западной Камчатке, в пелитовой массе туфоаргиллитов, состоящей из агрегата глинистых минералов и тонкораскристаллизованного (скрытокристаллического) кремнезема, представленного преобладающим кристобалитом, ведущая роль принадлежит свободному кремнезему. Кроме того, в ней различимы фрагменты вулканических стекол и полураспорванных диатомей. В некоторых случаях первичная органогенная структура пород сохраняется хорошо. Содержание песчано-алевритовой примеси пирокластического и терригенного материала около 10–25%, иногда до 50%; встречается и мелкая "плавающая" галька.

Для пестроцветной свиты очень характерны многочисленные пласты туфов, андезитовых или андезито-дацитовых по составу. Встречаются пласты туфов мощностью 0,1–0,4 м, похожих на характерные для среднего миоцена Западной Камчатки. Это сильно монтмориллонитизированные и цеолитизированные скорлуповатые алевропелитовые кристалло-витрокластические туфы, темно-зеленые с поверхности и белесые на свежих сколах. Но наиболее широко распространены слабее измененные крупнопсаммитовые кристалло-витрокластические и пемзовые горизонтально-слоистые туфы зеленовато-серого и светло-серого цвета, образующие пласты мощностью от одного до нескольких метров. Кроме того, встречаются редкие пласты кристалло-литокластических туфов. Пласты крупнопсаммитовых туфов в нижних частях часто содержат примесь гравийно-мелкогалечного терригенного материала. Окатанный пирокластический материал вместе с терригенным иногда образует пласты смешанных терригенно-тефрогенных пород, подобных встречающимся в низах ильхатунской свиты. Имеются пласты и пачки собственно терригенных песчаников темно-зеленого цвета с глинисто-цеолитовым цементом.

Выделяются следующие толщи:

Мощность, м

8. Темно-зеленые мелко-среднезернистые песчаники, иногда с примесью гравийно-галечного материала; многочисленны карбонатные конкреции. В основании пачка (до 50 м) терри-

Рис. 34. Разрез миоценовых отложений о. Карагинского и диаграммы его особенностей

1 – туфодиазомиты; 2 – песчанистые туфодиазомиты; 3 – кремнистые туфоаргиллиты; 4 – перекристаллизованные опоки; 5 – слабо кремнистые туфоаргиллиты; 6 – алевритистые слабо кремнистые туфоаргиллиты; 7 – глинисто-кремнистые туфопесчаники и туфоалевродиты; 8 – песчаники и туфопесчаники; 9 – конгломераты и гравелиты; 10 – гравийно-галечные терригенно-тефрогенные породы; 11 – песчанистые терригенно-тефрогенные породы; 12 – туфы псаммитовые кристалло-литокластические основного – среднего состава; 13 – туфы витро-кристаллокластические среднего-кислого состава; 14 – карбонатные конкреции разнообразной формы (а) и геннойши (б); 15 – диаграмма I – относительное содержание в породах в %: а – пирокластического материала, б – терригенного материала, в – пелитовой массы + органогенно-кремнистого материала; 16 – диаграмма II – изменение относительной роли свободного кремнезема в породах и зоны преобладания: а – опала, б – кристобалита, в – кварца (халцедона); 17 – диаграмма III – изменение относительной глубины осадконакопления

генно-тефрогенных гравийно-галечных и песчаных пород с пластами кристалло-витрокластических и пемзовых крупнопсаммитовых туфов	до 100
9. Полосчатые кремнистые и псаммитово-алевритистые кремнистые туфоаргиллиты с частыми пластами кристалло-витрокластических и пемзовых туфов	84-88
10. Слоистые крупно- и мелкопсаммитовые кристалло-витрокластические, пемзовые и кристалло-литокластические туфы и терригенно-тефрогенные песчанистые породы. Редкие тонкие прослой и маломощные пачки кремнистых туфоаргиллитов, содержащих примесь алевро-псаммитового материала	35
11. Кремнистые туфоаргиллиты, в различной степени обогащенные песчано-алевритовым материалом, содержат частые маломощные прослой алевро-пелитовых кристалло-витрокластических туфов и более редкие, но мощные пласты крупнопсаммитовых кристалло-витрокластических и пемзовых туфов	59-67

Верхняя серия (верхний миоцен—плюоцен)

Верхняя серия залегает на нижележащих отложениях, видимо, трансгрессивно. Наибольшее распространение в ее составе имеют туфодиазомиты, содержащие прослой чаще всего неизмененных кристалло-витрокластических и витрокластических туфов. Эти отложения в целом похожи на отложения кавранской серии Западной Камчатки. К верхнему миоцену отнесены две свиты: мыса Плоского и юньювямская.

Свита мыса Плоского в нижней части сложена зеленовато-серыми слабо сцементированными глинисто-кремнистыми туфоалевролитами с беспорядочно рассеянной значительной примесью песчанистого материала, гальки, мелких валунов, растительного детрита. Выше развит довольно однообразный комплекс кремнистых туфоаргиллитов и туфодиазомитов с различной, неравномерно распределенной примесью алевро-псаммитового материала, растительного детрита и "плавающей" галькой. Породы аналогичны описанным в кулувенской и частично какертской свитах Точилинского разреза. В целом сохранность органогенной структуры в них улучшается вверх по разрезу. В туфодиазомитах иногда много спикул губок, вплоть до того, что в некоторых участках породу можно называть спонголитом.

Для свиты характерны пачки (до 10-15 м) туфов, включающих крупнопсаммитовые пемзовые (обычно карбонатизированные) и алевро-пелитовые кристалло-витрокластические (монтмориллонитизированные и цеолитизированные) разновидности. Кроме таких туфовых пачек присутствуют и самостоятельные, обычно маломощные пласты алевро-пелитовых туфов. Они кристалло-витрокластические и витрокластические, не затронуты вторичными преобразованиями и аналогичны развитым в какертской свите Точилинского разреза.

Выделяются следующие толщи.

12. Темно-зеленые песчаники, содержащие примесь гравийно-галечного материала и линзы гравелитов; много карбонатных конкреций	25
13. Желтовато- и зеленовато-серые песчанистые глинисто-кремнистые туфоалевролиты с остатками органогенной структуры в основной массе; слабо сцементированные, содержат значительную неравномерно и беспорядочно распределенную примесь гальки и мелких валунов; характерны карбонатные конкреции и геннойши	150-190
14. Песчанистые глинисто-кремнистые туфоалевролиты с горизонтами туфодиазомитов и частыми мощными пластами кристалло-витрокластических туфов	40-60

15. Псаммитово-алевритистые кремнистые туфоаргиллиты (с остатками органогенной структуры) и туфодиазомиты; встречаются карбонатные конкреции и редкие тонкие прослои измененных рыхлых витрокластических туфов 150
16. Чередование (по 10-15 м) пачек туфодиазомитов или псаммитово-алевритистых кремнистых туфоаргиллитов с пачками, сложенными горизонтально-слоистыми пелитовыми витрокластическими и псаммитовыми пемзовыми туфами, в нижних частях иногда содержащими примесь гравийно-мелкогалечного терригенного материала 130
17. Туфодиазомиты и псаммитово-алевритистые кремнистые туфоаргиллиты, сходные с толщей 15 и отличающиеся большим числом туфовых пластов, среди которых нередки пемзовые . . . 130

Юнкюньваямская свита сложена преимущественно туфодиазомитами. Чередуются пачки туфодиазомитов с большим и меньшим содержанием песчанистой примеси. В породах беспорядочно рассеяны редкая мелкая "плавающая" галька и обугленный растительный детрит. Кверху постепенно увеличивается количество песчанистого материала и туфодиазомиты сменяются туфопесчаниками. Для свиты характерны нечастые прослои рыхлых белых витрокластических не затронутых вторичными изменениями туфов.

Выделяются три толщи.

Мощность, м

18. Гравелиты с галечным материалом, туфопесчаники и кремнисто-глинистые туфоалевролиты с битой ракушей пелиципод . . . до 25
19. Туфодиазомиты с карбонатными конкрециями и редкими тонкими прослоями алевро-пелитовых витрокластических туфов . . . 180
20. Желтовато-зеленые глинисто-кремнистые туфопесчаники, глинисто-кремнистые туфоалевролиты, гравелиты и конгломераты с прослоем (1,0-1,5 м) органогенно-обломочного (пелициподового) известняка и единичными прослоями сильно песчанистых туфодиазомитов. В основании пласт псефитового базальтового кристалло-литокластического туфа 90

Выше залегают грубообломочные косослоистые отложения лимимтэваямской свиты, относимой к плиоцену.

В миоценовом разрезе о. Карагинского развиты по существу те же типы пород, что и на Западной Камчатке. Основное отличие заключается в небольшой роли высококремнистых пород, а также в значительном распространении очень характерных грубообломочных терригенно-тефрогенных пород, не встречаемых на Западной Камчатке.

Как показало изучение вещественного состава миоценовых отложений о. Карагинского, основными породообразующими компонентами в них, так же как на Западной Камчатке, служат обломочный терригенный материал, пирокластический материал, аутигенное и аллотигенное глинистое вещество и свободный кремнезем в виде сохранившихся кремневых органических остатков или очень тонко раскристаллизованного вещества.

Терригенный обломочный материал характеризуется теми же особенностями, что и в изученных разрезах Западной Камчатки (см. главу III). Эти особенности заключаются в преобладании эффузивов разного, но преимущественно основного - среднего состава, кислых - средних плагиоклазов (олигоклазандезины), небольшом количестве кварца, редкости калишпатов. Хотя характер терригенного материала изменяется в различных гранулометрических фракциях, в целом по разрезу он остается более или менее постоянным. В отличие от описанных выше разрезов терригенный материал в миоцене о. Карагинского чаще встречается вне смеси с другими компонентами - пачки и толщи терригенных пород имеются в основании большинства свит.

Пирокластический материал в карагинском миоцене встречается в составе большинства смешанных пород и образует гомогенные пепловые пласты часто большей мощности, чем туфы Точилинского разреза. Представлен он вулканическим стеклом, пемзой, кристаллокластами (плагноклазы и цветные минералы) и литокластами (андезиты, андезито-базальты, реже базальты). Литокласты имеют несколько более основной состав, чем витрокласты и пемза. Химические анализы неизмененного (или измененного слабо) пеплового материала из гомогенных кристалло-витрокластических и пемзовых туфовых пластов (см. табл. 2) свидетельствуют о близости их состава, отвечающего андезиту или андезито-дациту, к туфам Точилинского разреза. Наряду с наиболее распространенными на Западной Камчатке алевро-пелитовыми и мелкопсаммитовыми туфами на о. Карагинском из-за близости вулканических очагов часты мощные пласты крупнопсаммитовых преимущественно пемзовых туфов, которые не встречаются только в юньювьямской свите и в вышележащих отложениях, где туфы полностью идентичны развитым, например, в какертской свите Точилинского разреза. Кроме того, в основании ильхатунской и частично в пестроцветной свите окатанный пирокластический материал преобладает в составе грубообломочных терригенно-тефрогенных пород, не встреченных на Западной Камчатке.

Глинистый материал, по данным рентгеноструктурного изучения, в миоцене о. Карагинского в основном представлен тем же комплексом минералов, что и в описанных выше разрезах. Весьма характерно, что на любом стратиграфическом уровне в гомогенных пепловых пластах распространены исключительно аутигенные монтмориллониты (рис. 35) в ассоциации с цеолитами. Очень небольшая примесь хлорита отмечается в образцах, где присутствует примесь терригенного материала. Химический состав фракции <0,001 мм из монтмориллонитизированных туфов близок к химическому составу этой фракции из аналогичных туфов Точилинского разреза (см. табл. 7). Ректорит и смешанослойные минералы типа гидрослюда - монтмориллонит, обнаруженные в туфах амаинской свиты, на о. Карагинском не встречены даже в самых нижних частях разреза.

В то же время породы смешанного состава характеризуются комплексом глинистых минералов, представленных монтмориллонитами, смешанослойными фазами, хлоритом, гидрослюдой (рис. 36). Причем все эти минералы встречаются в смешанных породах и в верхней части разреза, где вулканическое стекло не затронуто вторичными изменениями, что, так же как и на Западной Камчатке, позволяет считать их в этом случае терригенными или продуктами трансформации аллотигенного глинистого вещества.

Свободный кремнезем в характеризуемом разрезе, так же как на Западной Камчатке, имеет первично органогенную природу. Об этом свидетельствует анализ вещественного состава пород, текстур, структур, проследиживание изменений кремнистого вещества и т.д., а также сравнение развитых в миоцене о. Карагинского пород и наблюдаемых в них катагенетических преобразований с породами и катагенетическими преобразованиями первично органогенного кремнезема миоцена Западной Камчатки. Хотя органогенный кремнезем в миоцене о. Карагинского и не образует высококремнистых разновидностей пород, все же по форме кремнезема можно и здесь выделить аналоги тех же трех типов, что и на Западной Камчатке.

Породы первого типа, т.е. сложенные преимущественно опаловыми остатками диатомитовых водорослей и хорошо сохранившие органогенную структуру туфодиатомиты, распространены в верхних частях разреза и подобны аналогичным породам, развитым на Западной Камчатке. Иногда в них велика роль сликул губок, которые в некоторых случаях становятся преобладающими кремневыми органическими остатками, что не характерно для миоцена Западной Камчатки. Химический же состав туфодиатомитов близок составу подобных пород какертской свиты (см. табл. 3, обр. 68, 71).

Аналогами второго типа кремнистых пород (опок), в которых кремнезем представлен скрытокристаллическим веществом, состоящим в основном из кри-

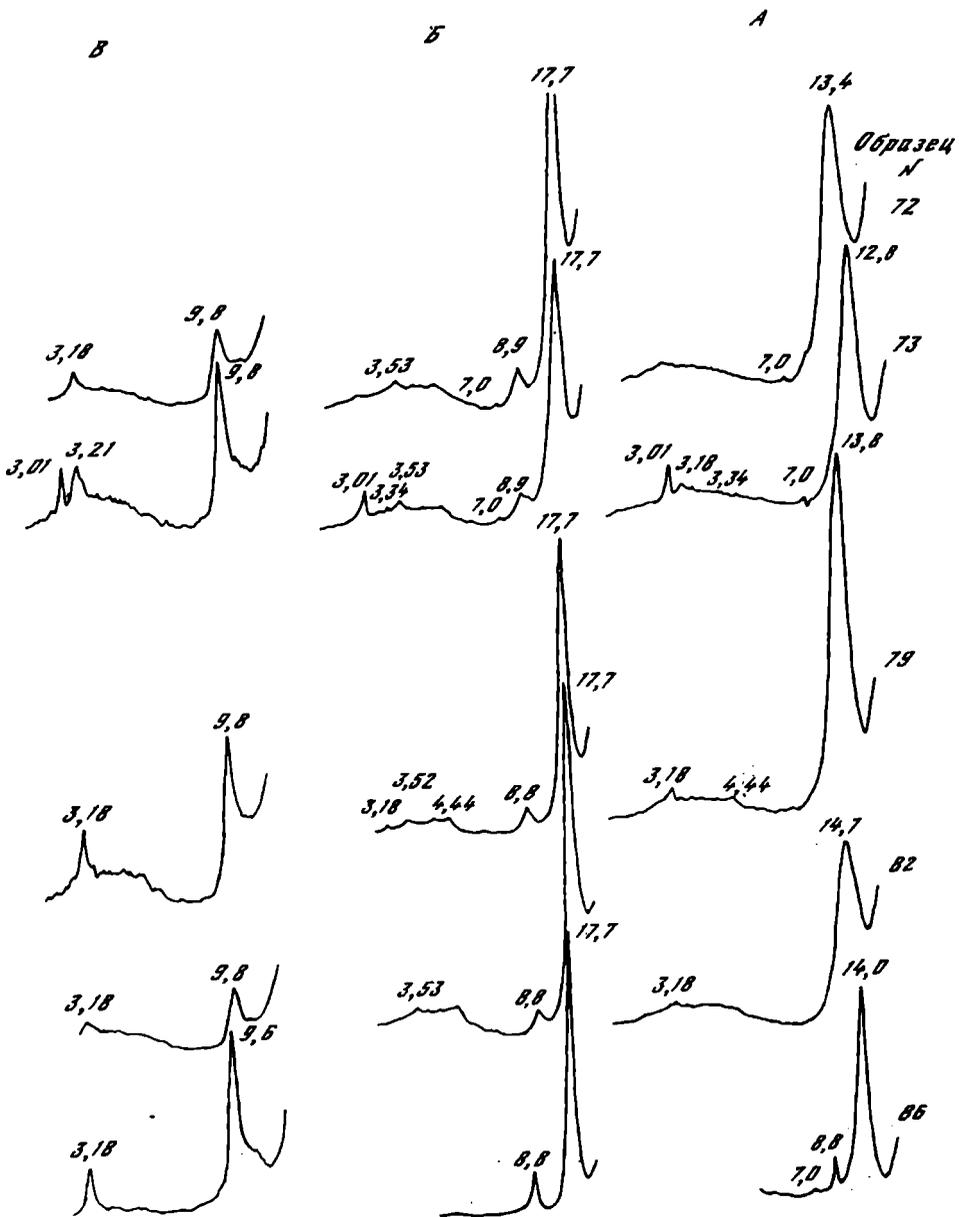


Рис. 35. Рентгенограммы фракции $< 0,001$ из туфов о. Карагинского
 А - воздушно-сухой; Б - насыщенный глицерином; В - прокаленный при $t = 550^{\circ}C$

Обр. 72, 73 - свита мыса Плоского; 79, 82 - пестроцветная свита; 86 - ильхатунская свита

тобалита, служат кремнистые туфоаргиллиты пестроцветной свиты¹. От чистых опок их отличают большая примесь глинистого вещества в пелитовой массе (но преобладает все-таки кремнезем) и примесь обломочного пирокластического и терригенного материала. Химический анализ таких пород свидетельствует о пониженном по сравнению с чистыми опоками содержанию в них SiO_2 (см. табл. 4, обр. 76).

