

Академия наук СССР

В. М. Гранник

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ
ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ВОСТОЧНО-
САХАЛИНСКИХ
ГОР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

В. М. ГРАННИК

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ
ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ВОСТОЧНО-
САХАЛИНСКИХ
ГОР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1978



№ 756

Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. В.М. Гранник. М., "Наука", 1978 г.

В основу работы положены материалы, собранные и обработанные автором при изучении верхнемеловых отложений этого региона. В работе приводятся новые сведения о стратиграфии, минералого-петрографическом, гранулометрическом, химическом составе, структурно-текстурных особенностях и распространенности в верхнемеловом разрезе разнообразных вулканогенных и осадочных пород. Осуществлены формационное расчленение верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса и оценка его перспектив на некоторые полезные ископаемые. В заключительном разделе рассмотрена роль тектоники, вулканизма, исходного вещества и палеогеографической обстановки в образовании как отдельных пород, так и крупных парагенезисов их (формаций, подформаций), а также дана количественная оценка роли эндогенных и экзогенных источников веществ в образовании изученной части осадочной оболочки.

Табл. 37. Ил. 53 (рис. 25, фототабл. 28). Библ. 72 назв.

Ответственный редактор

Е.К. МАРХИНИН

ВВЕДЕНИЕ

Эвгеосинклинальные зоны являются аренами геосинклинального процесса, формирующего осадочную оболочку Земли¹. Изучение формационного состава и условий образования осадочной оболочки представляет весьма важную в научном и практическом отношении задачу, так как именно в ней сосредоточена основная масса разрабатываемых в настоящее время месторождений полезных ископаемых. Для литологических исследований эвгеосинклинальные зоны представляют большой интерес еще и потому, что в них отчетливо проявляется взаимодействие двух основных процессов, формирующих в итоге верхнюю часть литосферы Земли — магматогенного и гипергенного.

Изученные верхнемеловые отложения являются важной составной частью геологического разреза Восточно-Сахалинской структурно-формационной зоны (Геология СССР, т. XXXIII, прошедшей стадию эвгеосинклинального развития. Они имеют значительную мощность (до 9 км) и характеризуются разнообразным составом отложений. На различных стратиграфических уровнях здесь распространены вулканогенные, вулкано-терригенные, терригенные и кремнистые комплексы, сформировавшиеся в морских и континентальных условиях. Все это делает отложения верхнего мела весьма интересным объектом литологических исследований с целью изучения формационного состава и условий формирования осадочной оболочки в позднемеловое время в Восточно-Сахалинской эвгеосинклиналии.

Решение поставленной задачи осуществлялось на базе детального изучения минерало-петрографического, гранулометрического, химического состава и структурно-текстурных особенностей пород путем выделения и всестороннего изучения геологических формаций и исследования механизма их образования. При этом впервые для рассматриваемого района предпринята попытка количественно оценить роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании как отдельных формаций, так и всей изученной части осадочной оболочки Земли.

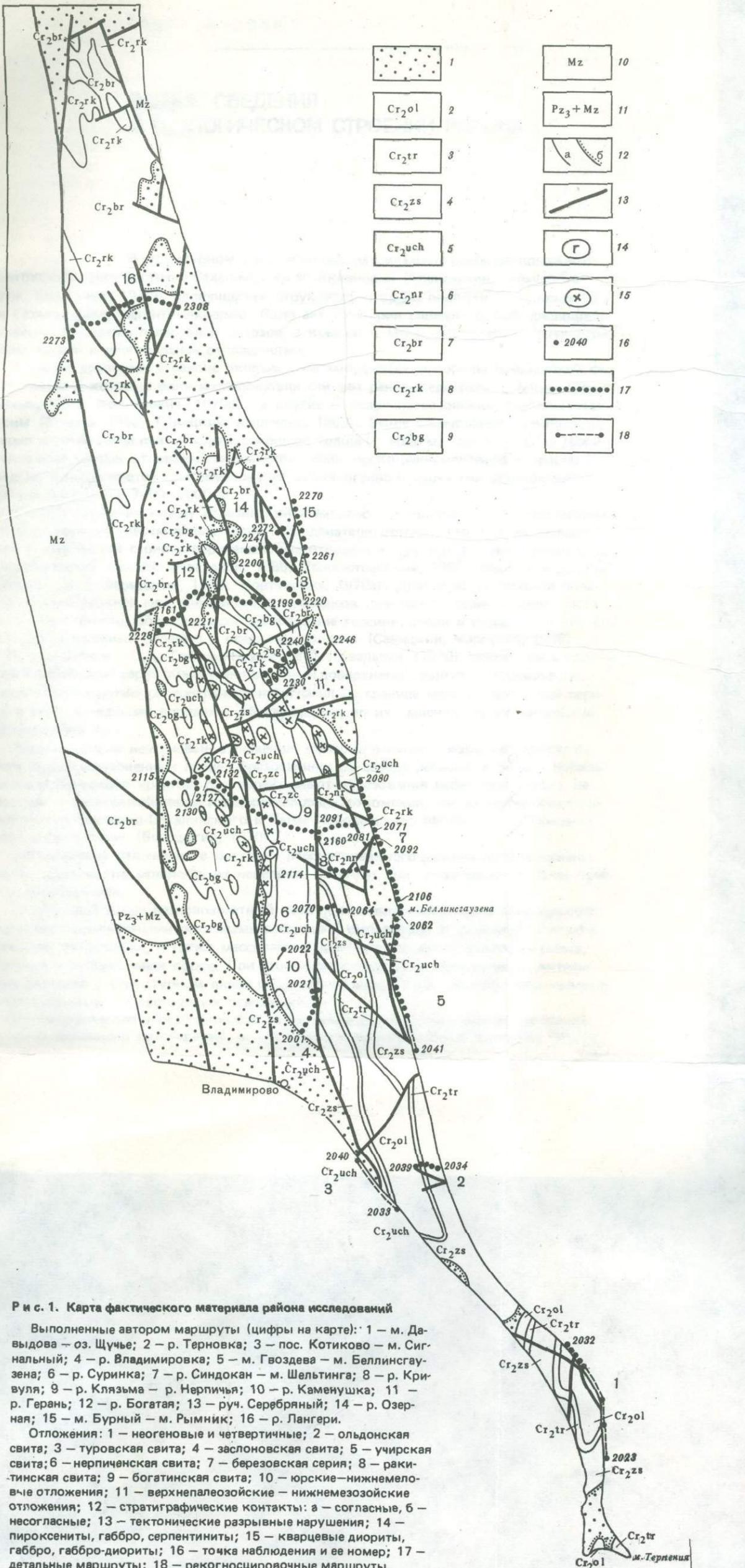
Отложения верхнего мела рассматриваемого района в связи с проблемами поисков нефти и газа, золота, хрома, нерудного сырья и других полезных ископаемых в разное время изучались Н.Н. Тихоновичем, П.И. Полевым, И.Б. Плещаковым, Л.И. Красным, Я. Сасой, С. Нисидой, С.С. Размысловой, К.Ф. Рахмановым, С.М. Зайцевым, С.С. Дарбиняном, В.А. Махининым, А.А. Капицей, В.Н. Верещагиным, Ю.М. Ковтуновичем, В.П. Клюевым, Ю.Н. Тарасевичем, В.Т. Шейко, Д.Ф. Семеновым, В.С. Рождественским, В.Е. Горетым, М.З. Новиковой, А.С. Шуваевым, И.А. Тепловым, В.Н. Шиловым и др. В работах этих исследователей рассматриваются отдельные вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении. В литологическом отношении до самого последнего времени верхнемеловые отложения оставались недостаточно изученными, а в плане поставленных выше задач они изучены впервые.

¹ Осадочная оболочка Земли — внешняя оболочка земного шара, в пределах которой по тем или иным признакам можно распознать слои, ранее сформировавшиеся на поверхности Земли. Осадочная оболочка в принятом здесь смысле состоит из пород различного происхождения, т.е. осадочных, изверженных и метаморфических. В осадочной оболочке запечатлены определенные геологические события в их исторической последовательности (Ю.А. Косягин, 1969).

Работа основывается на большом фактическом материале, собранном и обработанном автором. Кроме того, проанализированы и учтены материалы перечисленных выше исследователей.

Автором было описано 16 разрезов в Восточно-Сахалинских горах и на п-ове Терпения (рис. 1, вкл.), собрана коллекция ископаемой фауны, которая определялась В.Н. Верещагиным. Описание вулканогенных и осадочных пород базируется на изучении 650 прозрачных шлифов, обработке 220 полных химических, 45 термических анализов, 129 рациональных анализов и 129 определений C_{org} и CO_2 , выполнененных в СахКНИИ, 60 минералогических анализов, выполненных в Центральной лаборатории СахГГУ, 13 рентгено-структурных анализов, выполненных в Центральной лаборатории Приморского геологического управления и в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР. Кроме того, в лаборатории осадочных формаций СахКНИИ под руководством автора выполнено 22 гранулометрических анализа в шлифах, 19 гранулометрических анализов глинистых пород методом декантации фракции $< 0,01$ мм с последующим определением методом расситовки содержания фракции 0,01–0,05 мм, $> 0,05$ мм, а также проведено выделение и окрашивание органическими и минеральными красителями суспензии, содержащей глинистые частицы $< 0,001$ мм.

Ценные замечания по работе были сделаны автору Е.К. Мархининым, Н.Г. Бродской, М.А. Захаровой, Ю.Л. Неверовым, Б.Н. Пискуновым, Д.И. Подзоровой, В.К. Ротманом, К.Ф. Сергеевым, И.А. Соловьевой, В.И. Федорченко. Всем названным товарищам автор выражает искреннюю благодарность.



ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА

В структурном отношении рассматриваемый район расположен в центральной части Восточно-Сахалинского антиклиниория (Алексейчик, Гальцев-Безюк, Ковальчук, 1970), являющегося структурой второго порядка по отношению к Сахалинскому мегантиклиниорию. Ядро антиклиниория сложено сильно дислоцированными породами палеозоя и мезозоя, а крылья — менее дислоцированными верхнемеловыми и неогеновыми отложениями.

Самыми древними в районе являются метаморфические породы вальзинской серии, возраст которых одни исследователи считают ранне-среднепалеозойским (Верещагин, 1970; Ковтунович, 1970а), а другие — позднепалеозойским—раннемезозойским (Егоров, 1969; Савицкий, Маргулис, 1969). Выше образований вальзинской серии и житницкой свиты залегает мощная толща (~ 5000 м) вулканогенно-терригенно-кремнистых отложений набильской серии юрско-раннемелового возраста. Последние перекрываются верхнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями общей мощностью 7000–9000 м.

Взаимоотношения между вальзинской и набильской сериями и верхнемеловыми отложениями не совсем ясные. Одни исследователи считают, что породы вальзинской и набильской серий и верхнемеловые отложения залегают в непрерывном стратиграфическом разрезе (Богданов, 1965; Рождественский, 1966; Марков и др., 1967; Егоров, 1969; Верещагин, 1970; Ковтунович, 1970а). Другие исследователи полагают, что в верхней юре (до накопления осадков набильской серии) имела место фаза складчатости, обусловившая превращение геосинклинали в складчатую область и кратковременный перерыв в осадконакоплении (Савицкий, Маргулис, 1969). С.Н. Алексейчик, С.Д. Гальцев-Безюк, В.С. Ковальчук (1970) отложения вальзинской и набильской серий объединяют в единый доверхнемеловый структурный ярус, предполагая наличие регионального несогласия на границе между набильской серией и верхнемеловыми породами, образующими, по их мнению, самостоятельный структурный ярус.

Венчают разрез неогеновые отложения, которые залегают резко несогласно на всех охарактеризованных выше образованиях: на севере региона, в районе Набильского и Луньского хребтов, они перекрывают образования набильской серии, на востоке — набильской серии и верхнемеловые отложения, на западе, в пограничной полосе Восточно-Сахалинского и Тымь-Поронайского регионов, — отложения вальзинской серии (Верещагин, 1970).

Четвертичные отложения в пределах рассматриваемого региона распространены очень широко, но мощность их невелика. Залегают они несогласно на более древних образованиях.

Отмеченный выше разновозрастный комплекс отложений сложно дислоцирован, пересечен протяженными разломами с большой амплитудой и осложнен многочисленными интрузиями, а также массивами и дайками основных, ультраосновных, средних и субщелочных пород. При этом намечаются более или менее значительные различия в структурном плане палеозойско-мезозойских, юрско-нижнемеловых, верхнемеловых и неогеновых отложений.

Метаморфические образования собраны в узкие линейные складки северо-западного и меридионального простириания, осложненные многочисленными мелкими (метры,

десятки метров) изоклинальными и опрокинутыми складками более высоких порядков и напряженной плойчатостью (Егоров, 1969). Отложения набильской серии также смяты в узкие линейные складки близкого простирания, часто изоклинальные или опрокинутые. Пликативные дислокации верхнемеловых отложений представляют собой узкие линейные складки, простижение которых изменяется от северо-северо-восточного на п-ове Терпения до северо-западного в северной части района. Верхнемеловые складчатые структуры более напряжены в северной части района, где обнаруживается некоторое сходство их со складчательными формами юрско-нижнемеловых отложений. Однако для верхнемелового структурного плана типичным является развитие более широких и сравнительно пологих синклиналей и более узких и крутых антиклиналей. Наиболее контрастно эта особенность пликативных дислокаций выражена на п-ове Терпения. Вблизи крупных разрывных нарушений складчатые структуры, как правило, осложнены мелкими складками второго и третьего порядка.