¹ Свита мыса Плоского является как бы переходной - в ней присутствуют породы и первого, и второго типов.

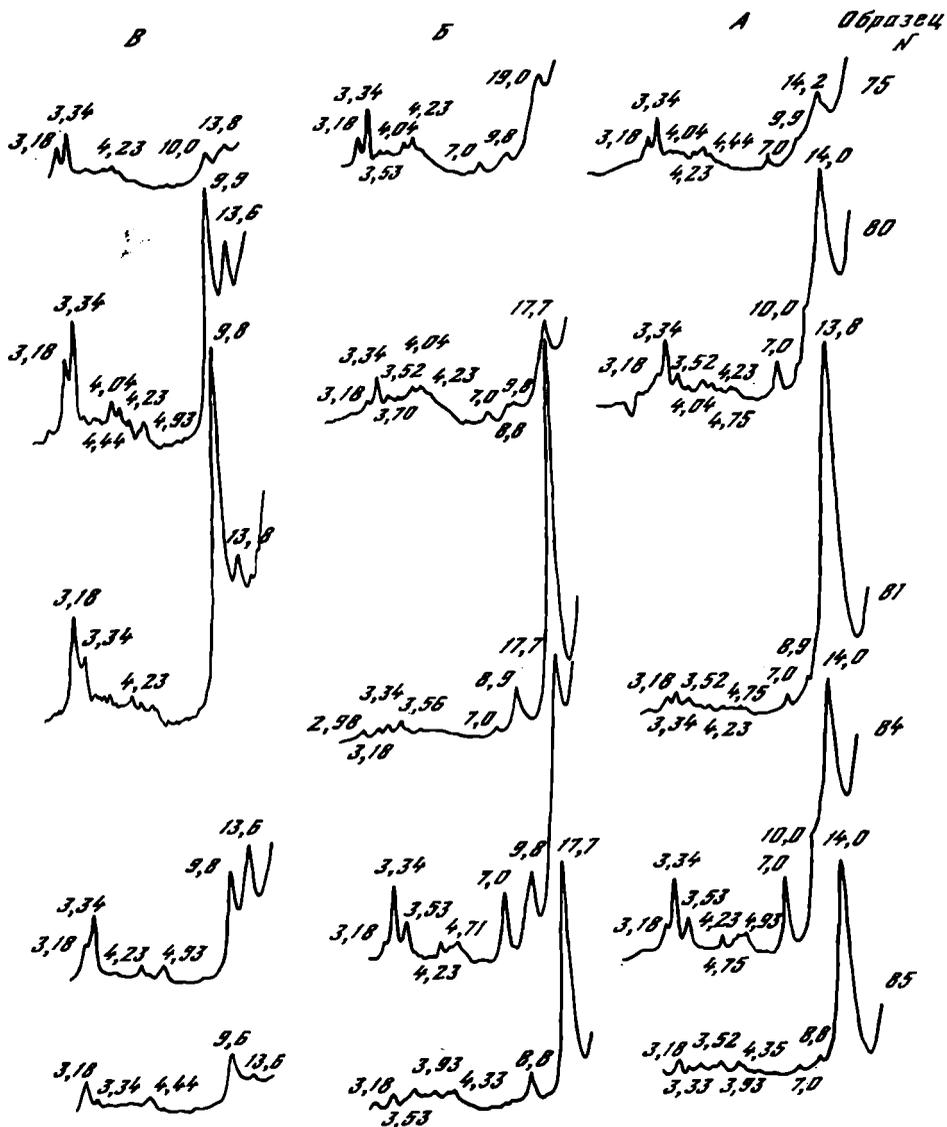


Рис. 36. Рентгенограммы фракции $< 0,001$ из пород смешанного состава о. Карагинского

А - воздушно-сухой; Б - насыщенный глицерином; В - прокаленный при $t = 550^{\circ} \text{C}$

Обр. 75 - свита мыса Плоского; 80, 81 - пестроцветная свита; 84, 85 - ильхатунская свита

Аналогами пород третьего типа, т.е. состоящих также из скрытокристаллического или тонко раскристаллизованного кремнезема, но преимущественно в форме кварца (халцедона), можно считать слабо кремнистые туфоаргиллиты ильхатунской свиты. От высококремнистых разновидностей пород этого типа (перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов гакхинской свиты) их отличает подчиненная роль свободного кремнезема по отношению к глинистому веществу в сложении пелитовой массы. Кварцевую (халцедоновую) форму кремнезема имеет и кремнистый цемент в песчаниках ильхатунской свиты и свиты песчаников с *Latemula*. В последней встречаются также единичные прослои мощностью всего несколько сантиметров высококремнистых пород типа пере-

кристаллизованных опок Западной Камчатки. Химический состав слабо кремнистых туфоаргиллитов ильхатунской свиты отличается пониженным по сравнению с чистыми разностями кремнистых пород содержанием SiO_2 (см. табл. 5, обр. 84). Для приблизительной оценки содержания свободного кремнезема в этих породах может служить метод растворимости, потому что нерастворимый криптокристаллический кварц в них — существенно преобладающая модификация. Методом растворимости в слабо кремнистых туфоаргиллитах ильхатунской свиты определяется около 20–25% нерастворимого не связанного в алюмосиликаты кремнезема.

Соотношение основных породообразующих компонентов в миоценовых отложениях о. Карагинского иллюстрируется рис. 34. В графе I показано изменение соотношения обломочного (пирокластического и терригенного) материала и пелитовой массы, в состав которой включены также и остатки кремневых организмов¹. Относительная роль свободного кремнезема показана в графе II. В отличие от Точилинского разреза (см. рис. 4), большая роль здесь принадлежит пирокластическому и терригенному материалу. Свободный кремнезем хотя и не играет такой роли в формировании отложений, как на Западной Камчатке, но все же его участие в составе смешанных пород значительно. Особенно сильно отличаются от развитых на Западной Камчатке нижнемиоценовые отложения, в которых мало однородных пелловых пластов, а в пелитоморфных породах преобладает глинистое вещество, а не свободный кремнезем.

И все-таки общие закономерности катагенетического преобразования первично-органогенного кремнезема хорошо выявляются и в миоценовых отложениях о. Карагинского. Они выражаются в постепенном исчезновении органогенной структуры² сверху вниз по разрезу и в преобразовании минеральной формы SiO_2 в направлении опал → кристобалит → кварц (халцедон). Особенно отчетливо устанавливается уровень, ниже которого неустойчивые формы кремнезема сменяются устойчивой кварцевой формой — он приходится примерно на границу пестроцветной свиты и свиты песчаников с *Latemula*. Еще более, чем на Западной Камчатке, условна граница "зон" с преобладанием опала или кристобалита. На рис. 34 она проведена условно в основании юньювьямской свиты, так как выше не встречаются породы с уничтоженной органогенной структурой и измененные вторичными процессами туфы, а ниже такие породы еще значительно распространены.

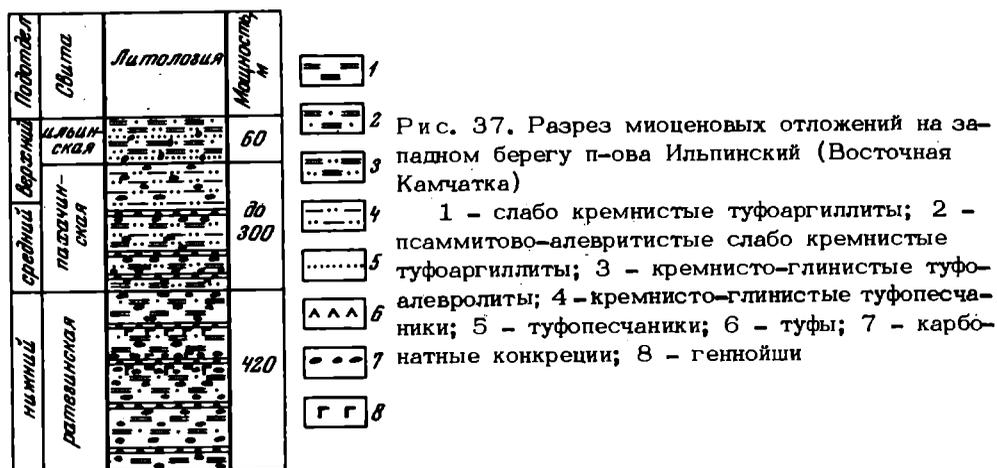
В неогеновом разрезе о. Карагинского мощностью около 3000 м никакой зональности в распределении аутигенных глинистых минералов и цеолитов не выявляется. По мере перехода от верхних частей разреза к нижним лишь увеличивается степень разложения вулканического стекла, но в однородных пелловых пластах монтмориллониты остаются по существу единственными аутигенными глинистыми минералами. В 15 образцах терригенно-тефрогенных пород и туфов, из которых рентгеновским методом изучались фракции, обогащенные цеолитами, устанавливается присутствие тех же двух цеолитовых минералов, что и в миоцене Западной Камчатки, — анальцима и минерала из группы гейландита, по своим рентгеноструктурным свойствам близкого к клиноптилолиту, описанному Ф. Мамптоном из третичных осадков района Гектор в Калифорнии. Причем на любом (!) уровне, где наблюдается цеолитизация пород, встречаются и тот и другой минерал (либо какой-нибудь из них в каждом конкретном пласте, либо чаще оба в различных количественных соотношениях).

¹ В отличие от рисунков, иллюстрирующих соотношение породообразующих компонентов для западнокамчатских разрезов, здесь учтены и туфовые пласты. Хотя число залитых полос и не соответствует числу туфовых пластов в разрезе и не всегда соблюден масштаб изображения, все же суммарная толщина залитых полос в пределах каждой свиты примерно соответствует суммарной мощности развитых в ней туфов.

² В целом реликты органогенной структуры в породах миоцена о. Карагинского сохраняются лучше, чем в миоцене Западной Камчатки.

Миоценовые отложения широко распространены и на Ильпинском полуострове, где они имеют меньшую, чем на о. Карагинском, мощность. Частично они вскрываются в непрерывном разрезе на западном побережье, а частично – в изолированных обнажениях, поэтому иногда можно судить только об общем характере отложений.

В основании миоценового разреза (рис. 37) выделяется относимая к нижнему миоцену ратевинская свита (Голяков, 1966; Гладенков, 1971а). Она сложена очень однообразным комплексом серых мелкощебенчатых слабо



кремнистых туфоаргиллитов, содержащих обычно незначительную (до 25%) примесь обломочного терригенного и пирокластического материала в пределах отдельных горизонтов. В пелитовой массе этих пород, состоящей из агрегата глинистых минералов и тонко раскристаллизованного кремнезема в форме кварца (халцедона), преобладает глинистое вещество, свободному кремнезему принадлежит подчиненная роль. Однако в ней сохраняются реликты органогенной структуры в виде остатков полурастворившихся диатомей и спикул губок. Причем в карбонатных конкрециях разнообразной формы и размеров, в изобилии содержащихся в свите, она сохраняется гораздо лучше, чем во вмещающих породах. В свите содержатся нечастые (через 5–10–30 м) тонкие (0,1–0,3 м) прослои сильно глинизированных и цеолитизированных (а нередко и карбонатизированных) кристалло-витрокластических туфов. В нижней части свиты пелловая структура в них выражена плохо, а в верхней сохраняется гораздо лучше. Мощность свиты составляет 420 м.

Стратиграфически выше залегает пахачинская свита (средний–верхний миоцен) мощностью около 300 м. В нижней части она сложена серыми, при выветривании становящимися белесыми, глинисто-кремнистыми туфоалевролитами, содержащими примесь песчаного материала, а в верхней – преимущественно глинисто-кремнистыми туфопесчаниками с примесью гравийно-галечного материала. В пелитовой массе этих пород первично-органогенному кремнезему принадлежит незначительная роль. В свите имеются редкие прослои (до 0,3 м) глинизированных и цеолитизированных туфов с хорошо выраженной витрокластической структурой.

К верхнему миоцену отнесена ильпинская свита. Она представлена ритмичным чередованием туфопесчаников, обогащенных гравийно-галечным материалом, кремнисто-глинистых туфоалевролитов и туфоаргиллитов с обильной примесью пирокластического и терригенного материала. Видимая мощность в береговом разрезе – 60 м.

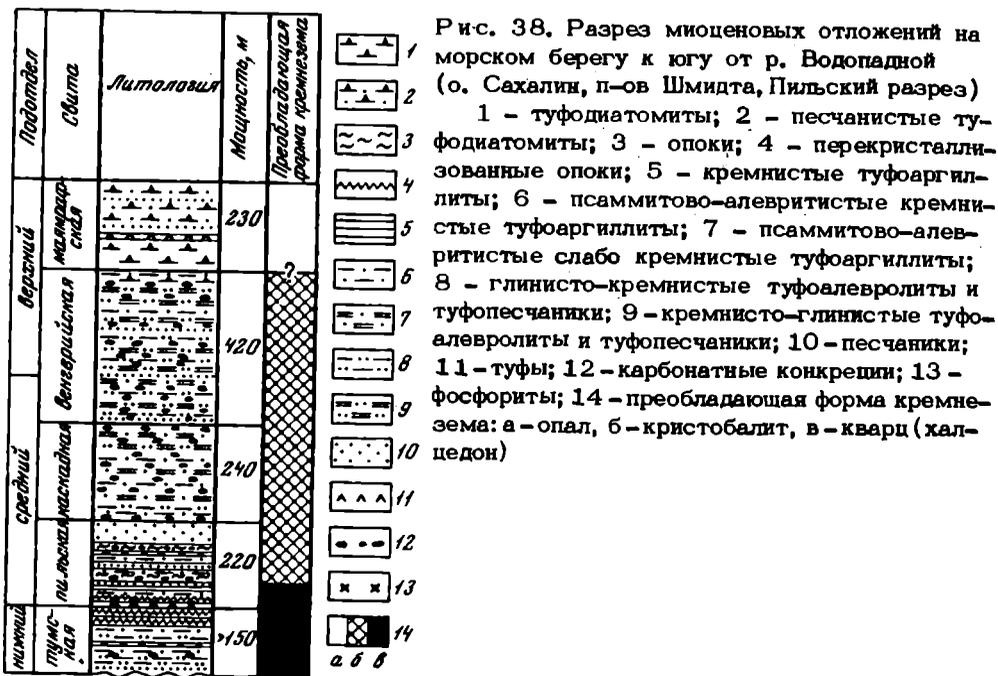
Таким образом, в миоценовых отложениях Ильпинского полуострова свободному, первично-органогенному кремнезему принадлежит незначительная роль; основными породообразующими компонентами служат терригенный (обломочный и глинистый) и пирокластический материал. И все-таки в туфоаргиллитах ратегинской свиты, содержащих из-за преобладающей роли глинистого вещества всего около 60% SiO_2 (см. табл. 5, обр. 87), методом растворимости, пригодным в данном случае (основная модификация - кварц) для оценки содержания свободного кремнезема, определяется около 20% нерастворимого не связанного в алюмосиликаты кремнезема. Это показывает, что свободный кремнезем все же принимает заметное участие в формировании пелитоморфных отложений миоцена Ильпинского п-ова.

ОСТРОВ САХАЛИН, ПОЛУОСТРОВ ШМИДТА

Неогеновые отложения, широко распространенные на Сахалине, характеризуются сильной фациальной изменчивостью в разных структурно-фациальных зонах. Они сложены как континентальными, так и преимущественно морскими (прибрежно-морскими и относительно глубоководными) фациями. В их составе существенную роль играют продукты трех фаз проявления вулканической деятельности: раннемиоценовой, среднемиоценовой и позднемиоценовой - плиоценовой (Геология СССР, 1970). Продукты вулканической деятельности представлены эффузивными и пирокластическими образованиями. Пирокластический материал, кроме того, участвует в формировании пород смешанного состава. Отмечается обогащение многих пелитоморфных и алевритовых (частично и песчаных) пород смешанного состава свободным кремнеземом. В мощных толщах морских неогеновых отложений Сахалина широко распространены также и высококремнистые разности пород, в распределении типов которых наблюдается вертикальная зональность, подобная установленной для миоцена Западной Камчатки.

Кремнистые породы, развитые среди мощных толщ преимущественно вулкано-осадочных морских неогеновых отложений Сахалина, описаны Н.Г.Бродской (1966). К верхней части этих толщ приурочены диатомиты (преобладающей формой кремнезема является опал), вниз по разрезу сменяющиеся опоками (преобладает кристобалит), а затем кремнистыми аргиллитами (преобладает кварц - халцедон). Все породы ничем существенным не отличаются от соответствующих пород на Камчатке. Н.Г. Бродская предполагает, что кремнистые аргиллиты образовались в результате постседиментационного преобразования пепловых туфов, и называет их туфогенными силицитами. Не отрицая принципиальной возможности окремнения туфов, следует, однако, заметить, что для миоценовых туфов всего севера Тихоокеанского пояса характерна глинизация, а не окремнение. Прослой бентонитов наблюдаются и в кремнистых аргиллитах Сахалина. Под микроскопом различаются не только контуры вулканических стекол, но и остатки кремневых организмов (скорлупки диатомей, спикулы губок). Все это позволяет с большей вероятностью считать кремнистые аргиллиты продуктами изменения (перераспределение кремнистого вещества и изменение его структурной формы) пород смешанного состава с преобладанием органогенного кремнезема (типа диатомитов и туфодиатомитов Камчатки). Такую точку зрения подтверждает и проведенное изучение катагенетических преобразований кремнезема в неогеновых отложениях на п-ове Шмидта (Северный Сахалин), а также сравнительный анализ текстур как различных типов кремнистых пород, так и ассоциирующих с ними туфов.

На п-ове Шмидта хороший разрез нижней части неогеновых отложений имеется на крайнем северном его побережье к востоку от мыса Марии (к западу от оз. Мачигар). Но неогеновые отложения изучались мною в основном на западном побережье полуострова в районе р. Пиль, где самые нижние части неогенового разреза обнажены плохо, но зато остальная часть неогена, начиная с верхов нижнего миоцена и кончая плиоценом, хорошо вскрывается в береговых



обрывах к северу (до р. Водопадной и частично в ее русловых обнажениях) и к югу (до пос. Музьма) от устья р. Пиль¹.