Неогеновые отложения дислоцированы в крупные пологие складки, часто брахиформные, с углами падения крыльев $15-20^{\circ}$, редко $45-60^{\circ}$. Простижение осей складок почти меридиональное или восток-северо-восточное (Верещагин, 1970).

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Фаунистические доказанные верхнемеловые отложения слагают восточную часть Восточно-Сахалинских гор и п-ов Терпения. О широком распространении их в этом районе стало известно после выполнения в 1958–1961 гг. геологами СахТГУ площадных геологических съемок. В это время Ю.М. Ковтуновичем (1970б) была предложена стратиграфическая схема, согласно которой снизу вверх выделялись две серии: существенно терригенная—котиковская (заслоновская, туровская и ольдонская свиты) и вулканогенно-кремнистая—рымникская (богатинская, ракитинская и березовская свиты).

В 1967 г. А.С. Шуваевым на п-ове Терпения в разрезе заслоновской свиты был обнаружен маастрихтский аммонит, а в вышелегающей туровской свите — маастрихт-датская флора (Шуваев, 1968а). На основании этих находок и изучения взаимоотношений между свитами было доказано, что заслоновская, туровская и ольдонская свиты п-ва Терпения занимают более высокое стратиграфическое положение и в разрезе залегают выше вулканогенно-осадочной пачки, относимой А.А. Кашицей к бошняковской свите, Ю.М. Ковтуновичем (1970б) — к вулканогенному горизонту березовской свиты, А.С. Шуваевым — к учирской свите. В районе р. Нерльчья А.С. Шуваевым впервые была выделена нерпиченская свита, отложения которой ошибочно им были приняты за основание верхнемелового разреза в Восточно-Сахалинских горах (Шуваев, 1968б).

Вышелегающие учирская, заслоновская, туровская и ольдонская свиты А.С. Шуваевым параллелизовались с богатинской, ракитинской и березовской свитами северного района (см. схему).

В 1969 г. Ю.М. Ковтуновичем с учетом уточнений, внесенных А.С. Шуваевым и В.Т. Шейко, была разработана новая стратиграфия, согласно которой верхнемеловые отложения Восточно-Сахалинских гор включают снизу вверх: богатинскую, ракитинскую и березовскую свиты. При этом березовская свита распространена только на северо-востоке Восточно-Сахалинских гор. На южном окончании Центрально-го хребта и на п-ове Терпения березовской свите соответствует котиковская серия, в состав которой входят: учирская, туровская и ольдонская свиты (Ковтунович, 1970а, б).

Полученные автором в 1968–1969 гг. новые материалы позволили уточнить существующие представления о стратиграфии верхнемеловых отложений этого района. В отличие от расчленения предыдущих исследователей автор выделил три серии (Гранник, 1974а): рымниковскую, включающую богатинскую (конъяк? — ранний сантон) и ракитинскую (сантон) свиты, и вышележащие одновозрастные серии — березовскую (поздний сантон — дат) и котиковскую, включающую нерпиченскую (поздний сантон — ранний кампан), учирскую (поздний кампан), заслоновскую (поздний кампан — маастрихт), туровскую (маастрихт — дат) и ольдонскую (дат) свиты (табл. 1).

Таблица 1
Схемы расчленения верхнемеловых отложений

		А.С. Шуваев, 1968		Ю.М. Ковтунович, 1970		В.М. Граник, 1972			
		Северный подрайон	Южный подрайон	Северо-западная часть	Юго-восточная часть	Северо-западный подрайон	Юго-восточный подрайон		
Коньякский-сантона	Датский	Березовская свита 2000*	Ольдонская свита 1500	Рымникская серия	Ольдонская свита 2000	Березовская серия	Ольдонская свита 1200		
		Ракитинская свита 1000–2700	Туровская свита 350–900		Туровская свита 500–550		Туровская свита 350–550		
		Богатинская свита 1700–3000	Заслоновская свита 1500–1800		Заслоновская свита 1900		Заслоновская свита 1500		
		Нерпиченская свита 3000	Учирская свита 1500		Учирская свита 2000–2500		Учирская свита 1000–2000		
		Рымникская свита 3000			Ракитинская свита 1400		Нерпиченская свита 1400		
					Богатинская свита 1200		Ракитинская свита 1300		
							Богатинская свита 1600		

* Цифры на схеме — мощности в м.

РЫМНИКСКАЯ СЕРИЯ

Богатинская свита залегает в основании верхнемелового разреза. Представлена она сильно измененными, иногда кремнистыми тонкообломочными туфами, туффитами и смешанными кремнисто-глинисто-пиокластическими породами с редкими прослоями темно-серых яшм, зеленовато-серых глинистых силицитов, мелкообломочных туфов и тонкозернистых аркозовых песчаников. Литологический состав свиты достаточно однообразен и выдержан по площади. Особенности стратиграфии ее выражены в чередовании пачек кремнистых, сильно кремнистых аргиллитов и глинистых яшм мощностью 210–250 м и пачек кремнистых туффитов и пепловых туфов мощностью 80–270 м. Характерными особенностями пород свиты являются: темно-серая, зеленовато-серая, голубовато-зеленая окраска, высокая плотность, преобладание микрогоризонтально-слоистых текстур, присутствие скелетов радиолярий и обильных включений пирита.

Видимая мощность богатинской свиты составляет 1600 м. В верхней части ее обнаружены неопределенные обломки раковин тонкостенных иноцерамов. На основании того, что данная свита перекрывается ракитинской свитой, возраст ее предположительно устанавливается как коньякский (?) — раннесантонский. Сопостав-

ляется богатинская свита со среднебыковской подсвитой Западно-Сахалинских гор.

Ракитинская свита согласно залегает на богатинской свите. В отдельных районах (среднее течение рек Богатая, Герань, Мелкая и др.) контакт между ними весьма отчетливый и фиксируется появлением в разрезе темно-серых, бурых и зеленых крупнообломочных и мелкообломочных туфов, потоков лав, многочисленных линз и прослоев разноцветных яшм и розовых известняков. В то же время в других районах отличить ракитинскую свиту от богатинской удается с большим трудом. Так, например, в верхнем течении р. Богатая ракитинская свита представлена темно-серыми, зеленовато-серыми и светло-зелеными тонкообломочными туфами с редкими прослойками мелкообломочных туфов и светло-зеленых глинистых яшм. Эффузивные образования в разрезе свиты отсутствуют. Принадлежность этой толщи к ракитинской свите доказывается согласным контактом ее с вышеалегающей березовской серией.

В районе рек Богатая, Мелкая и Герань ракитинская свита имеет отчетливое трехслойное строение. В основании ее залегает пачка спилитов, палеобазальтов и их туфов с редкими прослойками и линзами сургучных яшм, глинистых радиоляритов, глинисто-кремнистых туфлитов и известняков. Мощность пачки изменяется от 310 м (среднее течение р. Богатая) до 510 м (нижнее течение р. Богатая).

В юго-западном направлении отмеченные породы замещаются чередующимися кварцевыми альбитофирами, кремнисто-глинистыми туфлитами, туфогенными фтанитоподобными силицитами с прослойками и линзами кирпично-красных яшм суммарной мощностью до 830 м. В западном направлении наблюдается выклинивание охарактеризованной пачки и одновременное замещение эффузивов мелкообломочными туфами, содержащими редкие прослои и линзы яшм и известняков.

Выше залегает пачка красно-бурых и сургучных тонкослоистых яшм, выклинивающаяся в восточном и северо-западном направлениях. На отдельных участках в составе ее появляются прослои и линзы мелкообломочных туфов. В юго-западном направлении отмеченные породы замещаются флишоидно¹ переслаивающимися яшмами и известняками. Мощность этой пачки достигает 250 м.

В составе верхней пачки ракитинской свиты резко преобладают тонкообломочные туфы и смешанные глинисто-кремнисто-пирокластические породы: кремнистые и кремнисто-глинистые туфлиты, глинистые фтанитоподобные силициты, глинистые и сильно глинистые яшмы, кремнистые аргиллиты. Мощность пачки не-постоянная и изменяется от 280 до 800 м. Наибольшая мощность ракитинской свиты в этом районе составляет 1300 м.

В кремнистых аргиллитах, яшмах и радиоляриях свиты Ю.М. Ковтуновичем (1970а,б) были обнаружены радиолярии (определения А.И. Жамойда): *Cenosphaera aff. sphaerozoica* Zh., *C. cf. sphaeroconus* Rust., *Thecosphaera cf. votschviniensis* Limp., *Gromyosphaera cf. vivenrensis* Limp., *Dictyomitria cf. mylticostata* Zittel, *D. cf. bolbacephala* Zh., *Saturnalis* sp. nov., *Lithomitria cf. capitoidea* Zh., *Phacodiscus* (?) ., sp., *Cenellipsis* sp. и др.

По заключению А.И. Жамойда, этот комплекс радиолярий в некоторых пунктах имеет сходство с вочвинским комплексом Корякского нагорья и Камчатки позднемелового—раннепалеогенового возраста.

На побережье Охотского моря между устьями рек Синдокан и Нерпичья состав ракитинской свиты существенно отличается от приведенного выше. Представлена она здесь мелкообломочными и крупнообломочными туфами, чередующимися с пачками флишоидно переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, пластами и линзами гравелитов, конгломератов, песчаников и аргиллитов. Эффузивные породы и яшмы в этом разрезе отсутствуют, а смешанные глинисто-кремнисто-

¹ Флишоидное переслаивание — ритмичное чередование разнообразных пород с мощностью отдельных слоев от первых сантиметров до 0,5 м. В пачках тонко переслаивающихся пород могут присутствовать редкие пластины мощностью 1—3 м и более.

пирокластические породы имеют подчиненное значение. Видимая мощность свиты в охарактеризованном разрезе 860 м.

В этом районе в отложениях ракитинской свиты автором была собрана фауна, среди которой В.Н. Верещагин определил *Caudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Hypophylloceras ex gr. ramosum* Meek, *Gaudryceras* sp. nov., *Acila* sp., *Dentalium* sp.

Ракитинская свита в рассмотренном разрезе согласно перекрывается вулканогенно-осадочной нерпиченской свитой котиковской серии, содержащей примерно аналогичный комплекс фауны, в составе которого дополнительно присутствует *Inoceramus* cf. *naumannii* Yok. Последняя в свою очередь перекрывает толщей с *Inoceramus schmidti* Mich. и *Patella gigantea* Schm. в основании.

В северо-западном районе ракитинская свита, содержащая приведенный выше комплекс микрофауны, согласно перекрывается серией вулканогенно-осадочных отложений, в нижней части которой А.С. Шуваевым (1965) обнаружен *Aparachydiscus* sp., а автором — *Eupachydiscus* sp. (м. Бурный — м. Рымник). Стратиграфически выше в этом разрезе располагаются горизонты с *Patella gigantea* Schm. и *Inoceramus schmidti* Mich.

На основании обнаруженной фауны (Верещагин, Кинасов и др., 1965) и стратиграфического положения возраст ракитинской свиты определяется как сantonский. Свита может быть сопоставлена с нижней частью верхнебыковской подсвиты Западно-Сахалинских гор.

БЕРЕЗОВСКАЯ СЕРИЯ

В северо-западном районе на рымникской серии залегает мощная толща вулканогенно-осадочных отложений, расчлененная в 1961 г. В.П. Клюевым на ракитинскую и березовскую свиты, А.С. Шуваев (1965) из состава этой толщи выделял аналоги богатинской, ракитинской и березовской свит. В 1969 г. В.Т. Шейко, а также Ю.М. Ковтуновичем (1970б), она полностью была отнесена к березовской свите.

По наблюдениям автора, это действительно единственная толща, по мощности составляющая около половины верхнемелового разреза, представлена в литологическом и фациальном отношении неоднородными отложениями и сформирована в течение длительного времени от позднесантонского, очевидно, до датского века включительно.

На основании приведенной выше характеристики на данной стадии изученности автор считает более правильным выделить ее в березовскую серию. Отложения березовской серии развиты исключительно в пределах северо-западного района и образуют две субмеридиональные полосы: западную и восточную, сливающиеся в северной части Восточно-Сахалинских гор.

В западной части района серия согласно залегает на ракитинской свите. Представлена здесь она в основном осадочными породами: песчаниками, кремнистыми алевролитами и аргиллитами с единичными потоками спилитов и очень редкими линзами сургучных яшм. В верхнем течении рек Богатая и Скворцовка в нижней части серии присутствуют пласты гравелитов и грубозернистых песчаников.

В прибрежной полосе березовская серия представлена вулканогенно-осадочными образованиями, и, вполне естественно, изменения состава ее здесь по латерали и в разрезе более значительные. В нижнем течении р. Герань березовская серия с размывом залегает на пепловых туфах ракитинской свиты. В основании серии в этом районе наблюдается мощная пачка (~300 м) валунных и галечных туфогенных конгломератов, в составе которых, помимо преобладающих эфузивов, присутствует галька туфов и разноцветных яшм, характерных для ракитинской свиты. В северо-западном направлении этот горизонт постепенно замещается гравелитами, грубозернистыми песчаниками (среднее течение р. Богатая) и далее вулканогенно-осадочными тонкообломочными отложениями.

Выше конгломератов залегают ритмично переслаивающиеся алевролиты и песчаники.

В западной части прибрежной полосы (кл. Серебряный, верхнее и среднее течение р. Озерная, нижнее течение р. Лангери) в составе серии осадочные отложения чередуются с пачками вулканогенно-кремнистых образований мощностью от первых десятков метров до 250–400 м. С вулканогенно-кремнистыми образованиями часто ассоциируют известняки, залегающие в виде линз. В западном и восточном направлениях эти отложения замещаются кремнистыми алевролитами и аргиллитами, содержащими многочисленные маломощные линзы и виргирующие прослои зеленых глинисто-кремнисто-туфогенных пород, сургучных радиоляритов, линзы светло-серых и зеленых яшм и редкие прослои основных эфузивов мощностью до 2–3 м.

Мощность березовской серии в верхнем и среднем течении р. Богатая немногим более 3000 м, в нижнем течении р. Лангери видимая мощность серии >4000 м. По данным Ю.М. Ковтуновича (1970б), мощность березовской свиты, соответствующей выделенной серии, более 3000 м.

Характерными особенностями серии являются: преобладание в разрезе тонкообломочных образований, значительные мощности (десятка метров) и выдержанность по простирации пластов осадочных пород, подчиненное значение пачек флишиоидно переслаивающихся отложений, зубчатое замещение осадочных отложений вулканогенно-кремнистыми образованиями.

На побережье Охотского моря между мысами Бурный и Рымник в нижней части березовской серии автором обнаружен *Eupachydiscus* sp., а А.С. Шуваевым здесь же — *Anapachydiscus* sp. В этом разрезе примерно в 1000–1500 м выше нижней границы серии собрана фауна, среди которой В.Н. Верещагин определил *Apatum* sp., *Patella (Helcion) gigantea* Schm. И.А. Лопатиным, К.Ф. Рахмановым и В.П. Клюевым в разное время в этом горизонте были обнаружены раковины *Inoceramus schmidti* Mich. Аналогичный комплекс фауны плохой сохранности был обнаружен В.П. Клюевым в пределах западной полосы березовской серии (верхнее течение р. Скворцовка), где она располагается примерно в 1000–1500 м выше основания серии. Верхняя часть серии фаунистически не охарактеризована.

Обнаруженная фауна, а также сопоставление с фаунистически охарактеризованными свитами юго-восточного района позволили определить возраст березовской серии как позднесантонский–датский (?).

КОТИКОВСКАЯ СЕРИЯ

В юго-восточном районе рымникская серия перекрывается котиковской серией, включающей вулканогенные и осадочные отложения нерпиченской, учирской, заслоновской, туровской и ольдонской свит.

Нерпиченская свита впервые выделена А.С. Шуваевым в 1967 г. Отложения свиты локально развиты в прибрежной полосе между устьями р. Синдокан и м. Шельтинга. Отдельные выходы ее устанавливаются в тектонических блоках в среднем и верхнем течении рек Нерпичья и Клязьма. В нижней части свита представлена темно-серыми туфогенными алевролитами, песчаниками, аргиллитами с характерной скорлуповой отдельностью, с пачками флишиоидно переслаивающихся песчаников и алевролитов и редкими прослойями разнообломочных туфов, туффитов и грубозернистых песчаников. Вверх по разрезу туфогенные породы замещаются осадочными отложениями: песчаниками и алевролитами с единичными прослойями гравелитов. В западном направлении описанные отложения замещаются глубоководными образованиями: аргиллитами с единичными прослойями песчаников и алевролитов. В северо-восточном направлении (устье р. Нерпичья — м. Шельтинга) в составе свиты резко возрастает роль грубообломочных отложений: конгломератов, гравелитов, грубообломочных песчаников. Появляются прослои алевролитов и аргиллитов с рассеянной хорошо окатанной галькой эфузивов, туфов, разноцветных яшм, оолитовых известняков.

Установленная автором мощность свиты 1400 м, по данным А.С. Шуваева (1968а, б) – не менее 3000 м. Этим исследователем в составе нерпиченской свиты были включены вулканогенные отложения нижележащей ракитинской свиты, Ю.М. Ковтуновичем (1970б) охарактеризованные отложения отнесены к заслоновской и туровской свитам.

В отложениях нерпиченской свиты севернее устья р. Нерпичья автором собрана фауна, среди которой В.Н. Верещагин определил *Inoceramus* cf. *naumannii* Yok., *Hyporphyloceras* ex gr. *ramosum* Meek., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe, *Tetragonites* sp. indet., *Nucula* sp. indet., *Acila* ex gr. *bivaricata* Schm., *Parallelodon* (*Nanopavis*) sp., *Natica* (?) sp. В основании учирской свиты, залегающей в этом районе с незначительным размывом на нерпиченской, отмечаются скопления раковин *Inoceramus schmidtii* Mich., *Patella gigantea* Schm. На основании обнаруженной фауны с учетом стратиграфического положения возраст свиты принимается как поздне-сантонский–раннекампанский. Нерпиченская свита сопоставляется с верхней частью верхнебыковской подсвиты Западно-Сахалинских гор.

Учирская свита характеризуется значительной фациальной изменчивостью по латерали и в разрезе. В нижнем и верхнем течении р. Клязьма, в среднем течении р. Нерпичья нижняя часть свиты представлена грубообломочными и крупнообломочными туфами с отчетливой градационной слоистостью и редкими прослойками вулканомиктовых конгломератов, тонкообломочных туфов и туффитов. Отмеченные отложения в юго-восточном направлении замещаются флишоидно переслаивающимися мелкообломочными и тонкообломочными туфами и туффитами. В верхней части свиты преобладают тонкообломочные образования: туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники. В среднем и верхнем течении р. Нерпичья в разрезе свиты присутствуют потоки и покровы эфузивов среднего и основного состава мощностью до 430 м. Наибольшая видимая мощность свита в этом районе составляет 1800 м.

В прибрежной полосе севернее устья р. Нерпичья учирская свита представлена преимущественно терригенно-вулканомиктовыми отложениями. Здесь в нижней части свиты также преобладают грубообломочные отложения: вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники и ракушняки. Отмеченные отложения вверх по разрезу постепенно замещаются алевролитами, аргиллитами и песчаниками с пачками флишоидно переслаивающихся песчаников и алевролитов. И только в верхней части разреза в районе м. Шельтинга появляются вулканогенные образования: основные и средние эфузивы, туфы, вулканические брекчии. Охарактеризованные отложения А.С. Шуваевым ошибочно были отнесены к богатинской свите, которая в среднем течении р. Богатая представлена немыми кремнисто-пирокластическими отложениями.

На п-ове Терпения зональность в изменении литологического состава отложений учирской свиты еще более отчетливая. Но распределение в разрезе тонкозернистых и грубозернистых отложений здесь несколько иное. В центральной части района (среднее течение р. Владимировка) в строении свиты отчетливо устанавливаются две пачки: нижняя, представленная ритмично переслаивающимися тонкообломочными туфами с линзами голубовато-зеленых глинистых яшм, кремнистых туффитов, исключительно резкими прослойками вулканомиктовых песчаников и маломощными потоками и силлами эфузивов среднего состава, и верхняя, сложенная преимущественно крупнообломочными туфами, состоящими из крупных (0,5 см) остроугольных обломков эфузивных пород, сцементированных тонкообломочным пирокластическим материалом, цеолитом и анальцином. Для отложений нижней пачки характерна ритмичная тонкая горизонтальная или слегка волнистая слоистость, обусловленная чередованием слойков с различной крупностью обломочного материала. В отложениях верхней пачки наблюдается отчетливая градационная слоистость, выраженная в постепенном уменьшении размеров обломков от почвы пласта к кровле. Видимая мощность свиты в этом районе не превышает 1000 м.

По площади отложения нижней пачки свиты существенных изменений не претерпевают. В составе верхней пачки, начиная с различных стратиграфических уровней, в западном и восточном направлениях резко возрастает роль грубообломоч-

ных отложений и субаэральных эфузивных образований. Удельный вес этих отложений в различных районах далеко неодинаковый. На побережье залива Терпения между пос. Котиково и м. Сигнальный переслаивающиеся валунные и галечные вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, грубозернистые и крупнозернистые песчаники, содержащие в подчиненном количестве алевро-пелитовые и псаммитовые туфы и туффиты, слагают толщу видимой мощностью около 1500 м. Эфузивные образования в этом разрезе отсутствуют. Несколько севернее, на побережье Охотского моря между мысами Гвоздева и Беллинсгаузена, суммарная мощность грубообломочных отложений не превышает 300 м, а мощность подводных и наземных потоков лав составляет 125 м. Видимая мощность учирской свиты в этом районе 1700 м. В западной части района видимая мощность верхней пачки учирской свиты, по данным А.С. Шуваева (1968а, б), составляет 1050 м, из них на долю конгломератов и эфузивов приходится соответственно 200 и 150 м.

В строении верхней пачки учирской свиты, сложенной грубообломочными отложениями, также наблюдается определенная ритмичность. В основании каждого ритма залегают пласты грубообломочных пород: конгломераты, гравелиты или грубо-зернистые песчаники, которые вверх по разрезу постепенно сменяются мелкозернистыми песчаниками, и венчают такой ритм пелитовые или алевритовые туфы или туффиты. Последние же, как правило, по резкой четкой границе перекрываются грубообломочными отложениями (конгломератами или гравеллитами), залегающими в основании следующего ритма. Мощность ритмов изменяется от 2,5 до 25–30 м и зависит от зернистости пород, участвующих в ритме. Для грубообломочных отложений мощность ритмов, как правило, наибольшая. Видимая мощность свиты в охарактеризованном районе, по данным Ю.М. Ковтуновича (1970б), составляет 2000–2500 м.

Севернее устья р. Нерпичья, между мысами Гвоздева и Беллинсгаузена, а также у устья р. Учир в основании учирской свиты присутствуют горизонты алевро-пелитовых туфов и туфогенных песчаников, наполненные битой ракушей *Inoceramus schmidti* Mich., *Patella gigantea* Schm. В отложениях свиты Ю.М. Ковтуновичем и В.Т. Шейко собрана фауна, среди которой В.Н. Верещагиным и А.А. Калицей определены *Inoceramus ex gr. schmidti* Mich., I. ex gr. *sachalinensis* Sok., *Patella gigantea* Schm. cf. var. *depressa* Schm., *Anomya* sp. Отмеченная фауна позволяет датировать свиту поздним кампаном. Учирская свита сопоставляется с нижней и средней частью нижнекрасноярской подсвиты Западно-Сахалинских гор.

Заслоновская свита согласно залегает на учирской и представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами с редкими прослойями туфов и смешанных кремнисто-пирокластических пород. В районе рек Нерпичья и Клязьма фиксируется постепенный переход учирской свиты в заслоновскую, выраженный в уменьшении примеси пирокластического материала. Туфы и туфогенные алевролиты с характерной скорлуповатой отдельностью учирской свиты постепенно замещаются алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с подчиненными им песчаниками заслоновской свиты. Видимая мощность заслоновской свиты в этом районе не превышает 1000 м.

На п-ове Терпения в основании заслоновской свиты залегают конгломераты и гравелиты, в составе которых резко преобладает галька разноцветных яшм и гидрослюдисто-кремнистых сланцев. Вверх по разрезу грубообломочные отложения быстро замещаются вначале песчаниками, а затем алевролитами и аргиллитами, которые доминируют в нижней части свиты. Для верхней части ее весьма характерно ритмичное строение с регressiveным изменением характера отложений в каждой ритмосерии. В основании ритмосерий залегают монотонные пачки наиболее тонкозернистых отложений. Вверх по разрезу они замещаются флишоидно переслаивающимися песчаниками и алевролитами и далее грубообломочными породами: гравелитами, грубозернистыми песчаниками или алевролитами и аргиллитами, наполненными хорошо окатанной уплощенной галькой. Грубообломочные образования перекрываются алевро-пелитовыми отложениями, залегающими в основании следующей ритмосерии. Мощность ритмосерий порядка 170–650 м. Мощность заслоновской свиты в этом районе не менее 1500 м, по данным Ю.М. Ковтуновича (1970б) – 2000 м.

В бассейне р. Нерпичья в отложениях, фиксирующих постепенный переход между учирской и заслоновской свитами, В.Т. Шейко собрана фауна *Inoceramus sachalinensis* Sok., *Inoceramus lobatus* Goldf., *Inoceramus pelvoensis* Sok., *Inoceramus kryshtofovitch* Zon., *Helcion* sp., *Inoceramus cf., orientalis* Sok., *Inoceramus ratoensis* Ler. (определения А.А. Капицы и М.В. Давыдова). На п-ове Терпения в нижней половине заслоновской свиты А.С. Шуваевым был обнаружен *Pachydiscus cf., subcompressus* Mat. (определения В.Н. Верещагина). На основании приведенных органических остатков заслоновская свита может быть отнесена к позднему компакту—маастрихту и сопоставлена с верхней частью нижнекрасноярской подсвиты Западно-Сахалинских гор.

Выходы отложений вышележащих туровской и ольдонской свит известны только на п-ове Терпения.

Туровская свита залегает на заслоновской свите в основном согласно, а в районе м. Давыдова — с размывом. В южной части п-ова Терпения она представлена разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов и алевролитов. Между оз. Балатон и м. Пята в верхней ее части появляются прослои углей и углистых аргиллитов мощностью 0,4–1,0 м. В северо-восточном направлении в составе свиты возрастает роль грубообломочных отложений. В среднем течении р. Терновка свита представлена конгломератами и гравелитами с подчиненными им прослоями грубозернистых песчаников и алевролитов. В западном и северо-западном направлениях наблюдается постепенное замещение прибрежно-морских отложений более глубоководными. В устье р. Котиковая в составе свиты преобладают гравелиты, грубозернистые песчаники с рассеянной галькой и алевролиты. Характерными особенностями свиты являются: преобладание в составе грубообломочных образований, присутствие в разрезе угленосных отложений, обилие в породах растительного детрита и обломков обугленной или минерализованной древесины, быстрое замещение одних пород другими по латерали и в разрезе.