Ниже приводится краткое описание Пильского разреза (рис. 38); его расчленение дается в соответствии с решениями Охинского совещания (Решения..., 1961). При характеристике нижних частей разреза частично использовались данные И.И. Ратновского (1960).

Мачигарская свита (нижний миоцен) залегает в основании неогенового разреза. По р. Водопадной имеются только разрозненные изолированные выходы пород свиты, представленных зеленовато-серыми песчаниками с галькой и валунами. К верхней ее части, по-видимому, относится толща эффузивов базальтового состава мощностью 150-180 м(?). Полностью свита обнажена в Мачигарском разрезе, где она имеет мощность около 400 м и сложена довольно однообразным комплексом зеленовато-серых конгломератов, песчаников, обычно некрепко сцементированных туфоалевролитов и туфоаргиллитов, содержащих значительную примесь алевро-псаммитового материала. Для пород свиты характерно большое количество беспорядочно рассеянной гальки, валунов, отдельных крупных глыб, много обугленного растительного детрита. Нижняя часть свиты угленосна. Свободному кремнезему в сложении пелитовой массы развитых в свите пород смешанного состава обычно принадлежит незначительная роль.

Тумская свита (нижний миоцен) по р. Водопадной залегает на мачигарских эффузивах с конгломератами в основании (в Мачигарском разрезе она связана с нижележащими отложениями постепенным переходом). В нижней части свита сложена песчаниками с беспорядочно рассеянной галькой. Кверху они постепенно сменяются кремнисто-глинистыми туфопесчаниками и псаммитово-алевритистыми кремнистыми туфоаргиллитами, которые окрашены в зеленовато-серый цвет, а при выветривании становятся белесыми. Отличаются друг от друга они только соотношением обломочных компонентов и пелитовой глинисто-кремнистой массы, в сложении которой ведущая роль принадлежит свободному кремнезему и в которой сохраняются реликты органогенной структу-

¹ В дальнейшем первый разрез будет называться Мачигарским, а второй - Пильским.

ры. Верхняя часть свиты сложена светло-серыми кремнистыми породами, очень похожими на кремнистые туфоаргиллиты и перекристаллизованные опоки гахкинской свиты Точилинского разреза. В свите содержатся нечастые тонкие (0,1–0,2 м) прослои глинизированных туфов. Мощность свиты в Пильском разрезе всего 150 м, в Мачигарском же достигает 530 м.

Пильская свита (средний миоцен) в самой нижней части сложена кремнистыми породами, аналогичными развитым в нижележащей тумской свите и отличающимися от них тонкой слоистостью, а также присутствием пластов, обогащенных глауконитом (до глауконитовых песчаников), желваков фосфоритов и скоплениями остатков скелетов рыб и крупных позвоночных. В остальной части свита сложена мощными пластами песчаников, чередующимися с толщами переслаивающихся между собой различных разновидностей пелитоморфных пород. Они представлены опоками, в которых содержится очень мало глинистого вещества, кремнистыми туфоаргиллитами (с несколько большей ролью глинистого вещества), алевроитистыми и псаммитово-алевритистыми кремнистыми туфоаргиллитами, псаммитово-алевритистыми слабо кремнистыми туфоаргиллитами, в пелитовой массе которых ведущая роль принадлежит глинистому веществу. Во всех этих породах свободный кремнезем представлен скрытокристаллическим веществом в форме преимущественно кристобалита. Почти во всех породах сохраняются реликты органогенной структуры в виде полурастворившихся панширей диатомей и спикул губок. В свите встречаются карбонатизированные пласты и горизонты крупных карбонатных конкреций. Мощность свиты около 220 м.

Каскадная свита (средний миоцен) залегает на пильской согласно и сложена очень однообразным комплексом серых, при выветривании белесых, кремнистых туфоаргиллитов, содержащих неравномерно распределенную (часто в виде неправильных мелких линзочек) примесь алевро-псаммитового материала, количество которого составляет около 25, а иногда до 50%. Присутствует редкая мелкая "плавающая" галька. Породы крепкие, плотные, имеют крупнокусковую отдельность. В пелитовой массе этих пород, которая состоит из агрегата скрытокристаллического кремнезема и глинистого вещества и в которой различимы фрагменты полурастворившихся диатомей и спикулы губок, преобладает свободный кремнезем. Встречаются горизонты некрепко сцементированных пород, в пелитовой массе которых преобладает глинистое вещество. Для свиты характерны горизонты очень крупных карбонатных конкреций, а также беспорядочно рассеянные более мелкие конкреции. В них органогенная структура нередко сохраняется лучше, чем во вмещающих породах. Мощность каскадной свиты 240 м.

Венгерийская свита (средний миоцен – верхний миоцен) связана с каскадной постепенным переходом. В ее составе преобладают зеленовато-серые и серые некрепко сцементированные песчано-алеврито-глинистые породы, которым в каскадной свите принадлежит подчиненная роль и в пелитовой массе которых преобладает глинистое вещество. В виде подчиненных горизонтов и пачек встречаются псаммитово-алевритистые кремнистые туфоаргиллиты, подобные развитым в каскадной свите. Кроме того, встречаются маломощные прослои песчаников. Для свиты характерны обильные беспорядочно рассеянные карбонатные конкреции разнообразной формы и размеров. Мощность свиты 420 м.

Маямрафская свита (верхний миоцен) хорошо отличается от нижележащих благодаря тому, что сложена светло-серыми, при выветривании становящимися белесыми туфодиатомитами. Вверх по разрезу в породах увеличивается примесь песчанистого материала и появляются редкие прослои песчаников. В свите имеются единичные прослои неизмененных витрокластических туфов. Мощность свиты около 280 м.

Выше залегают песчаники матитукской свиты, относимой к плиоцену.

В неогеновых отложениях северной части Сахалина по сравнению с Точилинским разрезом Западной Камчатки гораздо бóльшая роль принадлежит тер-

ригенному материалу. Состав его существенно иной. Здесь среди обломочного терригенного материала очень много кварца; полевые шпаты наряду с плагиоклазами представлены и значительным количеством калишпатов; эффузивы хотя и часто встречаются, но преобладают разнообразие другие породы (осадочные, метаморфизованные, интрузивные). Отмечается значительная роль глинистого вещества или продуктов его трансформации в сложении многих пород разреза. Пирокластический материал в охарактеризованном разрезе играет подчиненную роль: гомогенных пепловых пластов немного, а в составе смешанных пород отмечается в целом небольшая примесь пирокластического материала. Первичноорганогенный кремнезем, как уже указывалось, участвует в образовании большинства пелитоморфных и алевритовых пород разреза. И хотя его роль в сложении пелитовой массы не всегда главенствующая, в Пильском разрезе по преобладанию той или иной формы кремнезема выделяются те же три типа кремнистых пород, что и на Западной Камчатке. Среди них широко распространены и высококремнистые разновидности. Весьма отчетливо устанавливается и вертикальная зональность в распределении различных типов кремнистых пород.

Породы первого типа, туфодиадомиты, с хорошо сохранившейся органогенной структурой и преобладающей опаловой формой кремнезема распространены в маярафской свите (верхний миоцен). Ниже по разрезу кремнезем присутствует в виде скрытокристаллического вещества (преимущественно кристобалита); в породах сохраняются лишь реликты органогенной структуры. В переходных слоях встречаются обе разновидности кремнистых пород. Высококремнистые разновидности пород второго типа, опоки, распространены в пильской свите (средний миоцен) выше первого снизу мощного пласта песчаников, а ниже (в самых низах пильской и в тумской свите) развиты уже перекристаллизованные опоки и их аналоги с существенно преобладающей кварцевой (халцедоновой) формой (третий тип).

Все три типа кремнистых пород (туфодиадомиты, опоки, перекристаллизованные опоки) идентичны развитым на Западной Камчатке. Они похожи как по внешнему облику, так и по микроскопическому строению. Близок их химический состав, сходны рентгеноструктурная и ИК-спектроскопическая характеристика (см. табл. 3, 4, 5 и рис. 22, 23).

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА, КАЛИФОРНИЯ

Третичные кремнистые породы встречаются почти по всему североамериканскому побережью Тихого океана. Но наиболее широко они распространены в Калифорнии, где по существу определяют облик мощной вулканогенно-осадочной (туфово-кремнистой) формации Монтерей средне-позднемиоценового возраста (Bramlette, 1946). Эта формация сходна с миоценовыми отложениями, развитыми на Западной Камчатке. Монтерейские отложения прослеживаются от широты Сан-Франциско до Лос-Анджелеса на расстоянии около 650 км. Формация характеризуется быстрой латеральной изменчивостью осадков. Она выражается в замещении существенно кремнистых осадков осадками, сложенными генетически разнородным материалом, и существенно терригенными толщами. Сильно варьирует и мощность отложений - от 1800 до 100 м.

Среди кремнистых пород монтерейской формации выделяются три основных типа, в целом аналогичных типам кремнистых пород, развитым на Западной Камчатке: 1) диадомиты, 2) порцеланиты, 3) кремни и кремнистые сланцы. Отмечается также обогащение свободным кремнеземом многих пород смешанного состава.

К верхней части монтерейской формации приурочены кремнистые породы первого типа, диадомиты и их разновидности (с которыми чистые диадомитовые породы часто чередуются) с большой примесью глинисто-алевритового материала и витрического пепла. Кроме панцирей диатомей в заметных количествах присутствуют радиолярии и силикофлагелляты, а также спикюлы губок, которые

обильны в алевритистых разностях пород. В диатомитах встречаются кремневые желваки и конкреции, состоящие из глобулярного опала; в этих образованиях органогенная структура почти не видна. Химическим анализом в наиболее чистых диатомовых породах устанавливается содержание SiO_2 - 72-74%, а Al_2O_3 - 5-7% соответственно.

Ниже по разрезу существенную роль начинают играть кремнистые породы второго типа, порцеланиты; в переходных горизонтах наблюдается переслаивание пород первого и второго типов. Тонкослоистые и сланцеватые разности порцеланитов называются порцеланитовыми сланцами, а разности, обогащенные глинистой и мелкоалевритовой примесью, - порцеланитовыми мадстоунами (porcellaneous mudstone). В порцеланитах часто различимы остатки крупных дискоидальных диатомей. Проведенное М.Н. Брамлеттом микроскопическое изучение этих пород показало, что большая часть широко развитых в них тонких пор связана с ядрами мелких диатомей и других кремневых организмов. Основная пеллитовая масса порцеланитов состоит из агрегата глинистого вещества и существенно преобладающего кремнезема, который М.Н. Брамлетт на основании микроскопического изучения считает опалом. Однако рентгеноструктурный анализ (см. рис. 23, обр. 592-142)¹ показывает, что резко преобладающей формой кремнезема в них является кристобалит; присутствует небольшое количество кварца, а рентгеноаморфное вещество, видимо, играет подчиненную роль. Химическим анализом в наиболее чистых разностях устанавливается около 80% SiO_2 при 2-4% Al_2O_3 . Таким образом, порцеланиты и по внешнему облику, и по микроскопическому строению, и по химическому и минеральному составу близки опокам Западной Камчатки.

К породам третьего типа можно отнести пластовые кремни и кремнистые сланцы, приуроченные главным образом к нижним частям формации. М.Н. Брамлетт не делает различия между кремнями, состоящими из разных форм кремнезема, но подчеркивает, что в низах формации как кремни, так и кремнистые сланцы состоят из халседона и криптокристаллического кварца. Рентгеноструктурное и ИК-спектроскопическое изучение кремнистых сланцев (см. рис. 22, 23, обр. 624-367) подтверждает исчезновение в нижних частях мощных разрезов неустойчивых форм кремнезема. Химическим анализом в кремнистых сланцах, содержащих различную примесь глинистого и алевритового материала, определяется от 79 до 87% SiO_2 при содержании Al_2O_3 от 6 до 2% соответственно. В кремнях содержание SiO_2 достигает 92%. Взаимотношение кремней с вмещающими породами и форма их залегания в виде желваков и конкреций в верхних частях формации, а также в виде линзовидных или имеющих сильно меняющуюся мощность пластов в нижних, свидетельствуют о постседиментационном перераспределении кремнезема в осадочных толщах.

Для монтерейских отложений характерно большое количество пирокластического материала, основным компонентом которого служат витрокласты. Он присутствует в виде варьирующей примеси в кремнистых и других породах разреза, а также образует довольно частые гомогенные пласты обычно небольшой мощности. Туфы часто имеют хорошо выраженную градационную слоистость; в тех из них, которые развиты среди достаточно грубообломочных осадков, наблюдается примесь окатанного терригенного материала. Преобладают туфы, состав которых близок к андезитовому, хотя встречаются и более кислые разновидности. Общие закономерности постседиментационного преобразования туфов заключаются в том, что в верхних частях формации, в ассоциации с диатомитами, не встречаются сколько-нибудь затронутые вторичными изменениями туфы. Ниже по разрезу, в порцеланитах и кремнистых сланцах, распространены пелловые, преимущественно витрокластические туфы, в различной степени преобразованные вторичными процессами, вплоть до представляющих собой чистый бентонит. Основными аутигенными минералами, развивающимися по вулканическому стеклу, служат монтмориллонит и цеолитовый минерал из группы гейлан-

¹ Образцы 592-142 и 624-367 любезно предоставил лаборатории литологии вулканогенно-осадочных формаций ГИН АН СССР Дж. Локвуд.

дита (клиноптилолит). Степень разложения вулканического стекла в целом увеличивается вниз по разрезу, хотя зависит также от мощности пластов и от крупности кластических компонентов. В некоторых районах к низам формации приурочены эффузивные образования, представленные преимущественно лавами базальтового состава.

М.Н. Брамлетт считает, что все кремнистые породы монтерейской формации образовались в результате постседиментационного преобразования первично-органогенно-кремнистых осадков¹. Интенсивное накопление органогенных осадков в миоценовых бассейнах Калифорнии объясняется различными причинами. Пышный расцвет диатомовой флоры связывается с интенсивным проявлением вулканической деятельности и главным образом с пепловой седиментацией. Связь эта объясняется разложением тонкой пирокластике в морской воде, что обогащает ее кремнезем. Предполагается, что дополнительные массы диатомовых заносились из океана течениями и отлагались в спокойных депрессиях и бухтах монтерейского моря, являвшихся своеобразными ловушками. Благоприятными условиями являлись также небольшое количество приносимого с суши материала и малые скорости терригенной и хемогенной седиментации.

В процессе постседиментационных преобразований органогенная структура осадков была частично или полностью уничтожена. Отмечается постепенное ее исчезновение по мере перехода от диатомитов к порцеланитам сверху вниз по разрезу, а также в некоторых случаях латеральные переходы порцеланитов в породы, сохранившие органогенную структуру. В целом более высокое содержание SiO_2 в порцеланитах и кремнистых сланцах объясняется постседиментационным (катагенетическим) перераспределением кремнезема, освобождающегося при девитрификации пирокластического материала в гомогенных пепловых пластах и содержащегося в виде примеси в кремнистых породах. Общее направление катагенетических преобразований первично-органогенного кремнезема и пирокластического материала в монтерейской формации Калифорнии соответствует установленному в миоценовых отложениях Западной Камчатки.

¹ И.В. Хворова (1968) допускает участие в образовании кремней нижних частей разреза небιοгенного кремнезема, поскольку именно к низам монтерейской формации приурочены эффузивные образования.

СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Для понимания условий формирования миоценовых туфово-кремнистых комплексов, широко развитых в северной части Тихоокеанского обрамления, большое значение имеют знания о современном осадконакоплении в северной части Тихого океана и в его окраинных морях.

Современное осадкообразование, в частности кремненакопление, в Тихом океане и его окраинных морях в той мере, в какой оно изучено в настоящее время, освещено в многочисленных трудах океанологов. Эти сведения, кроме того, суммированы в коллективной монографии сотрудников Института океанологии АН СССР, посвященной осадкообразованию (Тихий океан..., 1970). В настоящей главе приводятся лишь некоторые данные о современном осадконакоплении из указанной монографии и из работ А.П. Лисицына (1959, 1965, 1966), П.Л. Безрукова (1960), П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына (1960), В.П. Петелина (1957), А.П. Жузе (1957, 1959, 1960), Г.Б. Удинцева (1957), которые помогают понять условия миоценового осадконакопления в северной части Тихого океана и его окраинных морях.

Как показали многочисленные исследования, в современных морях и океанах невозможно хемогенное осаждение кремнезема; оно происходит лишь в небольших масштабах, в узлокальных зонах, характеризующихся специфическими условиями¹. Но зато в грандиозных размерах осуществляется биогенное кремненакопление². Основную роль в этом процессе играют диатомовые водоросли, которые обладают столь совершенным биологическим механизмом из-

¹ Вероятно, необходимо соблюдение по крайней мере двух условий: 1) поступление больших масс вулканогенного кремнезема в придонные воды и 2) попадание высококремнистых растворов в такие условия, которые характеризовались бы сильно затрудненным водообменом и при которых не происходило бы смешения этих растворов с морской водой. Возможно, дальнейшие исследования морей и океанов выявят более широкое распространение таких участков морского или океанического дна. Но пока что мы знаем единственный пример такого рода — депрессии Красного моря, где в больших масштабах происходит современное хемогенное осаждение кремнезема (Miller a. o., 1966).

² Положение о преимущественном органическом осаждении кремнезема и невозможности его хемогенной садки в современных морских бассейнах Н.М. Страхов (1963, 1966) распространяет на всю послерифейскую историю Земли. Такие представления разделяются не всеми исследователями. Однако сторонникам предположения о совместном биогенно-хемогенном осаждении кремнезема в кайнозой и в меловую эпоху на платформах (Рожкова, Горетский, 1945; Лавров, 1957; Казаринов, 1958; Казанский, 1963; Шамрай, 1965) Н.М. Страхов возражает достаточно убедительно. А в одной из последних сводок по кремнистым породам Русской платформы (Дистанов и др., 1970) приведен новый фактический материал, свидетельствующий в пользу их первично-биогенного происхождения.