Мощность туровской свиты непостоянна и изменяется от 350–400 (р. Терновка, оз. Балатон) до 550 м (устье р. Котиковая). В отложениях свиты А.С. Шуваевым (1968а) была собрана флора, свидетельствующая, по мнению В.А. Вахромеева, о маастрихт-датском возрасте отложений.

Ольдонская свита завершает разрез верхнемеловых отложений. На большей части рассматриваемого района она согласно залегает на отложениях туровской свиты, а между оз. Балатон и м. Пята — с размывом и незначительным угловым несогласием ($5-15^{\circ}$) местного значения. В указанном районе в основании ольдонской свиты залегают алевролиты, наполненные хорошо окатанной галькой и глыбами пестрого петрографического состава. Распределение гальки в пределах горизонта весьма неравномерно. В отдельных участках порода представляет конгломерат с глинистым цементом базального типа, а в других — содержание гальки снижается до 10–15%. В пределах отмеченного горизонта присутствуют крупные линзы косослоистых песчаников и галечных конгломератов, а в нижней части его встречаются обломки углей и слабо окатанные глыбы песчаников буровской свиты. В остальной части разреза значительных изменений в составе свиты не наблюдается. Сложена она флишиодно переслаивающимися песчаниками, алевролитами и алевритистыми аргиллитами, содержащими многочисленные карбонатные конкреции и конкреционные слои. Отличительными особенностями свиты являются: характерная ритмичная слоистость флишевого типа, повышенная карбонатность пород. Мощность ольдонской свиты 1200 м. В отложениях свиты в разное время Ю.М. Ковтуновичем и А.С. Шуваевым найдены остатки белемнитов, наутилоидей и одиночных кораллов. Возраст свиты определяется ее стратиграфическим положением и условно считается датским (Шуваев, 1968а, б). Туровская и ольдонская свиты сопоставляются с верхнекрасноярковской подсвитой Западно-Сахалинских гор.

Рассматривая помещенную в тексте схему стратиграфических подразделений верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинских гор (см. схему), следует отметить, что отнесение А.С. Шуваевым (1968б) толщи вулканогенно-осадочных отложений с фауной *Inoceramus schmidtii* Mich., развитых в районе рек Клязьма—Нерпичья

(юго-восточный район), к богатинской свите и сопоставление ее, с одной стороны, с немыми кремнисто-пирокластическими отложениями богатинской свиты северо-западного района (рек Богатая, Мелкая и др.), а с другой — с вулканогенно-осадочными отложениями учирской свиты п-ова Терпения оказалось ошибочным. По наблюдениям автора стратиграфическое положение и фаунистическая охарактеризованность этой толщи, взаимоотношение с нижележащими отложениями, литологический состав и особенности строения указывают на ее сходство с учирской свитой. Следовательно, нет никаких оснований для сопоставления богатинской свиты северо-западного района с учирской свитой юго-восточного района.

Ю.М. Ковтуновичем отложения нерпиченской и частично ракитинской свит (устье р. Нерпичья) были отнесены к заслоновской, туровской и учирской свитам, в результате чего разрез верхнемеловых отложений в нижней части оказался несколько осложненным, а вся стратиграфическая схема сжата.

Выводы:

1. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Восточно-Сахалинских гор расчленены на три серии: рымникскую (конъяк-сантон) и на вышележащие одновозрастные — березовскую и котиковскую (поздний сантон-дат).

Рымникская серия представлена смешанными кремнисто-глинисто-пирокластическими породами, различно окрашенными туфами, среди которых в отдельных районах присутствуют потоки и залежи эфузивов, линзы или прослои радиоляриев, разноцветных яшм и известняков.

В северо-западном районе выше рымникской серии залегает березовская серия, в составе которой осадочные отложения чередуются с пачками вулканогенно-кремнистых образований мощностью от первых десятков метров до 250—400 м. Характерные особенности серии: преобладание в составе тонкообломочных образований, значительная мощность и выдержанность по простиранию пластов осадочных пород, подчиненное значение пачек ритмично переслаивающихся отложений, присутствие продуктов подводной вулканической деятельности.

В юго-восточном районе рымникская серия перекрывается котиковской серией, включающей вулканогенные и осадочные отложения нерпиченской, учирской, заслоновской, туровской и ольдонской свит. В составе серии широко развиты ритмично слоистые отложения с трансгрессивной и регressiveвой ритмичностью и градационной слоистостью, присутствуют пачки угленосных отложений, а вулканогенные образования представлены продуктами наземного и подводного вулканизма.

2. Корреляция различных по литологическому составу отложений северо-западного и юго-восточного районов проведена путем сопоставления слоев, содержащих комплексы руководящей фауны (Верещагин, 1961; Полевой атлас..., 1965), с учетом взаимного расположения сопоставляемых свит и серий.

В северо-западном районе породы верхней части рымникской серии с микрофауной радиолярий (ракитинская свита) перекрываются слоями с *Anapachydiscus* sp. и *Eupachydiscus* sp. (основание березовской серии), которые в свою очередь перекрыты слоями с *Inoceramus schmidti* Mich. и *Patella gigantea* Schm. (примерно средняя часть березовской серии). В юго-восточном районе в верхней части рымникской серии присутствуют слои с *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe var. *ornata* Yabe и др. В нижней части, залегающей выше котиковской серии, присутствуют слои с *Inoceramus cf. naumannii* Yok. (нерпиченская свита), которые перекрываются слоями с *Inoceramus schmidti* Mich. и *Patella* (*Helcion*) *gigantea* Schm. (учирская свита). Приведенная фауна позволила сделать вывод о том, что березовская серия по времени образования тождественна котиковской серии.

3. Литологический состав залегающей в основании верхнемелового разреза богатинской свиты позволяет предполагать отсутствие перерыва в седиментации при накоплении верхнемеловых и нижнемеловых (Савицкий, Маргулис, 1969) отложений. И если в будущем подтвердится раннемеловой возраст верхней части набильской серии, то, очевидно, нижнюю часть богатинской свиты необходимо будет датировать сеноманом-туроном.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Верхнемеловому комплексу свойственна большая пестрота состава пород, обусловленная разнообразием обстановок осадконакопления и длительной вулканической деятельностью, проявлявшейся в подводной и наземной обстановках. Нижняя часть верхнемелового разреза сложена исключительно вулканогенными и ассоциирующими с ними кремнистыми отложениями: туфами, туффитами, эфузивами, яшмами, радиоларитами и смешанными кремнисто-глинисто-пирокластическими породами. В верхней части разреза велика роль осадочных пород: песчаников, аргиллитов, алевролитов, гравелитов и конгломератов. К ограниченно распространенным породам относятся известняки, угли и углистые породы.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

В Восточно-Сахалинских горах вулканогенные породы распространены по всему разрезу верхнего мела, главная же их масса сосредоточена в ракитинской и учирской свитах и в березовской серии. По составу это довольно разнообразный комплекс пород, образовавшихся в результате подводных и наземных изливаний лавовых масс или отложения рыхлых продуктов извержений как в районе вулканических очагов, так и на больших расстояниях от них.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

При описании измененных эфузивных пород вместо рекомендованных А.Н. Заварицким (1961а, б) терминов "порфирит", "афирит", "порфир" и "афир" употребляются названия кайнотипных пород с приставкой слова "палео", например, "палеобазальт", "палеотрахит" и т.д. (Гранник, 1974б).

Петрографическая характеристика эфузивных пород. В верхнемеловом разрезе отмечены разнообразные по составу эфузивные породы: в ракитинской свите — спилиты, базальты, палеобазальты, палеотрахибазальты, кварцевые альбитофиры; в березовской серии — палеовариолиты, палеотрахиандезито-базальты, эсексит-диабазиты, спилиты, спилит-альбитофиры, альбитофиры; в учирской свите — палеотрахибазальты, андезиты, палеотрахиандезиты, палеодациты, кварцодержащие и кварцевые палеотрахиты; в ольдонской свите — палеотрахибазальты. Перечисленные породы обычно образуют подводные (ракитинская и учирская свиты, березовская серия) или наземные (учирская свита) потоки, значительно реже — пластовые залежи или секущие тела. Мощность их колеблется в пределах 1—50 м, иногда достигая 140 м. Ниже приводится петрографическая характеристика основных типов эфузивных пород. Минералогический состав их по свитам приведен в таблицах 2—4.

Палеобазальты и базальты — темно-серые, зеленовато-серые или фиолетово-бурые порфировые или афировые породы с массивными, миндалекаменными, иногда микротакситовыми текстурами. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазами (45—60% An) и редко моноклинными пироксенами (диопсид-титанавгит). Основная масса апоинтерсертальная, гиалопилитовая, в отдельных участках дендритовая или микродолеритовая, состоит из микролитов

2756

плагиоклаза (35–45% An) – 25–55%, зерен или радиальных агрегатов пироксена – 10–35%, погруженных в вулканическое стекло или продукты его изменения (хлориты, карбонаты). Аксессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом (зерна, дендритовые вростки), титанитом и апатитом. Миндалины выполнены карбонатом, хлоритом, реже кварцем (табл. I, фото 1, 3, 4).

Палеовариолиты – темно-серые афировые или олигофировые породы массивного и шлирово-микротакситового сложения. Для них характерно высокое содержание пироксенов (30–60%), низкое содержание плагиоклазов (обычно олигоклаз–альбит) и наличие вариолитовой структуры.

Диабазы – порфировидные породы массивного сложения. Вкрашенники представлены плагиоклазами (50–55% An). Основная масса состоит из призматических зерен плагиоклаза – 37%, окруженных узкими каемками калиевого полевого шпата – 5%, мелких зерен пироксена – 5%, магнетита – 10% и титанита – 15%. Структура основной массы долеритовая.

Палеотрахибазальты – темно-серые, зеленовато-серые и фиолетово-бурые афировые (ракитинская свита) или порфировые (учирская свита) породы массивного, миндалекаменного, флюидального или шлирово-микротакситового сложения. В порфировых разновидностях вкрашенники представлены плагиоклазом (45–55% An) – 35% и пироксеном – 5%. Основная масса состоит из микролитов кислого андезита – 20%, зерен пироксена – 20%, магнетита, гидроокислов железа – 10% и калиевого полевого шпата – 5%, выполняющего промежутки между микролитами плагиоклазов. Микрошлиры сложены более крупными лейстами плагиоклаза и зернами пироксена, промежутки между которыми выполнены пелитизированным калиевым шпатом или цеолитом. В этих же участках наблюдается интенсивное развитие пренита (табл. IV, фото 13). Редкие миндалины выполнены желто-бурым вулканическим стеклом, иногда слабо раскристаллизованным (микросферолиты, радиолиты), девитрифицированным или замещенным карбонатом (табл. I, фото 2).

Афировые палеотрахибазальты – состоят из микролитов плагиоклаза – 25–30%, призматических удлиненных кристаллов пироксена (светло-зеленый диопсид, розовый титанавгит) – 20–40%, бурого пелитизированного калиевого полевого шпата (ксеноморфные зерна, каемки около плагиоклазов) – 15%, дендритовых вростков магнетита – 5–10% и игловидных выделений апатита – до 5%. Промежутки между зернами выполнены хлоритом – 10–25%. Для афировых палеотрахибазальтов характерно шлирово-микротакситовое сложение, выраженное в чередовании участков с апоинтерсертальной, микродолеритовой, микромонционитовой и дендритовой структурами.

Эсексит-диабазы – темно-серые равномернозернистые массивные породы. Состоят из андезина – 59–65%, светло-зеленого пироксена, мелких чешуек биотита – до 10%, крупных призматических кристаллов апатита – до 5%, зерен кварца – до 1% и магнетита – до 5–10%. Плагиоклазы окружены узкими каемками калиевого полевого шпата – 5% и содержат многочисленные включения мелких кристалликов апатита. В интерстициях и трещинках присутствует хлорит – до 10% (табл. II, фото 8).

Палеотрахиандезит-базальты – серые и светло-серые порфировые породы массивного сложения. Во вкрашенниках плагиоклазы (40–50% An) – 20–33% и пироксены – 20%. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза – 20–27% и пироксена – 10–15%, калиевого полевого шпата – 5–10%, выполняющего промежутки между микролитами плагиоклазов, магнетита – 1–8%, титанита – 2,5% и апатита. Структура основной массы микролитовая и микромонционитовая.

Описанные эфузивные породы основного состава в различной степени изменены. Пироксены и плагиоклазы в них свежие или частично замещены хлоритом, серицитом, цеолитом, карбонатом, титанитом и лейкоксеном, а плагиоклазы основной массы – альбитом. В порфировых палеотрахибазальтах плагиоклазы загрязнены посторонними включениями, а пироксены затянуты пленками гидроокислов железа. Наибольшим изменениям подвержено вулканическое стекло, замещающее-

Таблица 2

Минералогический состав эфузивных пород ракитинской свиты

№№ п.п.	№ шли- фа	№ на диаг- рамме (рис. 2)	Наименование пород	Вкрапленники, %					
				Всего	Плагио- класы	Пирок- сены	Амфи- болы	Кварц	Магне- тиз
1	2240/3	1	Палеобазальт	7	3	4	—	—	—
2	2194	2	Базальт	25	25	—	—	—	—
3	2194/5	—	Палеобазальт мин- далекаменный	15	15	—	—	—	—
4	2240	3	Палеобазальт	—	—	—	—	—	—
5	2240/1	4	Палеобазальт миндалекамен- ный	—	—	—	—	—	—
6	2239/6	—	Палеотрахиба- зальт	—	—	—	—	—	—
7	2193	5	То же	—	—	—	—	—	—
8	2230/3	6	Спилит	15	15	—	—	—	—
9	2193/2	—	То же	1	1	—	—	—	—
10	2193/3	—	"	15	15	—	—	—	—
11	2194/2	7	"	1	1	—	—	—	—
12	2195/1	8	"	—	—	—	—	—	—
13	2195/2	9	Спилит миндале- каменный	—	—	—	—	—	—
14	2240/2	10	То же	—	—	—	—	—	—
15	2234/1	11	Кварцевый альбитофир	—	—	—	—	—	—
16	2233/3	12	То же	1	1	—	—	—	—
17	2234/2	13	"	5	5	—	—	—	—
18	2238/1	14	"	5	4,5	—	—	0,5	—
19	2238/2	15	"	1	0,5	—	—	0,5	—

Примечание. Во всех таблицах знак + означает величину меньше 1%; прочерк — отсутствует

ется хлоритом, карбонатом, цеолитами или гидрослюдой. Обычны прожилки карбонатов, хлорита или цеолитов.

Спилиты — темно-серые, зеленовато-серые, фиолетово-бурые и красно-бурые афировые или порфировые (олигофировые) породы массивного, миндалекаменного, флюидального или такситового сложения. В порфировых разновидностях количество вкрапленников, как правило, не превышает 15%. Представлены они исключительно альбитом. Основная масса состоит из альбита — 15–70%, пироксена (светло-зеленый диопсид или розовый титанавгит) — до 5–45%, магнетита — до 3–15%, титанита до 5–20%, апатита — до 2–5% и вторичных минералов: хлорита, карбоната, изумрудно-зеленого пумпеллиита, цеолита, эпидота, очень редко пренита и гидрослюды. В спилитах из ракитинской свиты иногда присутствуют идиоморфные кристаллы оливина до 5%, полностью замещенного карбонатом и гидроокислами железа. Структура основной массы апоинтерсертальная, вариолитовая, микродолеритовая, микродиабазовая или дендритовая. Большая часть афировых спилитов имеет шлирово-такситовое сложение, выраженное в чередовании участков с вышеперечисленными структурами (табл. II, фото 5, 6).

Альбитовые диабазы — обычно слагают центральные части спилитовых потоков. Состоят они из альбита — 25–57%, пироксена — 15–44%, магнетита — 5–15% и вторичных минералов: хлорита, карбоната, эпидота, иногда кварца (табл. II, фото 7).

Спилит-альбитофир — зеленовато-серые афировые породы параллельно-микротакситового сложения. Состоят из ориентированно расположенных лейст

Основная масса, %

Всего	Плагио-класы	Пироксены	Амфиболы	К.пол.шпат.	Кварц	Биотит	Вулк.стекло	Магнетит	Титанит	Апатит	Вторичные
93	35	20	—	—	—	—	10	4	+	+	24
75	25	35	—	—	—	—	—	5	+	+	10
85	23	28	—	—	—	—	—	5	+	+	46
100	55	10	—	—	—	—	5	7	3	+	40
100	35	20	—	—	—	—	—	7	3	+	50
100	30	40		15	—	—	—	5	—	+	25
100	25	20	—	15	—	—	—	10	—	5	25
85	45	5	—	—	—	—	—	7	+	+	70
99	44	45	—	—	—	—	—	5	+	+	70
85	40	45	—	—	—	—	—	+	+	+	55
99	39	40	—	—	—	—	3	5	+	+	52
100	15	4	—	—	—	—	—	5	20	+	71
100	45	36	—	—	—	—	—	4	+	+	60
100	32	15	—	—	—	—	—	+	+	+	85
100	37	—	—	—	30	—	—	3	—	—	67
99	40	—	—	—	30	—	—	1	—	—	69
95	40	—	—	—	35	—	—	5	—	—	60
95	40	—	—	—	40	—	—	+	—	+	60
99	48	—	—	—	40	—	—	1	—	+	58

вие компонента.

альбита — 65% и хлорита — 25%. Отдельные микрослойки обогащены магнетитом — до 10%. Структура основной массы трахитовая (табл. III, фото 9).

Альбитофирь — светло-серые и зеленовато-серые афировые или олигофировые породы массивного или шлирово-микротакситового сложения. Во вкрапленниках призматические удлиненные кристаллы или гломерофировые скопления пелитизированного альбита — до 10%. Основная масса состоит из микролитов альбита — 35–58%, пироксена — до 5%, зерен кварца — до 20%, магнетита — до 5%, титанита — до 5% и апатита — до 2%. В интерстициях наблюдается хлорит — 5–25% или гидрослюда — до 25%. Структура основной массы оксиофитовая или пойкилитовая (табл. III, фото 10).

Андерзиты — светло-серые и фиолетово-бурые породы с полифировыми или серийно-порфировыми структурами, массивными и флюидальными текстурами. Во вкрапленниках (85–70%) кристаллы плагиоклаза (50–55% An) — 45–57%, моно-клинного пироксена — 10–15%, титанистой красно-буровой или обыкновенной зеленой роговой обманки — до 2% и зерна магнетита — до 5%.

Основная масса микролитовая или микромонцонитовая состоит из плагиоклаза — 15–20%, пироксена — 1–2%, роговой обманки — до 1%, кварца — до 5% и хлорита — до 5%. В некоторых разностях промежутки между микролитами плагиоклаза выполнены калиевым полевым шпатом. Аксессорные минералы — магнетит, апатит и титанит.

Палеотрахиандезиты — светло-серые и фиолетово-серые серийно-порфировые и олигофировые породы с массивными или флюидальными текстурами. Во

Таблица 3

Минералогический состав эффузивных пород березовской серии

№ № п.п.	№ шли- фа	№ на диаг- рамме (рис. 2)	Наименование пород	Вкрапленники, %				
				Всего	Плагио- клазы	Пирок- сены	Амфи- болы	Кварц
1	2295/2	16	Палеобазальт миндалекамен- ный	5	5	—	—	—
2	2203/4	—	Палеовариолит	—	—	—	—	—
3	2200/5	17	То же	—	—	—	—	—
4	2254/1	18	“	1	1	—	—	—
5	2200	20	Эссексит-диабаз	—	—	—	—	—
6	2200/1	21	То же	—	—	—	—	—
7	2161/7	22	Палеотрахианде- зит-базальт	3	3	—	—	—
8	2295/1	19	Диабаз	30	30	—	—	—
9	2200/6	23	Диабаз с альбитом	—	—	—	—	—
10	2211	24	То же	—	—	—	—	—
11	2254/2	25	“	—	—	—	—	—
12	2270	26	“	—	—	—	—	—
13	2249/4	27	Спилит	—	—	—	—	—
14	2268/1	28	Спилит миндале- каменный	1	1	—	—	—
15	2211/1	—	Спилит	—	—	—	—	—
16	2213/5	29	То же	—	—	—	—	—
17	2213/6	30	Спилит-миндале- каменный	—	—	—	—	—
18	2213/7	31	То же	—	—	—	—	—
19	2212/1	32	“	—	—	—	—	—
20	2248/5	33	“	—	—	—	—	—
21	2260	34	Спилит	—	—	—	—	—
22	2264/1	35	Спилит миндале- каменный	—	—	—	—	—
23	2265/2	—	То же	—	—	—	—	—
24	2270/3	36	Спилит	—	—	—	—	—
25	2291	37	То же	—	—	—	—	—
26	2291/1	38	“	—	—	—	—	—
27	2291/2	39	“	—	—	—	—	—
28	2291/3	40	“	—	—	—	—	—
29	2273/8а	41	Спилит-альбитофир	—	—	—	—	—
30	2273/8б	42	То же	—	—	—	—	—
31	2259/1	43	Альбитофир	—	—	—	—	—
32	2295/2	44	То же	10	10	—	—	—

вкрапленниках кристаллы плагиоклаза (45–60% An), реже пироксена – до 1–15% и зерна магнетита – до 2%. В трахиандезитах из наземных потоков ядра вкрапленников плагиоклазов нередко выполнены вулканическим стеклом изотропным, частично раскристаллизованным в радиальные агрегаты или хлоритизированным. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, реже светло-зеленого пироксена (диопсид) – до 1–25%, калиевого полевого шпата – 15–25% и вулканического стекла – до 10%. Аксессорные минералы – магнетит, титанит и апатит. Структура основной массы трахитовая, сферолитовая, аксиолитовая, микролитовая и микромонционитовая (табл. IV, фото 13–16). Палеотрахиандезиты центральных частей потоков, как правило, лучше раскристаллизованы и обладают порфировидными структурами с бостонитовыми, трахитовыми и сферолитовыми структурами основной массы. Помимо отмеченных

Основная масса, %

Всего	Плагио-класы	Пироксены	Амфиболы	К. пол. шпат	Кварц	Биотит	Магнетит	Титанит	Апатит	Вторичные
95	50	—	—	—	+	—	—	10	2	50
100	15	30	—	—	+	—	—	10	+	60
100	30	60	—	—	—	—	—	+	+	15
99	25	60	—	—	—	—	+	+	—	40
100	65	5	—	5	+	+	5	+	5	15
100	59	15	—	5	1	10	10	+	+	10
97	39	—	—	—	—	—	+	5	+	70
70	37	5	—	5	—	—	10	15	+	5
100	25	35	—	—	—	—	15	+	+	50
100	50	20	—	—	—	—	7	+	+	80
100	44	44	—	—	—	—	5	+	—	51
100	57	15	—	—	—	—	5	3	+	75
100	43	25	—	—	—	—	5	7	+	63
99	50	—	—	—	—	—	10	5	+	85
100	43	+	—	—	+	—	5	+	+	95
100	30	40	—	—	—	—	—	—	+	60
100	30	40	—	—	—	—	+	—	+	100
100	25	—	—	—	—	—	12	5	2	80
100	25	—	—	—	—	—	5	20	5	70
100	50	—	—	—	—	—	5	10	+	85
100	65	—	—	—	—	—	+	15	+	85
100	60	—	—	—	—	—	10	5	+	85
100	35	—	—	—	—	—	+	—	—	100
100	50	15	—	—	—	—	12	5	+	70
100	70	—	—	—	—	—	15	5	+	85
100	60	—	—	—	—	—	5	15	+	80
100	55	—	—	—	—	—	10	10	+	80
100	50	20	—	—	—	—	3	10	+	67
100	65	—	—	—	+	—	10	+	+	90
100	58	—	—	—	+	—	5	5	2	88
100	35	5	—	—	20	—	+	5	—	70
90	40	—	—	—	20	—	—	+	—	80

выше компонентов, они содержат биотит — до 2,5% и кварц — до 1%, по составу и структурным особенностям весьма близки к известково-щелочным породам из группы сиенит-траверита: сиенит-порфиритам и гаутеитам (Заварицкий, 1961).

Эффузивные породы среднего состава изменены весьма незначительно — щелочные полевые шпаты пелитизированы, по плагиоклазам иногда развивается альбит в виде серии нитевидных жилок и серицит (единичные чешуи), вулканическое стекло частично замещено хлоритом или карбонатом.

Палеодактилы — светло-серые олигофировые породы массивного сложения. Вкрапленники представлены интенсивно альбитизированным андезитом — 4%, оплавленными зернами кварца — 10% и зернами магнетита. Фельзитовая основная масса состоит из кварца — 30%, калий-натриевого полевого шпата и плагиоклаза —

Таблица 4

Минералогический состав эфузивных пород учирской и ольдонской свит

№ № п.п.	№ шлифа	№ на диаг- рамме (рис. 2)	Наименование пород	Вкрапленники, %				
				Всего	Плагио- класы	Пироксе- ны	Амфибо- лы	Кварц
Учирская свита								
1	2057/1	45	Палеотрахибазальт	40	35	5	—	—
2	2057/7	46	Палеотрахиандезит- базальт	55	33	20	—	—
3	2057	47	То же	42	20	20	—	—
4	2057/9	48	Анdezит	65	45	15	—	—
5	2057/4	49	То же	70	57	10,5	2	—
6	2058	50						
7	2057/5	51	Палеотрахиандезит	45	28	15	—	—
8	2045/18	52	То же	45	45	—	—	—
9	2045/21		"	5	5	—	—	—
10	2046/11	53						
11	2046/12	54	"	10	10	—	—	—
12	2046/13	55						
13	2046/14	56						
14	2046	57	"	5	4	1	—	—
15	2148/2	58	Кварцодержащий палеотрахит	10	8	+	—	—
16	2148		То же	6	3	1	—	—
17	2148/1		"	—	—	—	—	—
18	2022/д	59	Кварцодержащий па- леотрахит (обломок вулканической брекции)	5	3,5	1	—	—
19	2022/в	60	Кварцевый палеотра- хит (обломок вулк. брекции)	5	3,5	1	—	—
20	2022/а	61	Кварцодержащий ав- гитовый сиенит (об- ломок вулк. брекции)	—	—	—	—	—
21	2080/3	62	Палеодацит	15	4	—	—	10
Ольдонская свита								
1	2026/25	63	Палеотрахибазальт	16	15	1	—	—

20%, пумпеллита – 25%, хлорита – 5% и магнетита – до 2%. В отдельных участках наблюдается реликтовая сферолитовая структура (табл. III, фото 12).