влечения растворенного в воде SiO_2 , что могут усваивать его при ничтожных концентрациях. (Диатомовый анализ..., 1949). Меньшее значение в кремне-накоплении имеют радиолярии, кремневые губки, силикофлагелляты. В современном Тихом океане выделяются три пояса интенсивного кремненакопления (рис. 39), совпадающие с поясами пышного развития кремниаккумулярующего планктона (Лисицын, 1966). В северном и южном поясах распространены преимущественно диатомовые илы; в экваториальном наряду с диатомовыми (этмодискусовыми) илами развиты радиоляриевые и смешанные радиоляриево-диатомовые илы. На распределение кремнистых осадков и их концентрацию в пределах этих поясов влияет целый ряд факторов, связанных как со свойствами кремнезема различных видов кремневых организмов, так и со свойствами среды осадконакопления. Среди этих факторов наибольшая роль принадлежит гидродинамическому. Кремнистые осадки не встречаются на подводных поднятиях, на бровке материкового склона и на его наиболее крутых участках, в зоне волнового воздействия, т.е. там, где невозможно накопление алевроитового и тонкого пелитового материала. Не меньшее значение имеет забавляющее влияние карбонатного и терригенного материала. Кремнистые осадки накапливаются только там, где абсолютные массы и скорость накопления этих материалов меньше, чем темпы поступления в осадок и масса биогенного кремнезема.

Существование зон высокой продуктивности фито- и в меньшей степени зоопланктона (а следовательно, и поясов кремненакопления) связывается с климатической зональностью. Эта связь не прямая, а косвенная и объясняется совпадением с климатическими поясами глобальных гидродинамических зон Мирового океана — зон дивергенции, где осуществляется подъем глубинных океанических вод, обогащенных питательными солями, в зону фотосинтеза. Однако нельзя не обратить внимание на пространственное совпадение поясов современного кремненакопления с областями интенсивной вулканической деятельности. Наше знание о подводной вулканической деятельности в океанах еще очень фрагментарно. Тем не менее и в пределах южного пояса кремне-накопления, и в особенности экваториального и северного, известны не только субаэральные, но и подводные проявления интенсивной вулканической деятельности. Очевидно, что вулканизм участвует в обогащении морских вод кремнеземом и другими элементами, необходимыми для жизнедеятельности диатомей. Особенно отчетливо видно это совпадение биогенного кремненакопления с проявлениями вулканизма в северном поясе. Здесь наиболее интенсивное кремне-накопление осуществляется в окраинных морях, отделенных от океана вулканическими островами. Оно наблюдается в Японском море, но наиболее широко развито в Беринговом, где устанавливаются кремнистые илы с содержанием аморфного кремнезема 30–40%, и особенно в Охотском море, где встречаются илы с содержанием аморфного кремнезема более 50%. У американского побережья благоприятные условия для накопления высококремнистых диатомовых осадков имеются в Калифорнийском заливе (Calvert, 1966). Развитие и аккумуляция огромных масс диатомей в осадках залива оказались возможными вследствие благоприятных гидрологических условий, интенсивной циркуляции вод, обеспечивающей подъем "биогенных элементов" в поверхностный слой воды. Накопление высококремнистых илов связано также с малой скоростью поступления в осадок терригенного и карбонатного материала. Таким образом, хотя третичные кремнистые породы в северной части Тихого океана и его обрамления распространены шире, чем современные кремнистые илы, все же в течение кайнозойской истории отмечается некоторая стабильность существования поясов кремненакопления, а в их пределах — областей с наиболее интенсивным биогенным кремнистым осадкообразованием. Бассейн Охотского моря служит таким примером области с интенсивным кремненакоплением на протяжении всего кайнозоя.

Охотское море является одним из окраинных морей Тихого океана и лежит в северо-западной его части, в зоне перехода от материка Азии к ложу океана. Оно находится в пределах Тихоокеанского кольца современного вулканизма,

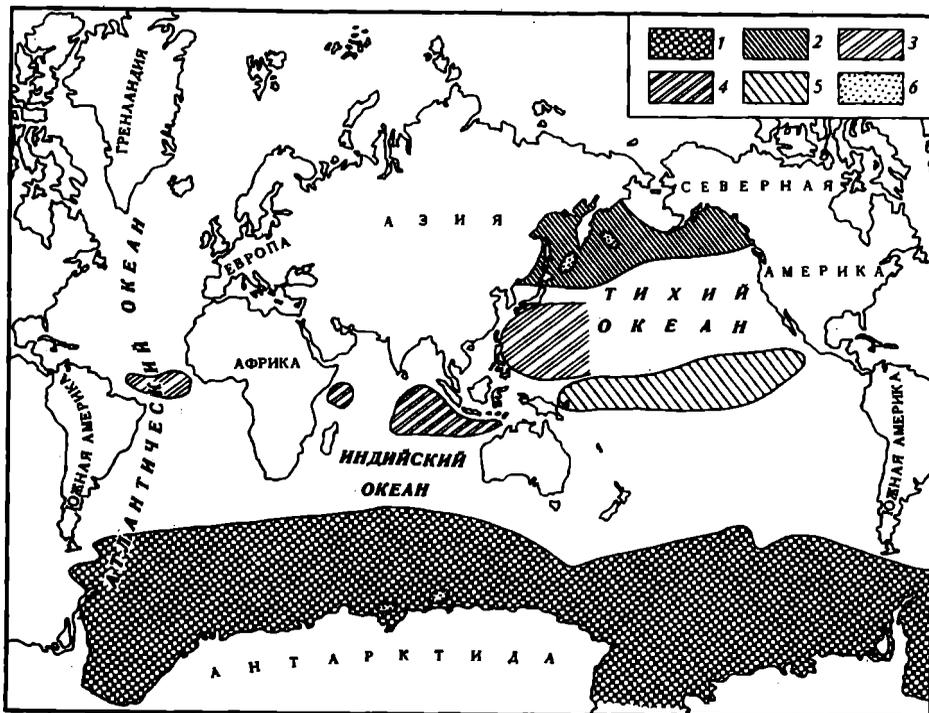


Рис. 39. Типы современных кремнистых океанических осадков (Лисицын, 1966, фиг. 14)

1 – диатомовые илы южного пояса кремненакопления; 2 – диатомовые илы северного пояса кремненакопления; 3 – экваториальные диатомовые (этмодискусковые) илы; 4 – радиоляриевые илы; 5 – радиоляриево-диатомовые илы; 6 – кремнегубковые илы

высокой сейсмической активности и резко выраженных аномалий силы тяжести, по крайней мере своей южной частью входит в состав современной геосинклинальной системы. Охотское море отделено от океана грядой Курильских островов и полуостровом Камчаткой, служащим продолжением этой островной гряды и составляющим вместе с ней единую Курило-Камчатскую дугу. Связь с океаном осуществляется через многочисленные курильские проливы с глубинами от нескольких десятков до 2000 м и более. Через глубокие проливы в Охотское море входят тихоокеанские воды, во многом определяющие его гидрохимический облик. Море глубоководно, максимальная его глубина равна 3374 м, но наименее глубокое среди дальневосточных морей (максимальная глубина Берингова моря – 4420 м, а Японского – 3660 м). По характеру связи с океаном оно занимает промежуточное положение среди дальневосточных морей: Охотское море отделено от океана порогом, максимальная высота которого по отношению к наибольшим глубинам составляет 1100 м. Японское море отличается более затрудненной связью с океаном – глубины в проливах между Японскими островами достигают всего 120 м, а Берингово характеризуется более открытой связью с океаном и почти не отделяется от него порогом.

Рельеф дна и распределение глубин, существенно влияющие на динамику водных масс и их физико-химическое состояние, а также во многом определяющие основные черты современного осадкообразования, в Охотском море отличаются большой сложностью.

Охотское море характеризуется материковым склоном, сложно расчлененным на уступы и ступени, и сравнительно небольшой по площади дна глубоководной котловиной, что отличает его, например, от Берингова моря, где ма-

териковый склон имеет не расчлененную уступами поверхность, в общем круто падающую к обширной равнине дна глубоководной котловины. В центральной части Охотского моря выделяется ряд относительно глубоководных впадин, желобов, подводных возвышенностей; вся северная часть моря занята обширным мелководьем (рис. 40). Распределение глубин таково, что участки с глубинами от 0 до 100 м занимают 42,3% площади моря, а от 200 до 1500 м – 42,6%; значительно меньшие пространства характеризуются более глубоководными условиями.

Основные особенности осадкообразования в Охотском море определяются не только рельефом, распределением глубин, гидродинамическими условиями, но и многими другими, часто взаимосвязанными факторами: тектоническим режимом, вулканизмом, климатом, геологическим строением и петрографическим составом пород окружающей суши, широкой связью с океаном, высокой продуктивностью фитопланктона (главным образом кремневого) и т.д.

Осадки Охотского моря состоят преимущественно из продуктов разрушения суши, пирокластического материала и органического кремнезема. Другие компоненты, например аутигенные минералы, остатки известковых организмов, хемогенные образования и т.п., в осадках Охотского моря играют незначительную или даже ничтожную роль.

Для бассейна Охотского моря очень характерно, что господствующие здесь климатические условия, а также особенности рельефа окружающей суши приводят к преобладанию процессов механического разрушения (с образованием полимиктовых продуктов) горных пород на водосборах над химическим выветриванием, а значит и определяют состав поступающего в море терригенного материала. Состав обломочного материала тесно связан также с геологическим строением побережий и петрографическим составом слагающих их горных пород, что позволило В.П. Петелину в осадках Охотского моря выделить 22 минералогические провинции. Общие особенности обломочного материала заключаются в том, что он в основной своей массе является свежим, не пертерпевшим глубоких изменений в процессе дифференциации, которые свидетельствовали бы о длительном перемещении осадочного материала к месту аккумуляции или неоднократном переотложении его в условиях, благоприятных для химического выветривания. Состав минеральных комплексов Курило-Камчатских минералогических провинций (участков моря вблизи Курильских островов и Камчатки) в сильной степени определяется влиянием современного вулканизма, что особенно заметно вблизи Курильских островов. Здесь в составе минеральных комплексов кроме обломков пород основными компонентами являются вулканические стекла, магнетит, плагиоклазы и пироксен. Очень характерно (особенно около Курильских островов) незначительное участие в формировании минеральных комплексов кварца и калиевых полевых шпатов; у берегов Камчатки количество этих минералов хотя и увеличивается, но в целом остается незначительным. Среди глинистых минералов в поверхностном слое осадков Охотского моря методом окрашивания небольшого количества проб устанавливается преобладание гидрослюд (Невесский, 1957).

Главными агентами, поставляющими обломочный терригенный материал в Охотское море, служат твердый речной сток и абразия берегов.

Особенности поступления терригенного материала в Охотское море и его распределения в бассейне, которое регулируется волновыми процессами и сложной системой постоянных и периодических приливно-отливных течений, приводит к тому, что основная масса грубообломочного (гравийно-галечного) и песчаного материала накапливается вблизи берегов на относительно небольших глубинах. Основную роль в питании центральных частей водоема играет тонкий пелитовый и в меньшей степени алевритовый материал. Карта распределения гранулометрических типов осадков Охотского моря, заимствованная из работы П.Л. Безрукова (рис. 41), и ее сопоставление с батиметрической картой моря (см. рис. 40) достаточно наглядны и не требуют особых комментариев. Отметим только, что усложнение отмеченной выше закономерности связывается со сложностями рельефа дна (на подводных возвышенностях фор-

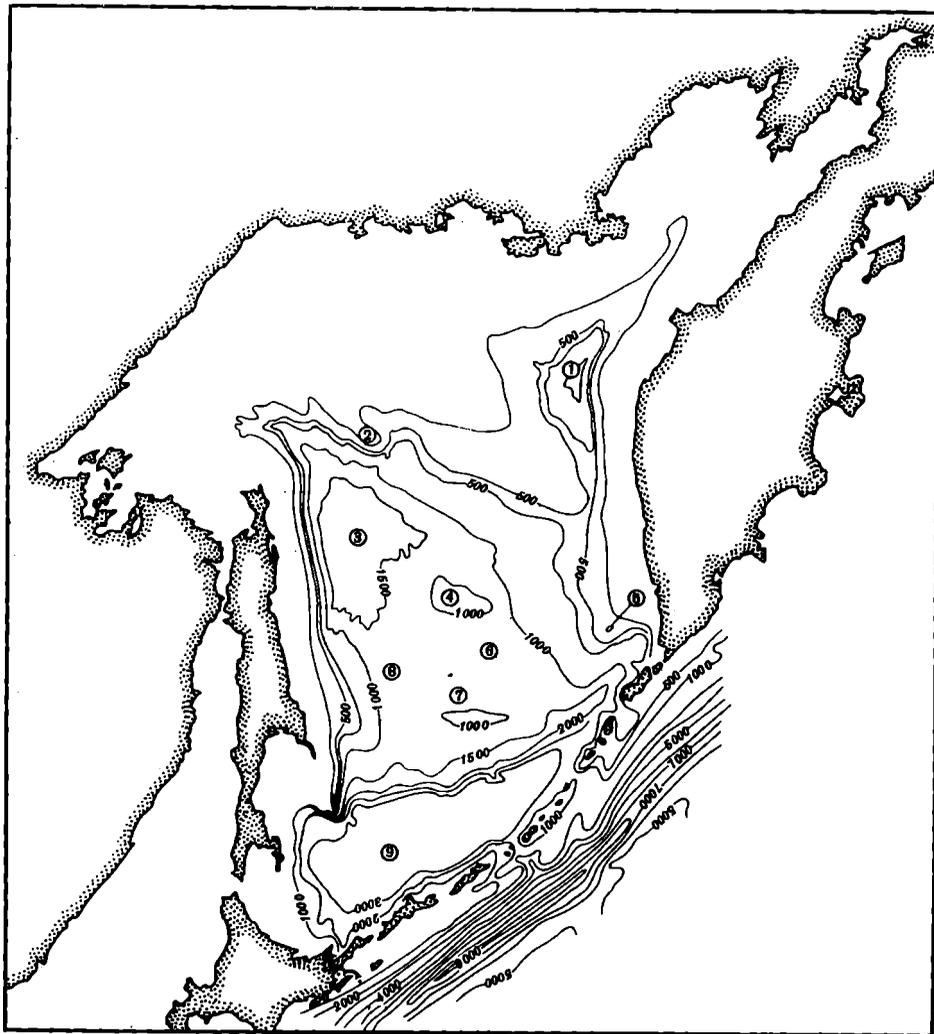


Рис. 40. Упрощенная батиметрическая карта Охотского моря (по Г.Б. Удищеву)

1 – котловина Тинро; 2 – банка Кашеварова; 3 – котловина Дерюгина; 4 – возвышенность Института Океанологии; 5 – возвышенность Лебеда; 6 – желоб Макарова; 7 – возвышенность Академии Наук; 8 – желоб Петра Шмидта; 9 – Южная глубоководная котловина

мируются более грубые осадки, чем на окружающих пониженных участках дна), а также с тем, что кроме господствующей циркуляции поверхностных вод Охотского моря в направлении против часовой стрелки во многих районах наблюдаются также сложные завихрения течений с образованием отдельных крупных и мелких халистатических зон.

Еще одной очень характерной особенностью Охотского моря является значительное, но неравномерное участие ледового разноса в формировании отложений. Охотское море в своей северной части располагается в зоне сурового арктического климата, а в южной – умеренно теплого. Большая часть его акватории в зимнее время бывает покрыта льдами.

Льды в прибрежной зоне захватывают грубообломочный и более мелкий терригенный материал как при своем образовании, так и при многократных взламываниях и передвижках над мелководьями. В дальнейшем льды разно-

сятся по акватории моря и по мере таяния обломочный материал падает на дно, обогащая осадки самого различного гранулометрического состава. Движение льдов осуществляется в соответствии с направлением основной системы поверхностных течений и господствующих ветров. Разгрузка льдов от терригенного материала осуществляется в основном на северном мелководье, но он в значительном количестве попадает и в остальные части бассейна, а также вместе со льдами выносится в Японское море и в Тихий океан. В транспортировке осадочного материала участвуют и водоросли (особенно гигантские из семейства фукусовых и ламинариевых), перемещающие даже галечный материал.

Значительное влияние на питание Охотского моря осадочным материалом оказывает вулканическая деятельность. Несомненно существующее влияние газовых эманаций и термальных вод на гидрохимию Охотского моря учесть трудно. В осадках основная роль принадлежит продуктам эксплозивной вулканической деятельности. Дальность золотого разноса пирокластического материала при извержениях такова, что в Охотское море он поступает из вулканов не только Камчатки, но и Японии. Однако особенно велико для современного осадконакопления значение вулканов Курильской гряды, где кроме субаэральных вулканов имеются и подводные. Из-за небольшой площади островов большие массы пирокластического материала попадают во время извержений непосредственно в море. При этом осуществляется как бы двойная дифференциация. Более грубый материал отлагается преимущественно вблизи островов (но отдельные крупные куски плавающей пемзы неоднократно находили вдали от берегов), а дальше всего разносится алевро-пелитовый материал. При пеплопадах часть материала быстро оседает, испытывая при прохождении через толщу воды дифференциацию по удельному весу и размеру, а другая разносится течениями за пределы основного пеплопада и попадает в осадки различных типов. Пирокластический материал, выпавший на суше и в прибрежных водах, перемещается наравне с другими видами обломочного материала. Во всех типах осадков содержание пирокластического материала увеличивается при приближении к Камчатке и особенно к Курильским островам.

Наконец, одной из самых существенных особенностей Охотского моря является высокая продуктивность фитопланктона, обуславливающая широкое распространение органических осадков. Диатомовые водоросли образуют в фитопланктоне современных дальневосточных морей преобладающую группу. В Охотском, Беринговом и Японском морях на их долю падает от 75 до 99% общего состава фитопланктона, причем абсолютного господства диатомовые достигают здесь во время весеннего развития. По мнению океанологов, развитию диатомовых в Охотском море благоприятствуют низкие температуры вод и их интенсивная вертикальная циркуляция, которая поставляет в зону фотосинтеза растворенный кремнезем и другие необходимые для жизнедеятельности диатомей элементы и в которую вовлекаются богатые "биогенными элементами" глубинные воды океанического происхождения¹.

Панцири диатомовых в основном имеют размеры мелкого алеврита, но их более мелкие обломки также играют существенную роль в составе пелитовой фракции осадков. Частично остатки диатомовых, вероятно, приносятся в море с поверхностными океаническими водами. В составе диатомового планктона Охотского моря выделяются неритические и океанические виды. Кроме того,

¹ В качестве предположения можно обратить внимание еще и на следующее. Особенности климатических условий приморской части Дальнего Востока таковы, что период вегетации у растений совпадает с максимальной продолжительностью светового дня. В результате многие виды наземной растительности образуют такие огромные биомассы, которые совсем не характерны для них в других частях Земли. Может быть, это обстоятельство сказывается и на интенсивности вегетации диатомовой флоры.

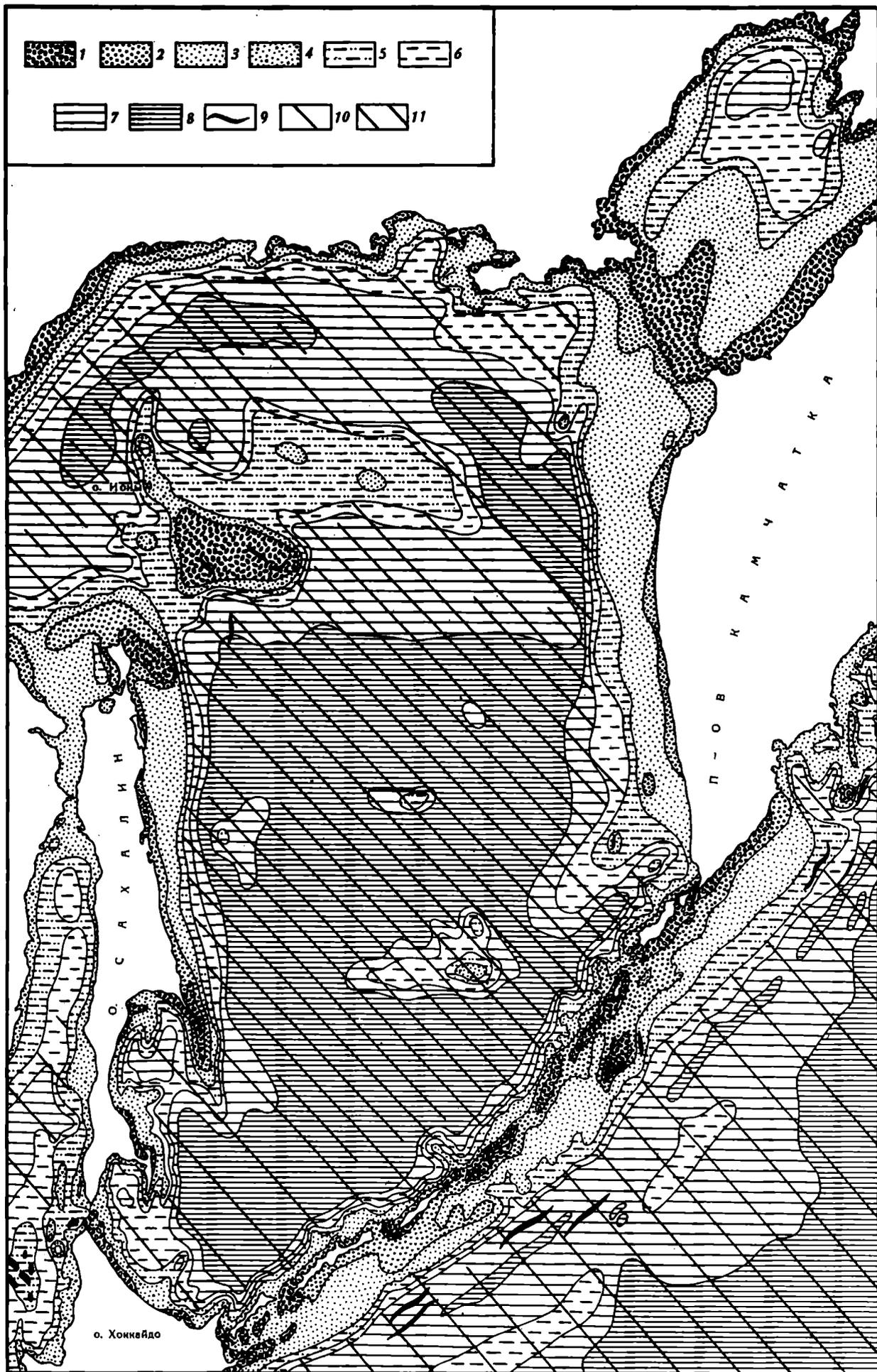


Рис. 41. Карта донных осадков Охотского моря (Безруков, 1960)

1 - галечно-гравийные осадки; 2 - пески крупные; 3 - пески мелкие; 4 - пески нерасчлененные; 5 - алевриты крупные; 6 - мелкоалевритовые илы; 7 - алевритово-глинистые илы; 8 - глинистые илы; 9 - участки с выходами коренных пород; 10 - слабо кремнистые диатомовые илы; 11 - кремнистые диатомовые илы

в прибрежной обстановке обитают батипелагические виды, которые составляют придонный планктон или являются прикрепленно живущими бентосными формами. Гораздо меньшее значение в биогенном осадконакоплении имеют кремнистые губки и силикофлагелляты, а также различные организмы, извлекающие из воды карбонат кальция. В Охотском море не происходит хемогенного осаднения не только кремнезема, но и в заметных масштабах из-за агрессивного действия его холодных вод также и карбонатов. Не обнаружено и вулканогенно-хемогенных осадков, которые могли бы быть связаны с проявлениями подводной вулканической деятельности, например в районе Курильских островов. Возможно, это связано с высокой подвижностью вод этого района.

Остатки диатомовых обогащают кремнеземом почти все фациальные типы морских отложений, за исключением, пожалуй, только грубообломочных прибрежно-морских. Но уже в песчаных отложениях отмечается значительное количество остатков панцирей диатомей. Однако общее содержание SiO_2 аут. в песчаных осадках невысокое (не более 10%).

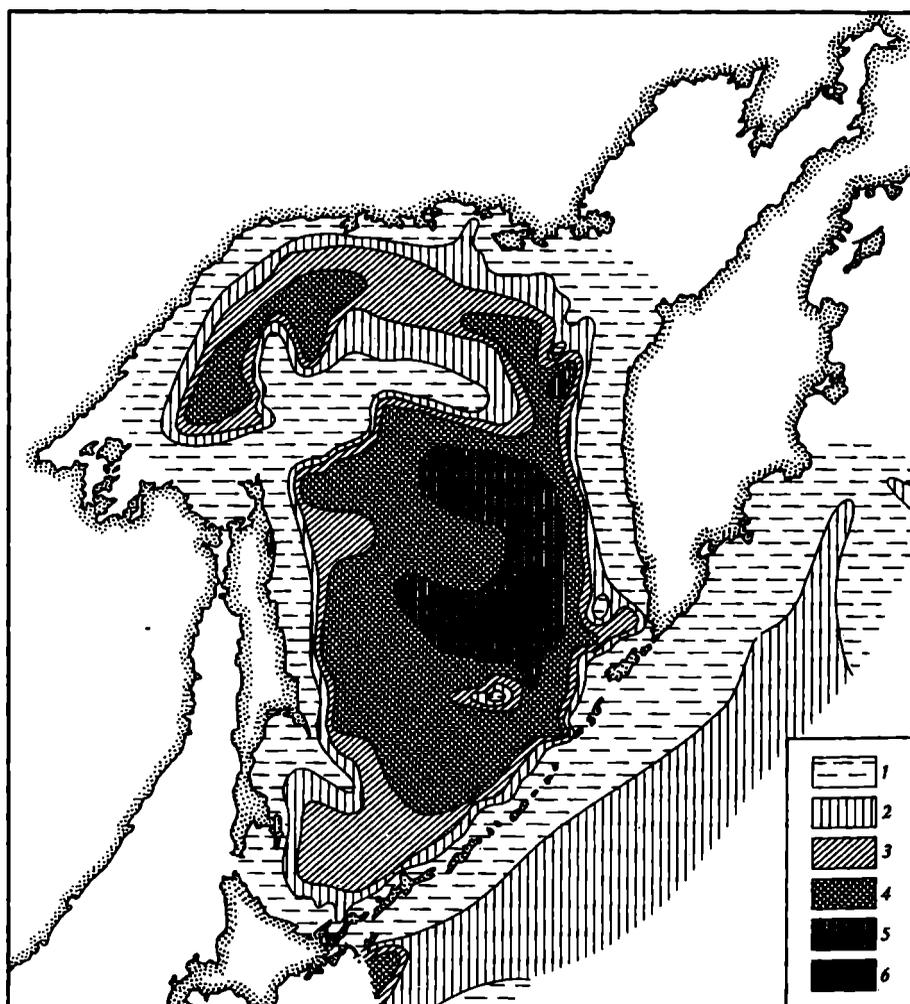


Рис. 42. Распределение SiO_2 аут. в поверхностном слое осадков в % (Безруков, 1960)

1 - <10; 2 - 10-20; 3 - 20-30; 4 - 30-40; 5 - 40-50; 6 - >50

На рис. 42 приведена карта распределения SiO_2 аут.¹ в поверхностном слое осадков Охотского моря (Безруков, 1960). Эта карта и ее сопоставление с приведенными выше картами (см. рис. 40, 41) наглядно показывает, что наиболее высокие содержания SiO_2 аут. отмечаются в алевритовых и пелитовых илах, что наиболее высококремнистые диатомовые осадки распространены преимущественно в относительно глубоководных районах, но встречаются и на обширном северном мелководье. Распределение диатомового фитопланктона в Охотском море характеризуется наиболее высокой продуктивностью прибрежных районов, где в донных осадках содержится мало кремнезема. Это несоответствие объясняется, во-первых, тем, что распределение остатков диатомовых в донных отложениях подчиняется гидродинамическому фактору и значительная часть панцирей выносятся в относительно глубоководные участки моря, и, во-вторых, процессами разбавления кремнистого материала вблизи берегов терригенными компонентами. Вероятно, сказывается также то обстоятельство, что неритические диатомеи в целом обладают лучшей растворимостью по сравнению с океаническими и при осаждении на дно часть из них успевает раствориться. Это приводит как к некоторому несоответствию биоценозов и танатоценозов, так и к относительному обогащению органическим кремнеземом осадков удаленных от берегов частей бассейна, где обитают преимущественно океанические виды.

Подводя итог сказанному об особенностях осадкообразования в Охотском море, можно сказать, что наиболее существенной его особенностью является интенсивное органогенное кремненакопление. Высокая продуктивность кремневого фитопланктона связана с климатическими условиями, а также с постоянным пополнением запасов растворенных в воде "биогенных элементов" благодаря интенсивной циркуляции вод и подтоку обогащенных этими элементами глубинных океанических вод (дивергенции). Возможность накопления высококремнистых илов обуславливается гидродинамическими факторами, рельефом дна, отсутствием хемогенного осадконакопления (в том числе карбонатнакопления) и особенностями поступления и распределения обломочного материала, приводящими к незначительному разбавлению органогенно-кремнистых осадков терригенным материалом в относительно удаленных от берега (и относительно глубоководных) участках морского дна. В Беринговом и особенно Японском морях высококремнистые илы в целом распространены менее широко, чем в Охотском. Это связывается с особенностями гидродинамики и рельефа дна этих морей, особенностями питания их терригенным материалом и его распределения, а в Японском море, кроме того, с ограниченностью его связи с океаном.

¹ Содержанием SiO_2 аут. в Институте океанологии АН СССР принято называть содержание растворяющегося в содовых вытяжках кремнезема. Хотя оно и не является полным содержанием свободного кремнезема в осадке, но из-за высокой растворимости кремнезема нефоссилизированных панцирей диатомей приближается к нему.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИОЦЕНОВЫХ
ТУФОВО-КРЕМНИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ

Учитывая данные по современному осадкообразованию в северной части Тихоокеанского бассейна, можно сделать некоторые выводы об условиях миоценовой седиментации и формирования туфово-кремнистых комплексов.

В предыдущих главах было показано, что миоценовые кремнистые породы в северной части Тихоокеанского бассейна имеют первично существенно органическую породу. Такой вывод подтверждается, в частности, анализом строения миоценовых толщ Камчатки и Сахалина, их литологических особенностей, распределения форм кремнезема, их постседиментационного преобразования и т.д. Кроме того, анализ различных данных свидетельствует об отсутствии в миоценовых морских бассейнах изученной территории тех специфических условий, которые могли бы привести к хемогенной садке кремнезема. Было показано, что породы, слагающие миоценовые отложения различных регионов обрамления северной части Тихого океана, состоят из материала трех источников: разрушения суши, вулканической деятельности и жизнедеятельности организмов. Хемогенное осадконакопление (в том числе карбонатакопление) в формировании этих отложений играло незначительную роль. Относительная роль породообразующих компонентов в разных районах так или иначе менялась в течение миоцена, и направленность этих изменений часто не синхронна в различных частях региона (поэтому, например, высококремнистые или преимущественно пирокластические породы можно наблюдать на разных стратиграфических уровнях). При этом, однако, почти для всех районов отмечается совместное участие в составе большинства пород генетически разнородного материала. Это свидетельствует о непрерывности влияния на седиментацию всех трех главных источников вещества, которое наблюдается по крайней мере на протяжении всего неогена и вплоть до современной эпохи. Органическое кремнеземакопление являлось как бы "фоновым" седиментационным процессом: большинство фашиальных типов морских отложений, за исключением, пожалуй, только грубообломочных прибрежно-морских, в той или иной степени обогащено кремнистым материалом. Возможность накопления осадков того или иного типа обуславливалась не только общими для больших территорий факторами (климатом, тектоническими движениями, предопределявшими усиление или ослабление размыва суши, интенсивностью вулканической деятельности и т.д.), но и многочисленными другими условиями более местного значения, характерными для отдельных бассейнов седиментации или для их участков. В распределении материала в морском бассейне немалую роль играют его гидродинамика, глубина, удаленность берегов и очагов извержений, площадь примыкающей суши и т.д.

Восстановление физико-географических условий морских бассейнов прошлого связано со значительными трудностями и в какой-то степени возможно только при комплексном использовании литологических и палеонтологических данных, с применением метода актуализма. Особенно ценным было бы прослеживание фашиальных изменений вплоть до перехода морских отложений в континентальные на площади, но в геосинклинальной области это, к сожалению, возможно крайне редко.

Ниже приводятся некоторые данные, которые позволяют судить о климате миоцена в пределах изученной территории.

По всему миоценовому разрезу в разных местах территории отмечаются рассеянная "плавающая" галька и гнезда обломочного материала, присутствие которых в тонкозернистых и пелитоморфных породах можно объяснить различными причинами. Но в некоторых частях разреза в пелитоморфных и тонкозернистых осадках, слоистые текстуры которых свидетельствуют об относительно спокойных гидродинамических условиях, отмечается значительная примесь плохо сортированного обломочного материала, включающая не только песчаный материал и гальку, но и валуны и глыбы разнообразных пород. Их присутствие в подобных осадках можно объяснить только ледовым разносом. Такие образования развиты в утголокской и частично в кулувенской свитах на Западной Камчатке; в низах свиты мыса Плоского и частично в пестроцветной свите на о. Карагинском; в мачигарской и тумской свите на Сахалине (Ратновский, 1960). В сумме эти интервалы разреза охватывают большую часть миоцена. По данным глубоководного бурения в северной части Тихого океана, эпизодическая галька встречается и в океанических осадках миоценового возраста.

Состав терригенных минеральных ассоциаций, в том числе глинистых минералов, относительно свежий облик обломочных компонентов позволяют предполагать отсутствие мощных зрелых кор выветривания на прилегающей суше. Вещественный состав пород, кроме того, свидетельствует о почти полном отсутствии или очень незначительной роли карбоната накопления.

Содержащаяся в отложениях изученного интервала разреза (в том числе и в относительно мелководных) фауна, по данным многих исследователей, имеет бореальный (в широком смысле этого слова) облик.

Все эти сведения, взятые порознь, не могут быть однозначным свидетельством тех или иных климатических условий. Но в комплексе они позволяют предполагать, что при некоторых возможных климатических изменениях в течение миоцена бассейны, в которых накапливались изученные миоценовые туфово-кремнистые отложения, находились в пределах бореальной зоны¹, а следовательно, в области умеренно теплого (или умеренно холодного) климата.

К сожалению, на современном этапе исследований Камчатки отсутствуют надежные корреляции континентальных отложений, содержащих флору, состав которой является относительно надежным критерием климатических условий, с синхронными морскими. Более того, большинство надежно привязанных к морским фаунистически охарактеризованным отложениям флороносных горизонтов находится вне изученного интервала разреза. Все же анализ некоторых имеющихся данных и общего направления изменения флор на Камчатке позволил А.И. Челебаевой (1971) предположить существование в неогене умеренно теплого климата. По данным американских и японских геологов, основанных на изучении флоры, в Северной Америке (на территории северо-западных штатов США и Аляски) и Северной Японии в течение миоцена господствовал умеренный климат, испытывавший колебания от умеренно теплого до умеренно холодного (Wolfe, Hopkins, 1967; Tanai, Huzioka, 1967).

Батиметрические условия формирования миоценовых туфово-кремнистых комплексов во всех изученных районах довольно надежно восстанавливаются при анализе литологического и палеонтологического² материала.