Кварцодержащие и кварцевые палеотрахиты – светло-серые и фиолетово-серые олигофильные породы массивного или флюидального сложения. Во вкрапленниках призматические удлиненные кристаллы или гломерофильные срастания бурого пеплитизированного олигоклаза или альбита – 3–8%, светло-зеленого моноклинного пироксена (диопсид) – до 1%, калиевого полевого шпата – до 1% и магнетита – 1–2%. Основная масса обычно хорошо раскристаллизована, состоит из узких листов альбита и олигоклаза – 45–49%, окруженных каемками калиевого полевого шпата – 30%, щелочной роговой обманки (темно-коричневого сингаптита) – 20% или голубовато-зеленого до изумрудно-зеленого гастингсита (?) – до 5% и светло-зеленого диопсида – до 1%, магнетита – до 7% и анатита. Структура основной массы трахитовая, сферолитовая и аксиолитовая (табл. V, фото 17, 18).

Кварцевые альбитофирь – серые и светло-серые афировые и олигофильтрованные породы массивного или флюидального сложения. Во вкрапленниках призмати-

		Основная масса, %								
К. пол. шпат	Магне- тит	Всего	Плагио- класы	Пирок- сены	Амфибо- лы	К. пол. шпат	К-На пол. шпат	Кварц	Биотит	
У ч и р с к а я св и т а										
—	—	60	20	20	—	5	—	—	—	—
—	2	45	27	10	—	5	—	—	—	—
—	2	58	20	15	—	10	—	—	—	—
—	5	35	19	1	—	—	—	—	5	—
—	0,5	30	16	2	1	8	—	—	—	—
—	2	55	27	—	—	15	—	—	—	—
—	—	55	15	1	—	25	—	1	2,5	—
—	—	95	—	—	—	—	95	—	—	—
—	—	90	—	15	—	—	75	—	—	—
—	—	95	—	25	—	—	66	—	—	—
—	2	90	45	+	5	30	—	7	+	—
1	1	94	58	—	5	30	—	+	—	—
—	—	100	49	1	2	30	—	7	1	—
—	0,5	95	33	—	—	38	—	4	+	—
0,5	—	95	30	—	—	36,5	—	15	—	—
—	—	100	40	13	+	25	15	2	—	—
—	1	85	15	—	—	—	5	30	—	—
О л ь д о н с к а я св и т а										
—	—	84	53	5	—	3	—	—	—	—

ческие удлиненные кристаллы пелитизированного альбита нередко с вростками кварца — 0,5–5%, оплавленные зерна кварца — до 0,5%. Основная масса состоит из микролитов альбита — 37–48%, кварца — 30–40%, хлорита, эпидота или карбоната — 10–25%, магнетита и апатита. Немногочисленные микролитовые пустотки выполнены метасферолитами кварца. Структура основной массы во всех изученных образцах кварцевых альбитофиров пойкилитовая (табл. III, фото 11).

Плагиоклазы — в описанных породах представлены идиоморфными призматическими и таблитчатыми, реже более сложной формы, кристаллами, часто зональными. Зональность прямая и обратная, иногда сложная: прямая в ядре и обратная по периферии вкрапленника. Обычны двойники альбитовые и комбинированные альбит-карлсбадские, более сложные двойники встречаются редко.

Альбит наблюдается в идиоморфных призматических, часто шестоватых кристаллах (0,5–3 мм) или гломерофировых скоплениях их. Как правило, интенсивно пелитизирован, иногда содержит рассеянные чешуйки серицита. В некоторых кристаллах встречаются включения мелких зерен пироксена, апатита, реже кварца. Лег-

Таблица 4 (окончание)

№ № п. п.	№ шлифа	№ на диаг- рамме (рис. 2)	Наименование пород	Основная масса, %				Вторич- ные
				Вулка- нич. стекло	Магне- тиз	Тита- нит	Апатит	
У ч и р с к а я с в и т а								
1	2057/1	45	Палеотрахибазальт	5	5	+	+	25
2	2057/7	46	Палеотрахиандезит- базальт	-	1	2	+	10
3	2057	47	То же	-	8	5	+	15
4	2057/9	48	Андезит	-	1	1	+	5
5	2057/4	49	То же	-	1,5	+	+	5
6	2058	50						
7	2057/5	51	Палеотрахиандезит	10	3	+	-	25
8	2045/18	52	То же	-	3,5	+	+	35
9	2045/21		"	-	-	+	+	50
10	2046/11	53						
11	2046/12	54	"	-	+	+	+	55
12	2046/13	55						
13	2046/14	56						
14	2046	57	"	-	3	+	1	30
15	2148/2	58	Кварцсодержащий палеотрахит	-	+	2	+	35
16	2148		То же	-	+	1	+	35
17	2148/1		"	-	7	3	+	35
18	2022/д	59	Кварцсодержащий па- леотрахит (обломок вулканической брек- ции)	-	+	2	+	56
19	2022/в	60	Кварцевый палеотра- хит (обломок вулк. брекции)	-	1	4	+	46,5
20	2022/а	61	Кварцсодержащий авгитовый сиенит (обломок вулк. брекции)	-	5	+	+	30
21	2080/3	62	Палеодацит	-	2	-	-	30
Ольдонская свита								
1	2026/25	63	Палеотрахибазальт	-	2	+	-	24

ко диагностируется с доказателями препомления: $Ng' \leq Nk.b.$, $Np \ll Nk.b.$ при положительном оптическом характере и дисперсии по схеме $r > v$.

Оливин встречается исключительно редко в идиоморфных ромбовидных кристаллах, замещенных агрегатом вторичных минералов.

Пироксены моноклинные (диопсид, авгит, титанавгит; Ковтунович, 1970б) наблюдаются в идиоморфных, частью ксеноморфных кристаллах, нередко зональных. Обычны двойники простые, редко — полисинтетические. В сечениях, перпендикулярных оптической оси или близких к ним, обнаруживаются сильную дисперсию оптических осей и биссектрис по схеме $r > v$ (при погасании окрашиваются в синевато-серый цвет). В некоторых разновидностях базальтов наблюдаются гломерофировые скопления плагиоклазов и пироксенов с неразвитыми общими гранями кристаллов.

Роговые обманки зеленые и бурые (реликты) наблюдаются в кристаллах более идиоморфных, чем пироксены, часто опакитизированных или окруженнных каёмками мелкозернистого агрегата пироксен-плагиоклазового состава с магнети-

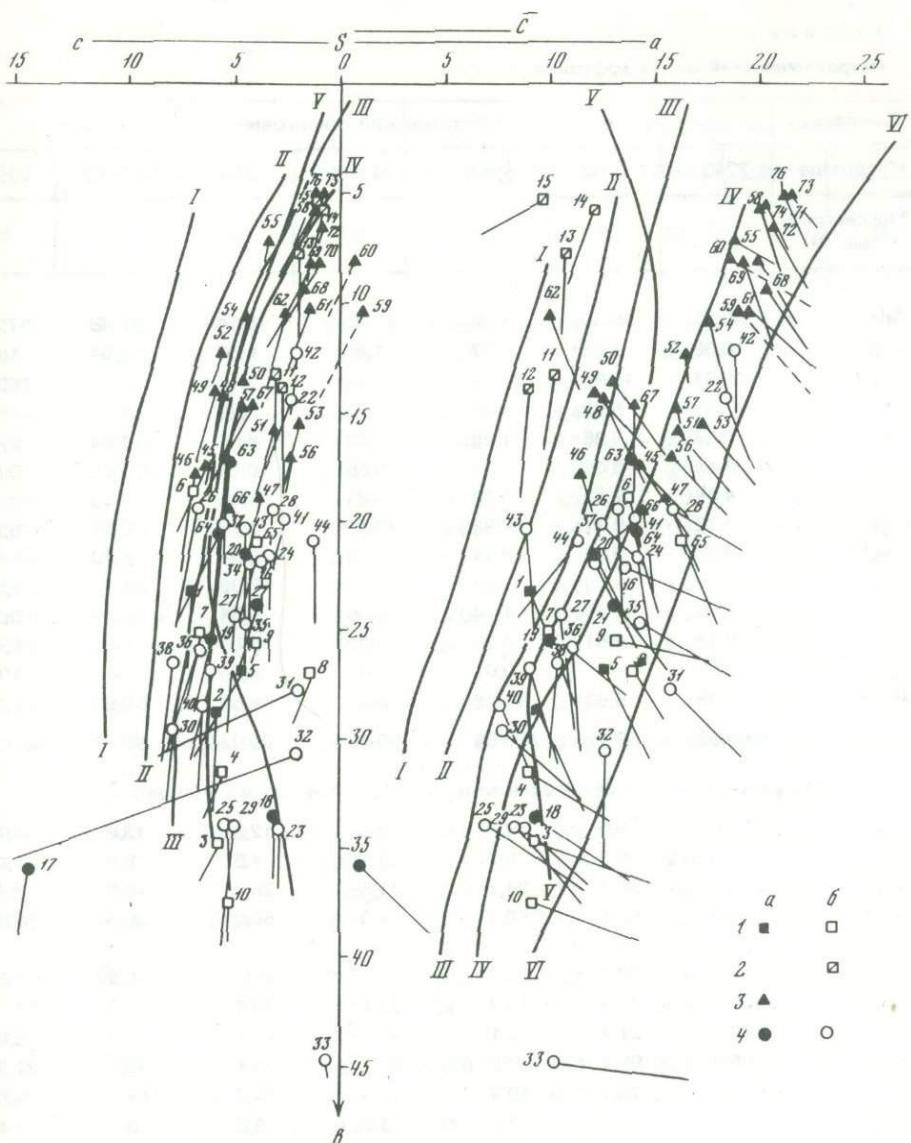


Рис. 2. Диаграмма А.Н. Заварицкого химических составов верхнемеловых эфузивных пород

Комплексы пород: 1а, б – ракитинский базальт-спилитовый; 2б – ракитинский кварц-альбитофирировый; 3а – учирский трахиандезитовый; 4а, б – березовский спилит-диабаз-альбитофирировый; а – неизмененные и слабо измененные породы, б – пропилитизированные эфузивы, спилиты, альбитофиры. Вариационные линии ассоциаций пород: I – Пеле; II – Лассен-Пик; III – Сан-Франциско; IV – Этна; V – Йеллоустонский парк; VI – Марос-Хайвид. Номера figura-towych точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам химических анализов в табл. 5, 6 и 7

том и апатитом. В некоторых случаях в контурах идиоморфных зерен роговой обманки наблюдается отмеченный выше агрегат, а амфибол в породе отсутствует.

Титанистые роговые обманки (сингматит-керсунит; $c : Ng = 4^\circ$, $Ng > 1,7$, $Np \approx 1,7$) светло-коричневые, зеленовато-коричневые или оранжево-красные присутствуют в идиоморфных кристаллах размером до 5–7 мм и гломерофировых срастаниях. Некоторые кристаллы ее, имеющие зональное строение, содержат мелкие кристаллики апатита, располагающиеся вдоль границ зон. Плеохрализм весьма отчетливый по схеме $Ng > Nm > Np$. В сечении, перпендикулярном оптической оси, наблюдается сильная дисперсия оптических осей и биссектрис по схеме $r > v$ (при

Таблица 5
Петрохимический состав эфузивных пород

Комплекс	Ракитинский спилитовый						
	2240-3	2194	2240	2240-1	2293	2230-3	2230-4
№ образца	1	2	3	4	5	6	65
SiO ₂	50,27	45,30	37,30	41,80	45,14	47,48	47,3
TiO ₂	0,56	1,06	1,57	1,83	1,82	0,54	1,55
Al ₂ O ₃	15,94	15,59	13,51	13,59	15,42	18,63	16,55
Fe ₂ O ₃	5,33	5,92	6,95	10,23	7,29	12,08	7,89
FeO	6,57	3,96	1,96	2,44	4,04	1,64	2,44
MnO	0,48	0,08	0,20	0,26	0,19	0,03	0,09
МgO	4,67	7,32	3,36	3,81	5,94	2,43	4,45
CaO	7,76	9,71	17,83	13,20	7,78	5,97	5,40
Na ₂ O	3,56	3,93	2,48	2,59	3,48	4,70	5,67
K ₂ O	0,22	0,28	1,85	1,73	2,89	1,43	2,06
H ₂ O	1,96	0,59	1,74	2,00	0,64	0,96	0,21
P ₂ O ₅	0,15	0,51	0,25	0,33	1,06	—	0,06
S	0,05	—	0,01	0,01	—	—	1,40
П.п.п.	1,98	5,53	11,48	6,07	4,62	3,83	5,50
Сумма	99,50	99,78	100,55	99,89	100,31	99,72	100,56
Числовые характеристики по А.Н. Заваричному							
a	8,6	9,5	9,3	9,0	12,6	13,8	16,4
c	7,0	6,3	5,7	5,5	4,6	6,9	21,0
b	23,2	28,7	34,7	31,5	26,9	18,8	3,7
s	61,2	55,5	50,3	54,0	55,9	60,5	58,9
a'	—	—	—	—	—	—	—
f	51,1	32,7	26,2	39,0	40,5	70,2	45,8
m'	36,1	45,6	18,7	22,4	39,4	23,8	38,2
c'	12,8	21,7	55,1	38,6	20,1	6,0	16,0
n	96,6	95,4	67,8	70,0	20,1	83,5	81,3
φ	20,6	18,7	19,4	30,5	24,7	61,3	34,0
t	0,8	1,8	3,1	3,2	3,0	0,7	2,4
Q	-1,8	-14,3	-23,7	-6,5	-18,0	-13,5	-18,7
a/c	1,2	1,5	1,6	1,6	2,7	2,0	4,4

Примечание. Название пород см. в табл. 2. Места отбора образцов: 2240/3, 2240, 2240/1, 2195/1, 2195/2 – р. Богатая.