¹Как известно, при биогеографическом районировании вод Мирового океана в северном полушарии выделяются следующие зоны: "холодноводная северная (арктическая), умеренно северная (бореальная), тепловодная (тропическая)" (Зенкевич, 1963, стр. 6).

²При анализе условий накопления миоценовых туфово-кремнистых комплексов кроме результатов детального литологического изучения использовались имеющиеся в литературе сведения о содержащейся в отложениях ископаемой фауне (Ратновский, 1960; Криштофович, Ильина, 1961; Григоренко и др., 1967; и др.), собственные наблюдения за характером распределения фауны

Такой анализ показывает, что изученные морские вулканогенно-осадочные отложения во всех районах, согласно схеме, принятой в Институте океанологии АН СССР (Зенкевич, 1963), в целом формировались главным образом в пределах сублиторали (возможно, частично верхней батии), но отложения разных интервалов разреза формировались в различных батиметрических и гидродинамических условиях. На рис. 4, V приведена кривая изменения относительной глубины накопления миоценовых отложений, развитых в районе Точилинской антиклинали. Эта кривая отражает общую тенденцию изменения глубин во время формирования отложений. Отчетливо намечается определенная цикличность в чередовании относительно мелководных и относительно глубоководных условий. Обычно эти изменения сопровождаются и изменениями гранулометрического состава и общей кремнистости осадков (см. рис. 4, I, IV). Но иногда относительно мелководные отложения (например, аманинской свиты) могут быть представлены, как и глубоководные, пелитоморфными породами. Все же батиметрия и связанный с ней гидродинамический фактор, как правило, служили важнейшими факторами, определявшими возможность накопления осадков, в той или иной мере обогащенных первично органическим кремнеземом.

Менее всего обогащены свободным кремнеземом наиболее мелководные отложения. Совершенно лишены остатков диатомовых и пелитоморфного свободного кремнезема лишь грубозернистые отложения ильинской свиты — груболинзовидные конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники. Они отлагались в условиях особо сильной подвижности морских вод в прибрежной обстановке. Об этом свидетельствует, в частности, комплекс содержащейся в них ископаемой фауны с преобладающими прикрепленно живущими формами (*Modiolus*, *Mytilus*, *Diestothyris*, крупные *Balanus*). В мелководных алевропесчанистых отложениях ильинской, верхов кулувенской и какертской свит содержится уже заметное количество свободного кремнезема. Они формировались хотя и в мелководной обстановке, но, в отличие от грубообломочных отложений, на некотором удалении от береговой линии в пределах зоны постоянного, но ослабленного волнового воздействия. Условия накопления характеризовались относительно спокойным гидродинамическим режимом, о чем яснее всего говорит характер нарушений прямой градиционной слоистости в накопившихся здесь тонкообломочных туфах: косослоистые участки, внутрислоевые размывы, замыв относительно грубого терригенного и пирокластического материала в более тонкий пелловый осадок. Значительное участие в фаунистических группировках моллюсков из этих слабо кремнистых алеврито-песчанистых осадков крупных малоподвижных и подвижных фильтратов, таких, как *Spisula*, *Mya*, *Glycymeris*, *Arca*, *Anadara* и другие, позволяет предполагать, что глубина их накопления не превышала 50 (100 м).

Отложения аманинской, гакхинской (кроме ее низов), утхолокской, нижней части кулувенской, какертской (кроме ее верхов) свит накапливались в более глубоководной обстановке с более спокойным гидродинамическим режимом и обычно характеризуются более высокой кремнистостью. Здесь часто встречаются породы смешанного состава с максимальным содержанием SiO_2 своб. 45%. В пелитовой массе этих (и менее кремнистых) смешанных пород из указанных интервалов разреза наряду с обычно преобладающим первично органическим кремнеземом присутствует значительное количество глинистого материала, который преобладает в некоторых горизонтах аманинской, утхолокской и низов какертской свит. Кроме того, в пелитоморфных породах обычно велика неравномерно распределенная (в виде мелких гнезд и линз) примесь плохо сортированного терригенного материала однородного минерального сос-

по разрезам и ее связи с теми или иными осадками, а также данные о современных осадках и об экологической характеристике донной фауны Охотского моря и прикамчатских вод Тихого океана (Безруков, 1960; Савилов, 1961; Кузнецов, 1963).

тава. Такое обогащение пелитоморфных осадков терригенным обломочным и аллотигенным глинистым материалом указывает на близость суши. Фаунистические комплексы из этих отложений характеризуются присутствием форм, которые могли обитать как в относительно глубоководных, так и в относительно мелководных условиях сублиторали. Накапливавшиеся здесь туфы имеют не нарушенную течениями или волнениями прямую градационную слоистость, а слоистые текстуры в породах смешанного состава фиксируют слабые эпизодические волнения и нерегулярные придонные течения.

Сопоставление различных данных позволяет сделать заключение, что эти в целом достаточно высококремнистые отложения накапливались в интервале глубин от 50 до 200 м, а колебания в содержании свободного кремнезема в осадках связаны с разбавлением глинистым и обломочным материалом. Среди этой группы отложений, видимо, более глубоководны (в указанном интервале глубин) отложения гагжинской (кроме нижней части) и средней части какертской свит; более мелководны – аманинской, утхолокской, нижней части кулувенской и низов какертской свит.

Условия формирования аманинской и утхолокской свит отличаются некоторым своеобразием. Фаунистический комплекс аманинской свиты связан с определенным биотипом загишного залива (Криштофович, Ильина, 1961). С таким выводом согласуются и литологические данные. Особенности строения и состава утхолокской свиты (большая роль терригенной глины); большое количество и характер распределения грубообломочного материала, заключенного в тонкий осадок с текстурами, свидетельствующими лишь об относительно слабых придонных течениях; особенности стратификации туфовых пластов и т.д., а также присутствие в фаунистических комплексах солоноватоводных форм (*Corbicula*, *Brachidontes*) указывают на формирование отложений вблизи устья рек и существование ледового разноса обломочного материала¹.

Наиболее высококремнисты отложения вивентекской и нижней части гагжинской свит, накапливавшиеся в наиболее глубоководной обстановке. Кремнистые породы здесь содержат наименьшую примесь обломочного и глинистого материала. Слоистость их иногда очень тонкая, горизонтальная. Обычно же слоистые текстуры выражены плохо и фиксируют очень слабые движения придонных вод, а в некоторых местах микрооползневые явления. В кремнистых породах отсутствуют текстуры, которые могли бы свидетельствовать о взмучивании осадков под влиянием волнений, а туфы характеризуются прямой градационной слоистостью. Все это позволяет считать, что наиболее высококремнистые осадки накапливались в открытых частях морского бассейна, в спокойных гидродинамических условиях, на глубинах, превышающих возможное действие самых сильных волнений, т.е. глубже 200 м. Нижний предел глубины распространения этих осадков трудноопределим. Судя по достаточно многочисленной фауне тонкостворчатых пелеципод (*Nuculana*, *Delectopecten*, *Liocima*, *Cuspidaria*, некоторые *Macoma*, *Yoldia* и др.), обычно характерной для нижней сублиторали – верхней батIALи и способной опускаться до глубин 400–600 м, глубина накопления осадков вряд ли превышала эти величины.

В других районах изученные миоценовые отложения, так или иначе отличающиеся от развитых на Западной Камчатке, формировались тоже в пределах шельфовой области моря. На Восточной Камчатке таковы, в частности, миоценовые отложения о. Карагинского и п-ова Ильинского. Изучение литологии миоценовых отложений о. Карагинского (анализ смены в разрезе гранулометрического и вещественного состава пород, их текстурных особенностей и т.д.) вместе с проведенными Ю.Б. Гладенковым исследованиями комплексов

¹ В других частях разреза, за исключением некоторых горизонтов в кулувенской свите, присутствие "плавающей" мелкой гальки и гнездовидный характер распределения обломочного материала псаммитовой размерности в пелитоморфных породах можно объяснить не только ледовым разносом, но и другими причинами (разнос водорослями, флотация и т.д.).

ископаемой фауны (Гладенков, Гречин, 1969) позволяют сделать вывод, что эти отложения формировались в пределах сублиторали – верхней батнали при периодически меняющемся от относительно глубоководного до относительно мелководного режиме (см. рис. 34, III). В течение всего миоцена образования тонкообломочных и пелитоморфных пород, слагающих большую часть разреза, происходило в сравнительно глубоководных (нижняя сублитораль – верхняя батналь) спокойных условиях. Об этом свидетельствуют гранулометрический состав отложений (преобладание алевритовых и пелитовых осадков), выдержанность на площади мощных толщ, текстурные особенности пород (выдержанная горизонтальная слоистость, линзовидно-горизонтальная или отсутствие слоистой текстуры в хорошо сортированных осадках), присутствие нераздробленных панцирей диатомовых водорослей в верхних частях разреза. В пользу относительной глубоководности накопления осадков говорит и характер комплексов двустворок и гастропод. Пелитовые и некоторые песчанистые породы карагинского неогена содержат остатки *Nuculana*, *Arca*, *Yoldia*, *Laternula*, *Mascoia* и другие, которые обычно характерны для нижней сублиторали – верхней батнали.

Как показывают данные по современным моллюскам, биоценогические и трофические группировки с отмеченным набором форм, среди которых преобладают собирающие детритофаги, обитают, как правило, в относительно глубоководной обстановке, в спокойных условиях, при умеренных постоянных температурах и слабой аэрации. Сравнительно бедный, однообразный систематический состав ископаемых комплексов, которые к тому же обычно представлены небольшим количеством форм, тоже свидетельствует об обитании этих комплексов на значительных глубинах морского дна. Вместе с тем наличие в тонкообломочных породах постоянной большей или меньшей примеси плохо сортированного терригенного материала однородного минерального состава указывает на близость суши. Именно с этим обстоятельством (разбавлением терригенным обломочным и аллотигенным глинистым материалом) связан менее кремнистый состав пелитоморфных пород нижнего миоцена о. Карагинского¹ по сравнению с одновозрастными отложениями Западной Камчатки.

Накопление неогеновых осадков в пределах о. Карагинского в отдельные непродолжительные моменты происходило и в мелководных условиях. В такие моменты формировались отложения, обладающие всеми характерными особенностями прибрежно-морских образований. Они представлены преимущественно плохо сортированными песчано-гравийно-галечными осадками, не выдержанными на площади, и характеризуются обычно косой, пологонаклонной слоистостью (углы 10–30°). Отдельные слои мощностью 1–5 м с косой слоистостью иногда собраны в серии мощностью 15–30 м. Слоистость как в пределах слоев, так и внутри серий обусловлена постепенным или резким изменением гранулометрического состава (от грубообломочных к мелкообломочным снизу вверх в каждом случае). Перечисленные особенности свидетельствуют о формировании осадков в подвижной зоне моря. Кроме того, эти отложения охарактеризованы комплексами фауны, которые обычно типичны для мелководных зон моря. Преобладание среди них прикрепляющихся и малоподвижных сестонофагов (*Mytilus*, *Modiolus*, *Spisula*, *Pecten*, *Balanus*), определенные соотношения форм, обитающих ныне в прибрежных водах, для которых свойственны хорошая аэрация, значительные колебания температуры, повышенная гидродинамика, – все это говорит о том, что вмещающие указанную фауну толщи формировались в относительно мелководных условиях. Но даже среди этих мелководных отложений встречаются более мелководные разновидности пород, содержащие примесь первично-органогенного кремнезема, правда, иногда меньшую, чем соответствующие породы на Западной Камчатке, опять-таки из-за разбавляющей роли аллотигенного глинистого вещества.

Похожими батиметрическими и гидродинамическими условиями характеризуются и изученные миоценовые отложения Северного Сахалина. По данным

¹А также п-ова Ильпинского и других районов Восточной Камчатки.

И.И. Рагновского (1960), использовавшего для выводов о глубине осадконакопления анализ комплексов фауны, они формировались в шельфовой области моря при периодическом изменении батиметрических условий от относительно глубоководных до прибрежных, мелководных.

Вообще в геологической литературе по Камчатке и Сахалину как будто бы нет сведений о выходах на современную дневную поверхность собственно глубоководных, абиссальных миоценовых осадков. Возможно, потому что еще не выработаны достаточно надежные критерии для диагностики глубоководных осадков в ископаемом состоянии, но очевидно также, что миоценовые высококремнистые илы могли формироваться на глубинах, меньших, чем, например, современные высококремнистые илы Охотского и Берингова морей. Однако общая тенденция приуроченности наиболее высококремнистых осадков к большим глубинам, чем их менее кремнистых аналогов, справедлива и для миоцена.

Увеличение или уменьшение общей кремнистости миоценовых пород в связи с изменениями глубины седиментации наблюдается при изменении этих условий как во времени, так и на площади. Разумеется, не глубина сама по себе предопределяет возможность накопления высококремнистых илов, а то, что относительно глубоководные участки обычно характеризуются и спокойными гидродинамическими условиями, и небольшим поступлением обломочного материала из-за удаленности суши. Конечно, эти условия относительно глубоководных участков могут нарушаться из-за сложностей рельефа морского дна, течениями, близостью суши и ее расчлененностью, привнесом больших масс обломочного материала и т.п. Подобные нарушения общей закономерности отмечаются на Восточной Камчатке для нижнего миоцена и связаны, видимо, с большей тектонической активностью ее территории, приближенностью относительно глубоководных участков к источникам сноса, а возможно, и большей расчлененностью прилегающей суши.

В целом же особенности климатических условий и положение региона в тектонически активной области приводили к тому, что процессы механического разрушения пород на суше, так же как в современную эпоху, доминировали над процессами их химического выветривания. Видимо, из-за небольшой площади суши, главным образом островной, абсолютные массы обломочного материала во многих районах (на Западной Камчатке) были невелики и главная часть его оседала в прибрежной мелководной зоне. В удаленные от берегов участки морского бассейна выносился в основном тонкообломочный материал, более грубый попадал сюда эпизодически, главным образом с тающих плавающих льдов или с водорослями, а алевро-псаммитовый мог заноситься во время сильных штормов. По-видимому, еще более благоприятные условия для органического кремнеаккумуляции могут создаваться в затишных заливах и бухтах с ограниченным поступлением обломочного материала (такие условия, по мнению М.Брамлетта, создавались во время формирования монтерейских кремнистых пород).

Остатки диатомовых водорослей (в меньшей мере других организмов) в той или иной степени обогащали кремнеземом уже алевро-песчаные отложения мелководья вне зоны постоянного активного волнового воздействия. Роль органического кремнистого материала в осадках прогрессивно возрастала по мере удаления от суши и особенно была велика в те моменты геологической истории и в тех местах, которые характеризуются относительно спокойными гидродинамическими условиями, небольшим поступлением разбавляющего обломочного материала и отсутствием карбонатакопления.

В составе миоценовых отложений изученных разрезов продукты подводных вулканических излияний не встречены. По данным других исследователей, они в целом не имеют широкого распространения среди миоценовых отложений. Гораздо более распространены субаэральные излившиеся вулканические образования, встречающиеся вместе с грубообломочным эксплозивным материалом, но из-за недостаточной изученности точное сопоставление их с морскими одновозрастными отложениями пока невозможно. В составе вулканического материала, участвовавшего в формировании миоценовых морских туфово-крем-

нистых комплексов, подавляющую роль играли продукты наземной взрывной вулканической деятельности – пирокластический материал.

Импульсивный характер подачи значительных масс пирокластического материала из более или менее удаленных вулканов предопределял возможность отложения однородных пепловых пластов не только в удаленных от берега участках со спокойным гидродинамическим режимом, но иногда даже в зоне активного волнового воздействия, где пепловый материал обычно окатывался и становился неотличимым от терригенного. Тонкий пепел разносился по бассейну, попадая в осадки различных типов.

Вулканическая деятельность проявлялась в течение всего миоцена, но поступление рыхлых продуктов наземной вулканической деятельности в разные части бассейнов было неравномерным и определялось такими факторами, как близость очагов извержений и, несомненно, направлением и силой ветров. Пирокластический материал в том или ином количестве присутствует почти во всех породах смешанного состава в разных частях региона. Относительное обогащение однородными пепловыми пластами наблюдается в среднемiocеновой части разреза как на Западной, так и на Восточной Камчатке. В позднем миоцене распространение больших масс пирокластического материала по территории носит более локальный характер. В целом менее всего туфовых пластов содержат миоценовые отложения северной части Сахалина.

Большинство исследователей считают, что центры основных вулканических извержений на Камчатке находились в районе центральной ее части, где располагалась островная вулканическая суша. Существуют мнения о возможности приноса пирокластического материала с запада, с территории Охотского вулканического пояса. Вероятно, существовали вулканы и в пределах Курильской гряды. Центры вулканической деятельности на Сахалине располагались в пределах современной территории острова, к востоку или к западу от нее в непосредственной близости и были приурочены к локальным участкам островной суши.

Из-за относительной удаленности вулканических очагов в морских миоценовых туфо-кремнистых комплексах подавляющее распространение имеют тонкие преимущественно витрические продукты наземной вулканической деятельности. Грубокластический материал в туфо-кремнистых комплексах не имеет широкого распространения. Но, несомненно, вулканические очаги, поставляющие грубокластический материал, существовали и в непосредственной близости от места формирования изучавшихся отложений. В непосредственной близости от вулканов формировались, например, терригенно-тефрогенные породы низов ильхатунской свиты на о. Карагинском; грубокластические продукты близко расположенных вулканических очагов имеются здесь в составе пестроцветной свиты, свиты мыса Плоского и южнобвямской свиты. Относительно крупно-обломочный материал на Западной Камчатке имеется в составе утхолоской свиты Точилинского разреза, а в Майначском – и в некоторых пластах гакхинской. В результате дифференциации кластического материала ближе к вулканам отлагался грубообломочный, главным образом кристалло-литокластический материал, по составу обычно более основной, чем разносившийся дальше тонкий витрический пепел.

В изученных отложениях не наблюдается тесной связи между интенсивностью развития диатомовых и количеством поступающего в морские бассейны пирокластического материала. В отдельных разрезах такая зависимость как будто бы намечается, но не решается однозначно и может объясняться другими причинами.