погасании кристалл окрашивается в фиолетовый цвет). Кристаллы ее часто окружены опацитовыми каймами из магнетита и лейкоксена. Титанистая роговая обманка интенсивно замещается светло-зеленой уралитовой роговой обманкой с выделением лейкоксена. При этом происходит изменение оптических свойств, что удается наблюдать при неполных псевдоморфозах: угол $c:Ng$ увеличивается от 4 до 17°, исчезает дисперсия биссектрис, дисперсия оптических осей по схеме $r > v$ слабо выражена.

Как видно из изложенного, минералогические и структурные особенности эфузивных пород выражаются в следующем:

1. Присутствие титанистой роговой обманки, моноклинных пироксенов диопсид-авгитового ряда, а в спилитах из нижней части разреза – микровкрашенников оливина.

2. Преобладание афировых и олигофировых структур в спилитах, альбитофирах, кварцевых альбитофирах, палеобазальтах и палеотрахибазальтах.

Ракитинский спилитовый				Ракитинский кварц-альбитофирировый				
2194-2	2195-1	2195-2	2240-2	2234-1	2233-3	2234-2	2238-1	2238-2
7	8	9	10	11	12	13	14	15
47,78	47,21	45,02	36,80	65,56	67,49	71,50	74,20	77,53
0,67	2,94	2,11	0,35	0,09	0,10	0,28	0,34	0,15
16,05	11,80	14,45	13,00	13,04	11,66	11,24	11,17	10,58
5,00	15,86	8,61	10,40	2,35	4,49	2,79	1,32	1,60
4,41	2,70	3,13	1,77	6,48	3,03	2,74	2,30	1,78
0,12	0,23	0,14	0,01	0,01	0,01	0,09	0,11	0,02
3,95	3,46	1,40	3,52	2,72	4,21	1,74	1,24	0,54
12,30	3,85	11,69	17,15	2,62	2,41	1,78	0,80	1,02
3,54	4,42	4,35	3,45	4,71	4,20	4,90	4,50	4,39
1,20	2,65	1,75	0,27	0,01	0,02	0,08	1,69	0,36
0,50	0,91	0,70	1,07	0,06	0,25	0,24	0,53	0,21
0,52	0,11	0,70	0,23	—	—	0,06	0,06	0,05
0,36	0,16	0,05	—	—	—	—	—	0,01
3,54	3,18	6,02	12,01	2,88	2,62	1,11	1,34	1,34
99,94	99,98	100,12	100,03	100,53	100,49	99,55	99,60	99,58
Числовые характеристики по А.Н. Заваричному								
10,0	14,0	13,2	9,2	10,2	9,0	10,7	12,0	9,6
6,4	1,2	3,9	5,2	3,1	2,8	2,0	10,9	1,2
25,5	26,8	25,5	37,5	13,2	13,9	7,8	5,8	5,3
58,1	58,0	57,4	48,1	73,5	74,3	79,5	81,3	83,9
—	—	—	—	5,1	3,8	—	11,2	29,2
35,1	63,6	44,2	32,2	60,9	46,7	61,9	55,1	54,9
27,8	22,7	10,2	18,0	34,0	49,5	36,4	33,7	15,9
37,1	13,7	45,6	49,8	—	—	1,7	—	—
81,2	71,8	78,6	94,9	100,0	100,0	98,8	80,2	95,9
17,6	35,0	31,0	27,0	15,2	26,7	28,8	18,0	24,4
1,1	4,4	3,4	0,8	0,1	0,09	0,3	0,3	0,2
-10,2	-13,2	-15,5	-27,4	23,5	27,8	35,6	37,7	47,4
1,6	11,7	3,4	1,8	3,3	3,2	5,3	13,8	8,0

2230/3, 2230/4, 2240/2, 2234/1, 2233/3, 2234/2, 2238/1, 2238/2 – р. Герань; 2194, 2193, 2194/2,

3. Широкое распространение трахитовых, микролитовых, сферолитовых и аксиолитовых структур основной массы в щелочных и субщелочных породах.

4. Широкое развитие в группе субщелочных и щелочных пород ортоклазовых оболочек вокруг кристаллов плагиоклазов.

5. Однородный состав акцессорных минералов во всех разновидностях пород: магнетит, титанит, апатит.

6. Наличие в эфузивных породах кислого состава признаков выкристаллизации их из расплавов, обедненных катионами металлов.

Петрохимический состав эфузивных пород иллюстрируется 76 химическими анализами и числовыми характеристиками, вычисленными по методу А.Н. Заваричко-го. Присутствие среди изверженных пород свежих и измененных разновидностей позволяет судить о первичном химическом составе пород и его изменениях, вызываемых вторичными процессами.

Таблица 6

Петрохимический состав эффузивных пород

Комплекс	Березовский спилит-диабаз-альбитофировый							
	№ образца	2254-1	2295-1	2200	2200-1	2200-3	2161-7	2200-6
№ на диаграмме (рис. 2)	18	19	20	21	64	22	23	24
SiO_2	46,84	46,57	52,06	52,85	49,58	53,72	46,53	53,78
TiO_2	0,74	2,67	0,55	0,71	0,42	1,46	2,01	0,37
Al_2O_3	11,52	15,57	15,14	15,97	17,86	16,42	10,91	15,61
Fe_2O_3	6,47	7,47	7,86	4,86	7,78	8,39	8,67	4,06
FeO	3,47	6,90	5,57	4,27	3,32	1,45	7,10	6,35
MnO	0,11	0,13	0,15	—	0,12	0,09	0,18	0,09
MgO	5,70	4,62	3,47	3,22	4,37	2,60	5,40	6,16
CaO	14,77	7,44	5,80	6,74	6,08	3,36	11,09	4,28
Na_2O	4,18	3,48	4,42	4,66	4,07	5,74	3,92	6,36
K_2O	0,06	1,16	1,41	2,31	2,96	3,42	0,06	0,08
H_2O	0,44	0,29	0,72	1,30	0,20	1,02	0,04	0,20
P_2O_5	0,04	0,54	0,78	0,48	0,29	0,43	0,61	0,33
S	0,03	0,45	—	—	0,50	0,04	0,16	0,08
П.п.п.	5,16	3,21	1,98	2,99	2,92	1,78	3,22	2,13
С у м м а	99,53	100,50	99,91	99,66	100,47	99,92	99,90	99,88
Числовые характеристики по А.Н. Заваричному								
a	9,3	10,0	12,2	13,2	14,1	18,3	8,7	14,1
c	3,1	6,1	4,4	3,9	20,5	2,3	2,9	3,3
b	33,6	25,5	21,6	23,9	5,6	14,3	34,0	21,7
s	54,0	58,4	61,8	59,0	59,8	65,1	54,4	60,9
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	26,7	54,1	58,4	45,8	51,1	54,0	42,1	44,2
m'	28,8	32,3	28,2	30,4	38,4	32,5	26,9	47,4
c'	44,5	13,6	13,4	23,8	10,5	13,5	31,0	8,4
n	100,0	81,2	82,6	75,8	67,4	71,9	98,5	99,1
φ	16,7	26,6	32,3	2,3	34,5	53,0	21,6	16,2
t	1,0	4,2	0,6	1,0	0,6	2,0	3,1	0,6
Q	-13,7	-9,3	-5,2	-12,3	-14,2	-8,7	-11,3	-9,7
a/c	3,0	1,6	2,8	3,4	2,5	8,0	—	4,3

Примечание. Места отбора образцов: 2295/1, 2295/2, 2291, 2291/1, 2291/2, 2291/3, 2273/8а, 2213/7, 2212/1 — руч. Серебряный; 2254/1, 2254/2, 2249/4, 2248/5, 2260, 2259/1 — р. Богата

Рассматриваемые эффузивные породы по стратиграфическому положению, петро графическому и петрохимическому составу группируются в четыре комплекса: А — ракитинский спилитовый, Б — ракитинский кварц-альбитофировый, В — березовский спилит-диабаз-альбитофировый, Г — учирский трахиандезитовый.

А. Ракитинский спилитовый комплекс развит в северо-западной части района. Сложен он спилитами, базальтами, палеобазальтами, палеотрахибазальтами, их туфами и туффитами, тесно ассоциирующими с яшмами и глинистыми силицитами. Породы комплекса прорваны дайками серпентинитов и пироксенов.

Основные эффузивы рассматриваемого комплекса (табл. 5) по содержанию суммарного железа в пересчете на закись относятся к породам маложелезистым и с нормальным содержанием железа. По содержанию титана — к особенно бедным, бедным и с нормальным содержанием титана (Штейнберг, 1964). Значительно реже наблюдаются отклонения в содержании этих окислов в меньшую и большую сторо-

Березовский спилит-диабаз-альбитофировый

2254-2	2270	2249-4	2268-1	2213-5	2213-6	2213-7	2212-I	2248-5
25	26	27	28	29	30	31	32	33
45,51	49,28	50,50	50,89	43,31	42,57	41,87	43,06	32,59
0,71	0,47	1,35	0,35	0,75	0,35	2,42	4,69	1,84
12,81	18,65	15,00	15,76	13,03	15,55	13,49	12,00	8,27
5,68	2,64	3,00	7,55	6,64	7,96	8,70	6,36	3,36
3,53	6,19	7,73	2,17	5,19	1,58	1,87	8,95	4,99
0,12	0,01	0,11	0,01	0,09	0,12	0,27	0,18	0,09
5,82	5,73	7,44	2,21	6,95	4,79	4,53	9,09	3,13
16,46	5,41	5,09	7,68	12,09	13,81	8,24	1,70	22,56
3,11	4,86	4,52	6,55	3,26	3,01	2,07	1,45	4,36
0,04	1,23	0,31	0,46	0,64	0,33	6,84	6,02	0,12
0,52	0,26	0,83	0,66	0,82	0,96	0,67	0,47	0,33
0,05	0,11	0,09	0,22	0,60	0,67	0,83	1,12	0,25
—	—	0,04	0,03	—	0,38	0,17	—	0,01
5,18	5,38	3,49	4,96	7,01	8,32	8,41	5,18	17,60
99,54	100,22	99,50	99,50	100,38	100,40	100,38	100,27	99,50
Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому								
7,0	13,3	10,6	15,9	8,5	7,8	15,8	12,6	10,9
5,3	6,7	5,0	3,2	4,9	7,8	2,0	2,0	0,8
33,9	19,4	24,4	19,5	34,1	29,6	27,7	30,7	44,8
53,8	60,6	60,0	61,4	52,5	54,8	54,5	54,7	43,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—
.25,2	44,5	41,8	45,8	32,6	31,9	37,4	47,8	19,4
29,8	53,6	52,5	20,3	36,3	30,8	30,4	52,0	13,2
45,0	1,9	5,7	33,9	31,1	37,3	32,2	0,2	67,4
100,0	85,7	96,1	95,4	89,8	94,1	31,4	26,0	98,6
14,9	12,1	10,9	34,7	17,2	25,9	29,3	18,4	7,1
1,2	0,7	2,0	0,4	1,4	0,7	4,1	7,6	4,1
-11,7	-12,7	-6,2	-12,2	-16,9	-13,8	-24,6	-17,8	-35,6
1,3	2,0	2,1	5,0	1,7	1,0	7,9	6,3	13,6

2273/86, 2296-2 – р. Лангери; 2200/5, 2200, 2200/1, 2200/3, 2200/6, 2211, 2213/5, 2213/6, 2270, 2268/1, 2264/1, 2270/3 – м. Бурный – м. Рымник.

ну. Обратная корреляционная зависимость между содержанием окиси магния и титана слабо выражена. Значительно отчетливее наблюдается прямая зависимость между содержанием окиси калия, окиси титана и окиси фосфора (табл. 5).