Значение вулканизма не исчерпывалось поставлением кластического материала. Нельзя не учитывать влияние вулканизма как источника кремнезема и других компонентов, необходимых для жизнедеятельности диатомовых. Оба эти процесса – органогенное кремненакопление и вулканизм – явления планетарного масштаба, стабильно сосуществовавшие на протяжении всей кайнозойской истории севера Тихоокеанского пояса, и, видимо, эту связь нельзя считать случайной.

В качестве источников веществ, стимулирующих развитие диатомовой флоры, в областях интенсивного эксплозивного вулканизма могли служить различные продукты вулканической деятельности, на что обращает внимание И.В. Хворова (1968). Во-первых, сам тончайший пепел, попав в морской бассейн, может служить питательным материалом для диатомей, способных разлагать алюмосиликаты (Виноградов, Бойченко, 1942). Во-вторых, тончайшее вулканическое стекло, долгое время находящееся во взвеси, может частично растворяться, отдавая кремнезем в морскую воду. В-третьих, сорбированные на поверхности пепловых частиц некоторые элементы (Гушенко, 1965), растворяясь в морской воде, также участвуют в ее обогащении. В-четвертых, как подчеркивается И.В. Хворовой, интенсивная пепловая седиментация происходит обычно по соседству с активной вулканической сушей; поступающие с последней водотоки, особенно питаемые минерализованными источниками, вносят много веществ, способствующих развитию планктона.

Миоценовые туфово-кремнистые отложения, так же как высококремнистые современные илы, например, Охотского моря, накапливались в области с интенсивным наземным вулканизмом. А.П. Лисицын (1966) и другие океанологи, отмечая специфику Охотского моря, связывают интенсивное развитие здесь диатомовой флоры прежде всего с процессами дивергенции. Однако нельзя не обратить внимание на то, что глубинные океанические воды, поднимаясь в Охотское море, отделенное от океана цепочкой Курильских островов, проходят через узкие Курильские проливы, где не только на соседствующих островах и их пляжах, но и на дне самих проливов интенсивны проявления фумарольной деятельности, обогащающей проходящие воды растворенным кремнеземом и другими "биогенными элементами". Охотское море, таким образом, в силу специфичности условий связи с океаном является как бы гигантской ловушкой поступивших различными путями "биогенных элементов", провоцирующих пышный расцвет диатомовой флоры.

Общие палеогеографические представления позволяют предполагать, что подобные условия могли существовать в миоценовом море Западной Камчатки. Анализ всего литологического материала показывает, что, несмотря на возможность формирования высококремнистых илов в миоценовых морских бассейнах на меньших глубинах, чем в современных, тип седиментации в миоценовом море Западной Камчатки в общих чертах был близок к типу седиментации современного Охотского моря.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

В главе IV, посвященной катагенетическим преобразованиям, говорилось, что изменения первично-органогенного кремнезема, видимо, начинаются уже в диагенезе. Они выражаются в растворении наиболее неустойчивых частей органического детрита и осаждении растворившегося кремнезема в виде "абиогенного" скрытокристаллического опала. Осталось невыясненным, сразу же или со временем опал приобретает частичную упорядоченность кристобалита и кварца, слабые рефлексы которых видны на порошковых рентгенограммах диатомитов. Отмечалось также, что при диагенезе почти не происходит преобразования вулканического стекла, по крайней мере в гомогенных пепловых прослоях (или наблюдаются очень слабые его изменения). Наиболее сильные преобразования главнейших породообразующих компонентов осуществляются позже, преимущественно в катагенезе. Они приводят к почти полному исчезновению первичной органогенной структуры кремнистых пород и к изменениям кристаллической структуры кремнезема, а также к замещению вулканического стекла глинистыми и цеолитовыми минералами. Общие закономерности постседиментационных преобразований первично-органогенного кремнезема и пирокластического материала выдерживаются в миоценовых отложениях всей северной части Тихоокеанского обрамления.

Сведения о характере, интенсивности и направленности катагенетических преобразований изложены в специальной главе. Теперь же можно сделать некоторые выводы о наиболее общих условиях, которые благоприятствуют этим преобразованиям и о которых можно судить с большей или меньшей достоверностью.

Как известно (Каледа, 1958), в катагенетическую стадию в осадочных породах происходят следующие процессы: 1) переход неустойчивых минеральных модификаций в их устойчивые аналоги; 2) перекристаллизация; 3) перераспределение вещества как между отдельными минеральными индивидуумами, так и в пределах целого пласта и даже между пластами, отдельными горизонтами, толщами, свитами. Кроме того несомненно происходит образование новых минеральных видов. Все эти явления наблюдаются и в изученных отложениях. Как известно, основными внешними причинами катагенетических преобразований служат увеличение давления и температуры по мере погружения осадков на глубину, а также деятельность подземных вод. Видимо, в той или иной мере сказывается и фактор времени. Относительная роль этих факторов и интенсивность катагенетических преобразований неодинаковы в различных тектонических областях. Очевидно, что увеличение давления связано с мощностью перекрывающих отложений, а возрастание температуры происходит под влиянием теплового потока, неодинакового в различных структурно-тектонических зонах.

Фоновые геотермические условия Камчатки и Сахалина пока еще недостаточно изучены. Но все же установлено, что в пределах геосинклинальной области в зонах преимущественного прогибания (в передовых и внутренних прогибах и впадинах) величины потока ниже, чем в зонах преимущественного воздымания и в собственно горноскладчатых сооружениях (Теп-

ловой режим..., 1970). В палеоген-неогеновых вулканогенно-осадочных комплексах, слагающих прогибы Западной и Восточной Камчатки, а также Сахалина средний градиент, по данным немногочисленных замеров, колеблется в довольно узких пределах – от 2,8 до 3,0°C/100 м (табл. 10). Поскольку эти прогибы располагаются в зонах преимущественного прогибания на протяжении по крайней мере всего неогена, то, согласно существующим представлениям (Поляк, Смирнов, 1968), в течение этого времени трудно ожидать существенных изменений теплового потока на их территории. В собственно вулканических зонах значения геотермического градиента обычно значительно выше. Имеющиеся наблюдения в Восточной вулканической зоне Камчатки дают разброс значений температурного градиента от 2,5 до 5,0°C/100 м при преобладании величин 3–4°C/100 м, а в непосредственной близости к действующим вулканам локальные увеличения величин градиента гораздо более значительны. Изменения геотермического градиента в различных зонах устанавливаются и в Японии: в кайнозойской вулканической зоне на западе Японии средний градиент равен 3,5°C/100 м, а в однотипных формациях невулканических районов ее Тихоокеанского побережья – 2,2–2,4°C/100 м (Uyeda, Nogai, 1964). Но локальные положительные аномалии температурного градиента отмечаются и в пределах "невулканических" зон. Подобная положительная термическая аномалия со средним градиентом температуры 5,1°C/100 м, связанная с восходящим движением трещинно-жилных термальных вод, обнаружена, например, при бурении в Большерецкой впадине Западно-Камчатского прогиба (Поляк, 1966). Можно не сомневаться, что и в течение неогена в этих прогибах существовали некоторые локальные изменения градиента (как по площади прогибов, так и во времени), связанные с поднятиями и проявлениями вулканической и гидротермальной деятельности, на фоне средних его значений, по-видимому, близких к 3–4°C/100 м.

Понятно, что при общей характеристике температурных условий приходится ориентироваться на эти средние значения, и естественно, что оценки температурных условий катагенетических преобразований могут носить лишь ориентировочный характер.

Близкие к указанным выше средние значения геотермического градиента (4±1°C/100 м) принимает С. Мицутани (Mizutani, 1967) при характеристике кинетических аспектов постседиментационных преобразований в третичных формациях Японии. Данные этого исследователя о вертикальной зональности преобразований (табл. 11) используются для сравнения.

Если рассуждения о возможной величине геотермического градиента (3–4°C/100 м) справедливы, то в наиболее глубоко погружавшихся (до 3000 м) частях изученных разрезов могли существовать температуры до 100–120°C. На рис. 43, иллюстрирующем результаты изучения катагенетических преобразований, приведены лишь вскрытые в непрерывных разрезах мощности верхних горизонтов неогена. Однако и при ориентировочном учете мощности фрагментарно обнаженных перекрывающих отложений величина возможного погружения оказывается ненамного больше (в пределах максимум 250–300 м).

При таких допущениях о геотермическом градиенте и возможной глубине погружения устанавливаемая (правда, очень условно) в изученных разрезах граница опаловой зоны, т.е. уровень, ниже которого происходит интенсивное уничтожение органогенной структуры в результате растворения остатков кремневых организмов, совпадает с температурой около 30–40°C. И во всех изученных разрезах и в Японии наиболее отчетливо устанавливается уровень, ниже которого исчезают неустойчивые формы кремнезема (граница между кристобалитовой и кварцевой зонами). Глубина погружения пород, в которых преобладает кварцевая форма кремнезема, во всех случаях составляла около 2000 м, и, таким образом, температура была не ниже 60–80°C. С Мицутани в третичных толщах Японии выделяет два типа кремнезема: 1) опаловый (опал + кристобалит) и 2) кварцевый (кварц + халцедон). По его данным, породы, в которых исчезают неустойчивые формы кремнезема, могли погру-

Таблица 10

Распределение температуры по глубине в структурно-фациальных зонах Камчатки и Сахалина (по Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляку и др; Тепловой режим..., 1970)

Структурно-фациальная зона	Температура (°C) на глубине (м)				Средний геотермический градиент, °C/100 м	Глубина залегания, изотерм, м	
	500	1000	1500	2000		50°	100°
Западно-Камчатский прогиб	24	<u>33-38</u> *	<u>42-52</u>	<u>50-65</u>	2,8	1470	3400
		36	47	58			
Восточно-Камчатский прогиб	<u>22-26</u>	<u>29-42</u>	<u>49-56</u>	<u>63-71</u>	2,8	<u>1300-1530</u>	<u>2970-3350</u>
	24	35	52	67			
Западно-Сахалинский синклиорий	<u>20-25</u>	<u>32-40</u>	55,0	70,0	2,5-3,0	-	-
	23	36					
Восточно-Сахалинский синклиорий	<u>10-19</u>	<u>21-36</u>	<u>36-53</u>	<u>57-64</u>	2,4-3,4	-	-
	14	30	46	60			

* В числителе - минимальное и максимальное значения, в знаменателе - среднее.

Таблица 11

Зональное распределение аутигенных минералов в третичных формациях Японии (по Mizutani, 1967)

Зональное распределение аутигенных минералов	Клиноптилолит	Морденит	Анальцит	Гейландит	Ломонтит	Альбит	Опал + кристобалит	Халцедон	Кварц	Глубина погружения*, м	Стратиграфия	Абсолютный возраст
Зона неизмененного стекла										750	Четвертичная система - плиоцен	15 млн. лет
Клиноптилолит-морденитовая зона											Верхний миоцен верхняя часть среднего миоцена	
Анальцит-гейландитовая зона										2000	Нижняя часть среднего миоцена	18 млн. лет
Ломонтитовая зона										2800	Самая верхняя часть нижнего миоцена	
Альбит-кварц-хлорит-эпидотовая зона											Нижний миоцен - верхний олигоцен	

* Геотермический градиент = $4 \pm 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$

жаться до глубин также около 2000 м, что при принятой им величине геотермического градиента ($4 \pm 1^\circ\text{C}/100\text{ м}$) отвечает температурам 60–80–100° (см. табл. 11). Такое почти идеальное совпадение условий давления и температуры при катагенетических преобразованиях неустойчивых форм кремнезема в устойчивые в разных районах приводит к мысли, что термодинамические условия были решающими факторами катагенетических преобразований кремнезема. Этот вывод подтверждается отсутствием "кварцевой зоны" в миоценовом разрезе бухты Квачина на Западной Камчатке, имеющем сокращенную мощность.

Сложнее протекали катагенетические преобразования пирокластического материала. Четкой связи тех или иных катагенетических изменений туфов с определенным уровнем (т.е. с определенными термодинамическими условиями) не устанавливается. Строго соблюдается лишь общая тенденция приуроченности неизмененных туфов к верхним частям разреза, а также усиление степени разложения вулканического стекла по мере погружения.

По данным С. Мицугани, в третичных отложениях Японии зона неизменно-го вулканического стекла кончается на глубине 750 м; ниже выделяется несколько зон аутигенных цеолитов (см. табл. 11): в интервале 750–2000 м – клиноптилолит–морденитовая, 2000–2800 – анальцит–гейландитовая, глубже 2800 м – ломонтитовая. Таким образом, здесь с уровнем исчезновения неустойчивых форм кремнезема совпадает граница между двумя верхними "цеолитовыми зонами". К сожалению, из цитируемой работы осталось неясным, из каких пород изучались и какими методами определялись цеолиты.

При изучении катагенетических преобразований в гомогенных пепловых пластах неогена Западной и Восточной Камчатки выявляются следующие закономерности.

1. Глубина возможного погружения неизмененных пепловых пластов неодинакова в разных разрезах. Так, в Точилинском разрезе распространение неизмененных витрокластических туфов совпадает с опаловой зоной; они не опускались ниже 1000 м. Отмечаемые в некоторых туфовых пластах этой зоны вторичные преобразования имеют локальное, пятнистое распределение и слабо выражены¹. На о. Карагинском неизмененные витрокластические туфы опускаются до глубины более чем 1500 м. Примечательно, что здесь, в свите мыса Плоского, сильно измененные туфы приурочены только к мощным (до 10–15 м) туфовым пачкам, включающим и наиболее проницаемые для подземных вод крупнопсаммитовые пемзовые прослойки. Самостоятельные менее мощные пласты витрических туфов в большинстве своем не затронуты вторичными преобразованиями.

2. Во всем мощном разрезе неогена катагенетические преобразования туфов приводят к формированию тесной парагенетической ассоциации аутигенных минералов: монтмориллонитов и цеолитов. Характерно, что в изученном интервале разреза монтмориллониты являются по существу единственными глинистыми минералами, образующимися по вулканическому стеклу. Вертикальной зональности, связанной с дальнейшим преобразованием монтмориллонитов под влиянием повышения давления и температуры, установить не удалось. С глубиной погружения усиливается лишь степень разложения вулканического стекла, а монтмориллонитовый состав образующихся при этом глинистых минералов остается постоянным вплоть до глубины около 3000 м. Таким образом, монтмориллониты оказываются более устойчивыми к повышению давления и температуры (до $100\text{--}120^\circ$), чем можно было бы ожидать. Появление же вместо монтмориллонита рекристовой фазы и смешанослойных фаз типа гидрослюда – монтмориллонит (промежуточные продукты на пути преобразования монтмориллонита в гидрослюда) в ассоциации с каолинитом и хлоритом в туфах низов неогена (аманьянская свита Точилинского разреза), как было по-

¹Подобный пятнистый характер вторичных изменений в туфопесчаниках этоловской и эрмановской свит позволил А.Р. Гептнеру (1968) предположить гидротермальное происхождение этих изменений.

казано в главе IV, скорее всего связано с локальным наложением гидротермального процесса.

3. В распределении аутигенных цеолитов не наблюдается одинаковой или хотя бы близкой для всех разрезов зональности. В Точилинском разрезе намечается зональность, приближающаяся к устанавливаемой С. Мишутани для третичных толщ Японии. Она выражается в преобладании в верхних частях разреза клиноптилолита, а в нижних — анальцима. Условная граница между этими "цеолитовыми зонами" опускается на 350–400 м ниже уровня исчезновения неустойчивых форм кремнезема (а по С. Мишутани, совпадает с ним). Однако нельзя не обратить внимания на то, что преобладание анальцима отмечается в наиболее сильно глинизированных туфах, содержащих к тому же значительное количество плагиоклазов (клиноптилолит в них также иногда встречается, но в сильно подчиненном количестве). Анальцим присутствует и в верхней "зоне", также в тех породах, где много плагиоклазов. В неогеновых отложениях о. Карагинского вообще преобладание то одного, то другого аутигенного цеолита в термогенно-терригенных породах и в туфах отмечается на любом уровне. Можно предполагать, что наблюдаемое в Точилинском разрезе распределение аутигенных цеолитов связано не только (вероятно, даже не столько) с их разной устойчивостью к изменению термодинамических условий, но и с другими причинами, в частности, с интенсивностью развития процессов монтмориллонитизации¹ и некоторыми вариациями в первичном составе туфов. На ход, интенсивность и направленность катагенетических преобразований пирокластического материала гомогенных пепловых пластов помимо температуры и давления оказывали влияние и другие факторы, которые порой становились ведущими. Одним из таких факторов мог быть режим подземных вод, связанный не только с эволюцией реликтовых пластовых вод, но и с более поздним активным водообменом. Свидетельством такого достаточно активного водообмена является сильное изменение химического состава туфов при их глинизации, связанное с перераспределением вещества в породах. Несомненным свидетельством движения подземных вод может служить приуроченность эпигенетической карбонатизации, носящей метасоматический характер и сильно растянутой во времени, к наиболее пронизаемым туфовым пластам.

Как известно, бассейны гермальных вод кайнозойских краевых прогибов обычно представляют собой многопластовые водонапорные системы с хорошо выраженным зональным распределением солевого и газового состава (Тепловой режим..., 1970). Восстановить гидродинамические условия прошлого и их изменения в изученных прогибах пока что не представляется возможным, тем более что и современное их состояние для Камчатки и Сахалина еще недостаточно изучено. Тем не менее, как справедливо считают многие исследователи (Каледа, 1958; Перельман, 1965; Перельман и др., 1968; и др.), нельзя не считать с влиянием состава подземных вод и изменения их режима на катагенетические преобразования. Неогеновые тектонические движения приводили к изменению гидродинамического режима подземных вод, к перераспределению областей питания и стока, возникновению водообмена между отдельными гидрохимическими горизонтами и т.д. При этом смешение даже неагрессивных вод разного состава может привести к созданию агрессивной среды, что сказывалось на интенсификации преобразований. Течение этих процессов может быть медленным, заметным только в масштабах геологического времени и захватывающим не полностью выходящие их под уровня моря части водоносных горизонтов. Однако в масштабах геологического времени влияние изменения гидродинамического и гидрохимического состояния подземных вод на ход и интенсивность катагенетических преобразований очевидно.

¹ Экспериментальные данные по низкотемпературному синтезу монтмориллонитов свидетельствуют, что не изменение температуры является решающим фактором при их образовании, а свойства среды, богатой катионами и кремнеземом и имеющей оптимальное значение pH — 8 (минимальное значение при котором был синтезирован монтмориллонит, равно 7,5) (Милло, 1968).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований выявлены общие закономерности формирования миоценовых туфово-кремнистых комплексов и катагенетических преобразований.

1. Устанавливается единая первично-органогенная природа кремнезема в различных типах пород. В формировании туфово-кремнистых комплексов совместно участвовал генетически разнородный материал – продукты разрушения суши, вулканической деятельности и жизнедеятельности организмов. Роль кремневого фитопланктона в формировании отложений была соизмеримой с ролью терригенного и пирокластического материалов. Хомогенное осадконакопление не имело существенного значения. Возможность накопления осадков того или иного типа определялась многими факторами, как общими для больших территорий, так и характерными только для отдельных бассейнов седиментации или их участков. При интенсивном расцвете кремневого фитопланктона накопление высококремнистых илов контролировалось гидродинамическими факторами, рельефом дна, малыми скоростями терригенной седиментации и отсутствием карбонатакопления. Высококремнистые илы в миоценовых морских бассейнах могли формироваться на меньших глубинах, чем в современных, но тип седиментации в миоценовом море Западной Камчатки был близок к типу седиментации современного Охотского моря.

2. Катагенетические преобразования кремнезема приводят к постепенному исчезновению органогенной структуры и к переходу неустойчивых модификаций кремнезема в устойчивые. Отчетливо устанавливается вертикальная зональность катагенетических преобразований кремнезема. Показано, что в диагенетическую стадию в морских осадках не происходит или осуществляется слабо преобразование вулканического стекла (по крайней мере в гомогенных пепловых пластах). Катагенетические преобразования приводят к формированию монтмориллонитовых минералов и цеолитов. Монтмориллониты оказываются устойчивыми к изменению термодинамических условий, а присутствие того или иного цеолита, видимо, в значительной степени зависит от степени глинизации и вариаций в исходном составе туфов. Процесс глинизации вулканического стекла в результате перераспределения вещества может дополнительно обогащать кремнеземом утратившие органогенную структуру кремнистые породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П.Л. 1960. Донные отложения Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. 1960. Классификация осадков современных морских водоемов. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32.
- Белова М.Б., Васильев В.Г., Власов Г.М., Грязнов Л.П., Драбкин И.Е., Жегалов Ю.В., Карбивничий И.Н., Кленов Е.П., Крылов В.В., Титов В.А. 1961. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат.
- Бродская Н.Г. 1966. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. В кн. "Геохимия кремнезема". М., "Наука".
- Бруевич С.В. 1953. К геохимии кремния в море. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Виноградов А.П. 1935. Химический элементарный состав организмов моря. — Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, т. 3.
- Виноградов А.П., Бойченко Е.А. 1942. Разрушение каолинита диатомовыми водорослями. — Докл. АН СССР, т. 37, № 4.
- Власов Г.М., Ярмолюк В.А. 1959. Структурно-тектонические районы Камчатки. — Докл. АН СССР, т. 127, № 1.
- Власов Г.М., Ярмолюк В.А., Жегалов Ю.В. 1963. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. — Сов. геология, № 6.
- Геология СССР. 1964, т. XXXI, ч. I. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Недра".
- Геология СССР. 1970. Т. XXXIII. Остров Сахалин. М., "Недра".
- Гептнер А.Р. 1968. Стратиграфия и некоторые особенности осадконакопления позднелайнозойских отложений Западной Камчатки (по данным Тигильского района). Автореф. канд. дисс. М.
- Гладенков Ю.Б. 1970. Иолдии неогена Западной Камчатки. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Гладенков Ю.Б. 1971а. Иолдии неогена северо-восточной Камчатки (Ильпинский полуостров). — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гладенков Ю.Б. 1971б. К разработке стратиграфии неогена северной части Тихоокеанской области. — Сов. геология, № 4.
- Гладенков Ю.Б., Гречин В.И. 1969. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский). — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 5.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. 1972. Стратиграфия неогена Дальнего Востока в свете новых палеонтологических данных. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 47, вып. 4.
- Голяков В.И. 1966. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка. — Геол. и геофиз., № 10.
- Горюнова С.В. 1958. Некоторые закономерности развития и распада планктонных форм водорослей в дальневосточных морях. — Труды Океанограф. комис. АН СССР, т. 3.
- Горячев А.В. 1966. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., "Наука".
- Гречин В.И. 1971. Кремнистые породы миоцена Западной Камчатки. — Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Гречин В.И. 1972. О методах изучения катагенетических преобразований кремнезема (на примере миоцена Камчатки и Сахалина). — Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Григоренко Ю.Н., Криштофович Л.В., Тарасов Б.М., Мотылинская Т.А., Шахмундес В.А., Будашева А.И. 1967. Литолого-фациальная характеристика стратотипического разреза кавранской серии Западной Камчатки. — Труды ВНИГРИ, вып. 254.
- Грим Р.Е. 1959. Минералогия глин. М., ИЛ.
- Гущенко И.И. 1965. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., "Наука".
- Двали М.Ф. 1955. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Л., Гостоптехиздат.

- Двали М.Ф. 1957. Геологическое строение Паланского района (западное побережье Камчатки). — Труды ВНИГРИ, вып. 102.
- Диатомовый анализ. 1949. Кн. 1. Общая и палеоботаническая характеристика диатомовых водорослей. Л., Госгеолгиздат.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. 1966. Породообразующие минералы. Т. 4. М., "Мир".
- Дистанов У.Г., Копейкин В.А., Кузнецова Т.А., Незимов В.Н. 1970. Кремнистые породы (диатомиты, опки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья. — Труды Казанского Геол. ин-та, вып. 23.
- Друшиц Ю.Г. 1960. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Паланского района Камчатки. — Сов. геология, № 5.
- Друшиц Ю.Г. 1967. Стратиграфия палеогеновых отложений северо-запада Камчатки. — Труды ВНИГРИ, вып. 254.
- Дьяков Б.Ф. 1955. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Л., Гостоптехиздат.
- Дьяков Б.Ф. 1957. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки. — Труды ВНИГРИ, вып. 102.
- Жузе А.П. 1957. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22.
- Жузе А.П. 1959. Диатомовые в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, серия геол., т. 125, № 4.
- Жузе А.П. 1960. Диатомовые в поверхностном слое осадков Берингова моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32.
- Жузе А.П. 1968. Древние диатомеи и диатомовые породы Тихоокеанского бассейна. — Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Зенкевич Л.А. 1963. Биология морей СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Ильина А.П. 1963. Моллюски неогена Камчатки. М., Гостоптехиздат.
- Казанский Ю.П. 1963. Меловые и палеогеновые осадочные формации среднего Приобья. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 18.
- Казаринов В.П. 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат.
- Каледа Г.А. 1958. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород. — Труды МГРИ, т. 33.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. 1970. Материалы Всес. семинара. Тбилиси.
- Козлова О.Г. 1964. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., "Наука".
- Коссовская А.Г. 1959. Минералогия и петрография формаций мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоялья. Автореф. докт. дисс. М.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. 1958. Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклинальных областях. В кн. "Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР". М., Изд-во АН СССР.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Дриц В.А. 1963. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн. "Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований". М., Изд-во АН СССР.
- Краускопф К.Б. 1963. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн. "Геохимия литогенеза". М., ИЛ.
- Криштофович Л.В. 1961. Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. В кн. "Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов". М., Гостоптехиздат.
- Криштофович Л.В., Ильина А.П., 1960. Биостратиграфия третичных отложений Западной Камчатки. — Булл. МОИП, отдел геол., т. 35, вып. 1.
- Криштофович Л.В., Ильина А.П. 1961. Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки. В кн. "Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов". М., Гостоптехиздат.
- Кропоткин П.Н. 1961. Основные черты неотектоники Камчатки, Корякского хребта, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря. В кн. "Неотектоника СССР". Рига.
- Кропоткин П.Н., Власов Г.М. 1960. Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. В кн. "Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса", вып. 1. Владивосток
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 134.
- Кузнецов А.П. 1963. Фауна донных беспозвоночных прикамчатских вод Тихого океана и северных Курильских островов. М., Изд-во АН СССР.
- Лавров В.В. 1957. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата.

- Лисицын А.П. 1959. Донные отложения Берингова моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 29.
- Лисицын А.П. 1965. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., "Наука".
- Лисицын А.П. 1966. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн. "Геохимия кремнезема". М., "Наука".
- Лисицын А.П., Беляев Ю.И., Богданов Ю.А., Боговяленский А.Н. 1966. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана. В кн. "Геохимия кремнезема". М., "Наука".
- Маркин Н.М. 1961. Стратиграфия третичных отложений западного побережья Камчатки. В кн. "Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. — Труды ГИН АН СССР, вып. 168.
- Методы изучения осадочных пород. 1957. Т. 2. М., Гостеолтехиздат.
- Милло Ж. 1968. Геология глин. Л., "Недра".
- Михеев В.И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. М., Гостеолтехиздат.
- Невеский Е.Н. 1957. Некоторые данные о составе глинистых минералов в донных отложениях Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22.
- Окамото Г., Окура Т., Гото К. 1963. Свойства кремнезема в воде. В кн. "Геохимия литогенеза". М., ИЛ.
- Перельман А.И. 1965. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., "Недра".
- Перельман А.И., Головин Е.А., Батулин С.Г., Зеленова О.И., Каширцева М.Ф., Комарова Г.В., Кондратьева Г.В., Кондратьева И.А., Лисицын А.К., Фельдгун В.А., Шмариневич Е.М. 1968. Гипергенные эпигенетические изменения в осадочных породах и их роль в рудообразовании. В кн. "Геохимия осадочных пород и руд". М., "Наука".
- Петелин В.П. 1957. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22.
- Петрушевский Б.А. 1964. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Недра".
- Плешаков И.Б. 1938. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. — Сов. геология, № 6.
- Плюсина И.И., Малеев М.Н., Ефимова Г.А. 1970. Исследование скрытокристаллических разновидностей кремнезема методом ИК-спектроскопии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Поляк Б.Г. 1966. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., "Наука".
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. 1968. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — Геотектоника, № 4.
- Пушаровский Ю.М. 1964. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. "Гималайский и альпийский орогенез". Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11. М. "Недра".
- Ратеев М.А. 1968. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе. Труды ГИН АН СССР, вып. 195.
- Ратновский И.И. 1960. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Л., Гостоптехиздат.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. 1965. М., "Мир".
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1961. Л., Гостоптехиздат.
- Рожкова Е.В., Горецкий Ю.К. 1945. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород. Труды ВИМС, вып. 177.
- Савилов А.И. 1961. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 46.
- Севченко Н.А., Флоринская В.А. 1956. Спектры отражения и пропускания различных модификация кремнезема в области длин волн 7–21 м. — Докл. АН СССР, т. 109, № 6.
- Синельникова В.Н., Друшиц Ю.Г. 1971. Биостратиграфия кавранских и энемтенских отложений Западной Камчатки (миоцен-плиоцен). — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Страхов Н.М. 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Страхов Н.М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат.

- Страхов Н.М. 1966. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. В кн. "Геохимия кремнезема". М., "Наука".
- Тепловой режим недр СССР. 1970. - Труды ГИН АН СССР, вып. 218.
- Тихий океан. Осаждообразование в Тихом океане. 1970. Т. 6, кн. 1-2. М., "Наука".
- Тихонов В.П. 1959. Схема тектоники южной части Камчатки. - Докл. АН СССР, 127, № 1.
- Удинцев Г.Б. 1957. Рельеф дна Охотского моря. - Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22.
- Хворова И.В. 1968. Кремнеземакопление в геосинклинальных областях прошлого. Труды ГИН АН СССР, вып. 195.
- Хворова И.В., Елисеева Т.Г. 1963. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 3.
- Хворова И.В., Елисеева Т.Г. 1965. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты. - Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. 1961. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Челебаева А.И. 1971. Вопросы stratigraphии континентального кайнозоя Камчатки. Л., "Наука".
- Шамрай И.А. 1965. Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования. - Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Шатский Н.С. 1960. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. - Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 11.
- Штеренберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А., Шурин Г.А. 1972. К методике окрашивания карбонатных пород. - Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Шутов В.Д. 1962. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. 1971. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослуду при региональном эпигенезе. Труды ГИН АН СССР, вып. 221.
- Bramlette M.N. 1946. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. - Geol. Surv. Profess., v. 212.
- Bramlette M.N., Posnjak E. 1933. Leolitic alteration of piroclastics. - Amer. Mineralogist, v. 18.
- Calvert S.E. 1966. Accumulation of Diatomaceous silica in the Gulf of California. - Bull. Geol. Soc. America, v. 77.
- Cooper L.H.N. 1952. Factors affecting the distribution of North Atlantic deep water. - J. Marine Biol. Assoc. U.K., v. 30.
- Endell I. 1948. Röntgenographischer Nachweis kristalliner Zwischenzustände bei der Bildung von Cristobalit aus Kieselgur beim Erhitzen. - Kolloid-Z., v. 111.
- Jorgensen E.G. 1955. Solubility of the silica in diatoms. - Physiol. plantarum., v. 8.
- Koizumi M., Roy R. 1960. Ceolite studies. I. Synthesis and stability of the calcium zeolites. - J. Geol., v. 68.
- Lewin J.C. 1959. Dissolution of silica from diatoms walls. - Internat. Oceanogr. Congr. Preprints. Washington.
- Lewin J.C. 1961. The dissolution of silica from diatoms walls. - Geochim. et cosmochim. acta, v. 21, N 3/4.
- Miller A.R., Densmore C.D., Degens E.T., Hathaway J.C., Manheim E.T., McFarlin P.E., Pocklington R., Jokela A. 1966. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. - Geochim. et cosmochim. acta, v. 30, N 3.
- Mizutani S. 1967. Kinetic aspects of diagenesis of silica in sediments. - J. Earth Sci. Nagoya Univ., v. 15, N 2.
- Mumpton F.A. 1960. Clinoptilolite redefined. - Amer. Mineralogist, v. 45, N 3-4.
- Pelto C.R. 1956. A study of chalcidony. - Amer. J. Sci., v. 254.
- Riedel W.R. 1959. Siliceous organic remains in pelagic sediments. - Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., N 7.
- Tanai T., Huzioka K. 1967. Climatic implication of Tertiary floras of Japan. - In: Tertiary Correlation and Climatic Changes in the Pacific. - Pacific. Sci. Congress 11th, Tokyo, 1966.
- Uyeda S., Horai K. 1964. Terrestrial heat from in Japan. - J. Geophys. Res., v. 69, N 10.
- Wailes G.H., 1929. Plant life in the open sea. - Museum and Art Notes, v. 4, N 1.
- White J.F., Corwin J.F. 1961. Synthesis and origin of chalcidony. - Amer. Mineralogists, v. 46.
- Wey R., Siffert B. 1961. Reaction de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . Genese et synthese des argiles. - Coll. Int. C.N.R.S., v. 105.
- Wolfe J.A., Hopkins D.M. 1967. Climatic changes recorded by Tertiary hand Floras in northwestern North America. - In: Kotara Hatai (Editor), Tertiary Correlations and Climatic Changes in the Pacific. Sasaki, Sendai.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая	
ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ	5
Глава вторая	
ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИОЦЕНОВЫХ ОТЛО- ЖЕНИЙ	11
Глава третья	
ТИПЫ ПОРОД И РОЛЬ ОСНОВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ В ИХ ФОРМИРОВАНИИ	33
Глава четвертая	
ОСНОВНЫЕ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ	59
Глава пятая	
КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИОЦЕНОВЫХ ТУФОВО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛО- ЖЕНИЙ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ	90
Глава шестая	
СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА	109
Глава седьмая	
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИОЦЕНОВЫХ ТУФОВО-КРЕМНИСТЫХ КОМП- ЛЕКСОВ	117
Глава восьмая	
ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ	125
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	132
ЛИТЕРАТУРА	133

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Chapter first	
GENERAL FEATURES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE WEST KAMCHATKA	5
Chapter second	
LITHOLOGIC-STRATIGRAPHICAL CHARACTERISTICS OF MIOCENE DEPOSITS ...	11
Chapter third	
ROCK TYPES AND THE ROLE OF THE MAIN ROCKFORMING COMPONENTS IN THEIR FORMATION	33
Chapter fourth	
THE MAIN CATAGENETIC TRANSFORMATIONS	59
Chapter fifth	
A BRIEF CHARACTERISTICS OF MIOCENE TUFACEOUS-SILICEOUS DEPOSITS IN SOME AREAS OF THE CIRCUM-PACIFIC	90
Chapter sixth	
THE PRESENT-DAY SEDIMENTATION IN THE NORTHERN PACIFIC	109
Chapter seventh	
FORMATION CONDITIONS OF THE MIOCENE TUFACEOUS-SILICEOUS COMPLEXES	117
Chapter eighth	
THE MAIN FACTORS OF CATAGENETIC TRANSFORMATION	125
CONCLUSIONS	132
BIBLIOGRAPHY	133

Владимир Иванович ГРЕЧИН

**МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ
/седиментация и катагенез/**

**Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом**

**Редактор издательства Н.А. Никитина
Художник В.С. Артемьев
Художественный редактор А.Н.Жданов
Технический редактор Н.А.Посканная**

Подписано к печати 27/IV-76 г. Т-12009
Усл. печ. л. 12,3+0,3 вкл. Уч.-изд. л. 12,6
Формат 70х108 1/16
Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тп. зак. 113
Цена 1 р. 26 к.

Книга издана офсетным способом
Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12