На петрохимической диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 2) фигуративные точки пород спилитового комплекса группируются преимущественно в нижней части диаграммы. Некоторый разброс фигуративных точек спилитов на плоскостях *asb* и *csb*, а также присутствие в составе комплекса слабо измененных базальтов свидетельствует о неравномерной спилитизации изливавшихся основных лав. В то же время расположение виртуальных точек базальтов вблизи вариационных линий ассоциации пород Сан-Франциско, Этны и Йеллоустонский парк свидетельствует о базальт-траплитовом составе первичной магмы. Положение фигуративных точек основных эфузивов на плоскости *csb* фиксирует невысокое содержание аортита в составе плагиоклаза, а наклон векторов на этой плоскости указывает на присутст-

Таблица 6 (окончание)

Комплекс	Березовский спилит-диабаз-альбитофировый					
№ образца	2260	2264-1	2270-3	2291	2291-1	2291-2
№ на диаграмме (рис. 2)	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	51,42	44,41	46,54	49,85	43,48	46,58
TiO ₂	1,67	0,48	0,51	1,96	1,87	2,03
Al ₂ O ₃	15,14	15,65	17,13	16,37	18,46	15,52
Fe ₂ O ₃	3,38	7,02	4,93	9,80	8,21	7,78
FeO	5,46	1,89	7,67	3,17	5,46	4,90
MnO	0,16	0,01	0,01	0,12	0,27	0,17
MgO	5,00	3,18	7,25	2,20	6,47	6,54
CaO	6,98	10,82	5,76	7,34	5,86	7,18
Na ₂ O	5,39	5,65	3,61	5,26	3,91	3,44
K ₂ O	0,04	0,43	1,81	0,09	0,70	1,35
H ₂ O	0,49	0,76	0,75	0,21	0,19	0,65
P ₂ O ₅	0,29	0,21	0,20	0,35	0,27	0,23
S	—	—	0,02	0,12	0,05	0,07
П.п.п.	4,08	9,11	3,51	2,97	4,88	3,91
С у м м а	99,50	99,62	99,70	99,81	100,08	100,35
Числовые характеристики по А.Н. Заваричному						
a	12,2	14,4	11,1	12,5	10,4	10,0
c	4,3	4,4	6,6	5,4	7,7	5,9
b	21,7	24,8	25,9	20,1	26,5	26,8
s	61,8	56,4	56,4	62,0	55,4	57,3
a'	—	—	—	—	3,9	—
f'	39,0	34,8	46,5	60,2	51,0	44,8
m'	40,2	24,1	50,1	19,9	45,0	42,9
c'	20,8	41,1	3,4	19,9	—	12,3
n	100,0	95,8	75,3	98,8	90,0	78,6
φ	13,6	27,1	16,7	44,0	28,6	26,1
t	2,4	0,8	0,7	2,9	3,2	8,1
Q	-5,1	-20,4	-16,0	-6,4	-17,7	-9,3
a/c	2,8	3,3	1,7	2,3	1,4	1,7

вие в составе комплекса. Наряду с натриевыми калиево-натриевых разностей базальтов и спилитов.

Б. Ракитинский кварц-альбитофировый комплекс развит в юго-восточной части района, в среднем течении рек Березовка и Герань латерально замещает ракитинский спилитовый комплекс. Сложен он кварцевыми альбитофирями, весьма ограниченно распространенными диабазами, переслаивающимися с туфами, кремнисто-глинистыми туффитами, яшмами и туфогенными фтанитоподобными силицитами. Породы комплекса прорваны интрузиями габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов.

Кварцевые альбитофирсы рассматриваемого комплекса относятся к пересыщенным и сильно пересыщенным кремнеземом, богатым, умеренно богатым и бедным щелочами породам и характеризуются низкой известковистостью (плоскость *csb*), пересыщенностью глиноземом (наклон векторов влево на плоскости *asb*) и резким преобладанием натрия над калием (наклон векторов на плоскости *csb*). Интер-

Березовский спилит-диабаз-альбитофирировый

2291-3	2273-8а	2273-8б	2259-1	2296-2	2295-2	2200-5
40	41	42	43	44	16	17
46,51	54,77	57,75	57,68	60,99	47,47	35,94
2,23	0,59	0,58	0,56	0,43	1,56	0,67
14,74	18,06	16,90	13,29	15,57	14,33	18,73
4,89	1,62	8,74	2,93	1,89	1,64	4,60
8,35	8,98	1,20	7,26	6,15	4,37	6,80
0,17	0,20	0,03	0,17	0,13	0,22	0,10
6,13	2,57	2,05	5,88	4,64	2,49	5,72
8,88	2,07	1,68	4,30	1,06	11,18	18,43
3,10	5,00	7,52	3,98	5,39	5,59	0,31
0,43	2,02	1,41	0,09	0,02	0,08	0,05
0,42	0,24	0,28	0,40	0,15	0,29	1,15
0,20	0,45	0,26	0,05	0,06	0,58	0,30
0,05	0,13	0,02	—	0,05	0,10	0,27
3,70	3,10	1,30	2,97	3,38	9,60	6,98
99,80	99,80	99,72	99,56	99,91	99,50	100,05
Числовые характеристики по А.Н. Заваричкому						
7,7	14,1	18,8	8,9	11,4	13,6	1,0
6,4	2,6	2,1	4,5	1,2	3,7	14,2
28,5	19,9	12,2	20,3	20,9	22,2	35,9
57,4	63,4	66,3	66,3	66,5	60,5	48,9
—	—	—	—	29,5	—	—
44,9	51,4	71,0	47,0	34,8	28,3	34,5
37,8	22,2	29,0	49,0	35,7	20,9	31,6
17,3	—	0,0	4,0	—	50,8	33,9
92,6	79,4	89,0	98,5	100,0	98,9	83,3
15,0	6,9	64,4	12,2	7,5	6,8	13,0
34,0	0,9	0,8	0,7	0,5	2,5	1,5
-7,0	-4,0	-6,5	10,3	9,0	9,9	-18,4
1,2	5,4	9,0	2,0	9,5	8,7	0,7

рено отметить, что степень пересыщения глиноземом находится в прямой зависимости от содержания кремнезема (табл. 5, рис. 2).

Березовский спилит-диабаз-альбитофирировый комплекс развит в северо-западной части района; представлен палеобазальтами, палеовариолитами, диабазами, эсексит-диабазами, палеотрахибазальтами, спилитами, спилит-альбитофирами, альбитофирами. В разрезе эффузивные образования переслаиваются с кремнистыми, глинистыми и обломочными породами.

Основные эффузивы березовского комплекса по содержанию суммарного железа в пересчете на закись относятся к породам маложелезистым (9–11%) и с нормальным содержанием железа (11–13%). Редкие образцы обладают повышенными содержаниями отмеченных окислов (13–15%). По содержанию окиси титана они относятся к особенно бедным титаном и с нормальным содержанием титана. Единичные образцы относятся к богатым и особенно богатым титаном развидностям. Отчетливой зависимости между содержанием окиси магния, титана, фосфора и ще-

Таблица 7

Петрохимический состав эффузивных пород

Комплекс	Учирский трахиандезитовый						
	2057-1	2003-1	2003-4	2057-7	2057	2057-9	2057-4
№ образца	45	66	67	46	47	48	49
№ на диаграмме (рис. 2)							
SiO ₂	49,04	46,70	54,06	53,46	53,10	57,68	57,54
TiO ₂	0,60	0,31	0,35	0,53	0,60	0,36	0,37
Al ₂ O ₃	18,32	16,29	15,19	18,02	16,95	17,11	17,39
Fe ₂ O ₃	7,09	6,89	4,68	4,78	6,06	4,17	3,39
FeO	0,85	3,66	3,49	2,84	3,74	2,32	3,31
MnO	0,17	0,28	0,22	0,16	0,27	0,10	0,09
MgO	3,09	3,99	3,54	4,63	3,89	3,28	2,27
CaO	7,76	4,33	3,12	7,43	5,60	6,47	7,70
Na ₂ O	4,04	4,96	3,68	4,39	5,65	4,56	4,23
K ₂ O	2,77	1,20	3,22	0,89	2,01	1,47	1,71
H ₂ O	2,71	0,25	0,35	1,75	0,50	0,82	0,51
P ₂ O ₅	0,20	0,11	0,11	0,13	0,41	0,12	0,09
S	0,04	3,46	2,24	—	0,09	0,01	следы
П.п.п.	3,47	7,16	5,57	1,17	1,00	1,23	1,25
С у м м а	100,15	99,59	99,82	100,18	99,87	99,70	98,85
Числовые характеристики по А.Н. Заваричкому							
a	14,3	14,5	14,0	11,5	15,5	12,6	12,2
c	6,3	19,5	14,6	6,9	3,8	5,5	5,9
b	17,4	5,2	4,1	17,8	18,9	14,3	14,0
s	62,0	60,8	67,3	63,8	61,8	67,6	67,9
a'	—	—	—	—	—	—	—
f'	44,0	56,4	55,8	40,4	48,2	41,5	44,9
m'	32,7	39,6	44,2	45,6	35,3	40,0	28,8
c'	23,3	4,0	0	14,0	16,5	18,5	26,3
n	68,4	43,0	60,8	81,5	81,3	82,2	79,1
φ	37,9	34,4	29,4	24,0	27,9	25,4	21,2
t	1,0	0,5	0,6	0,6	0,9	0,5	0,5
Q	-10,9	-12,6	2,5	-2,3	-11,2	4,5	5,5
a/c	2,3	2,8	3,4	1,7	4,1	2,3	2,1

П р и м е ч а н и е. Места отбора образцов: 2057/1, 2957/7, 2057, 2057/9, 2057/4, 2058, 2057/5, 2045/18, 2046/11, 2046/12, 2046/13, 2046/14, 2047 – побережье Охотского моря между м. Гвоздева и м. Беллинсгаузена; 2003/1, 2003/4, 2010/3, 2001, 2003, 2010, 2010/6, 2010/1,

лочей не выявляется. В то же время разности богатые и особенно богатые титаном и окисью фосфора обладают наиболее высокими содержаниями окиси калия (табл. 6).

К петрохимическим особенностям березовского эффузивного комплекса следует отнести более ярко выраженный трахизабазальтовый состав основных лав, наличие непрерывного плавного перехода в ряду базальт–спилит–альбитофиры, незначительное пересыщение альбитофиров глиноземом, присутствие разновидностей богатых и особенно богатых титаном и фосфором.

Г. Учирский трахиандезитовый комплекс развит в юго-восточной части района. Представлен он палеотрахизабазальтами, палеотрахиандезитами, палеотрахитами, кварцодержащими и кварцевыми палеотрахитами, палеодакитами, их туфами, туффитами и терригенно-вулканомиктовыми обломочными породами.

Учирский трахиандезитовый

2058	2057-5	2045-18	2046-11	2046-12	2046-13	2046-14	2046
50	51	52	53	54	55	56	57
58,77	56,67	55,61	57,78	57,63	60,59	56,37	54,77
0,44	0,48	0,25	0,51	0,45	0,50	0,63	0,41
16,14	17,02	21,32	15,87	19,16	18,75	16,11	18,09
4,64	6,70	1,94	3,84	3,26	2,45	3,50	4,59
1,33	1,58	3,60	4,03	3,33	2,68	5,10	4,20
0,11	0,10	0,10	0,11	0,14	0,14	0,15	0,13
2,71	2,84	2,95	2,68	2,10	0,47	2,77	2,93
6,41	5,72	4,40	4,84	4,19	3,92	5,62	4,64
4,90	5,81	5,30	6,23	6,12	7,03	6,50	5,05
1,28	2,63	3,04	2,55	2,51	2,14	1,75	2,95
1,91	0,37	0,35	0,64	0,40	0,13	0,32	0,80
0,11	0,13	0,36	0,22	0,55	0,55	0,20	0,59
0,03	—	0,27	0,06	0,06	0,16	0,07	0,08
1,50	0,20	1,04	0,62	0,58	0,30	0,83	1,06
100,28	100,25	100,53	99,98	100,48	99,81	99,92	100,29
Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому							
13,0	16,6	16,5	17,3	17,6	18,8	16,8	16,0
4,6	3,1	5,6	1,9	4,4	3,4	2,3	4,6
13,5	15,8	12,3	15,5	10,8	7,2	17,0	14,7
68,9	64,5	65,6	65,3	67,2	70,6	63,9	64,7
—	—	14,9	—	—	—	—	—
89,9	45,9	43,1	45,7	58,2	69,2	46,4	56,7
34,7	29,6	42,0	29,1	34,0	10,6	27,4	34,6
25,4	24,5	—	25,2	7,8	20,2	26,2	8,7
84,9	77,0	75,6	78,1	78,4	83,7	84,7	71,7
30,1	36,01	13,8	20,9	27,5	30,8	17,5	27,9
0,5	0,6	0,2	0,6	0,6	0,58	0,8	0,5
7,2	-7,3	-7,4	-5,9	-5,2	0,2	-7,8	-7,2
2,8	5,4	3,0	9,1	4,0	5,5	7,3	3,5

2010/2 — р. Владимировка; 2022/2, 2022/3, 2022/д, 2022/г, 2022/а — р. Каменушка;
2080/3 — м. Шельтинга; 2026/25 — побережье Охотского моря между м. Давыдова и оз. Щучье.

Как видно из табл. 7, в составе рассматриваемого комплекса широко распространены эфузивные породы среднего состава, характеризующиеся низкими содержаниями суммарного железа в пересчете на закись, окиси магния и титана и высокими содержаниями глинозема и щелочей.

Отмеченные особенности химического состава отчетливо проявляются на петрохимической диаграмме А.Н. Заварыцкого. При этом породы учирского комплекса группируются в две петрохимические ассоциации, одна из которых близка ассоциациям пород типа Сан-Франциско и Йеллоустонский парк, вторая — ассоциациям пород типа Этны и Марос-Хайвид (рис. 2). Расположение фигуративных точек на плоскости *csb* свидетельствует о невысоком содержании аортита в составе плагиоклазов, а наклон векторов в этой плоскости — о существенной роли калия в рассматриваемых породах. Здесь же отчетливо выражена закономерность возрас-

Таблица 7 (окончание)

Комплекс	Учирский трахиандезитовый						
	2010-3	2022-2	2022-3	2001	2003	2010	2010-6
№ образца	68	69	70	71	72	73	74
SiO ₂	59,22	60,59	62,06	63,99	63,80	64,24	64,48
TiO ₂	0,27	0,74	0,55	0,25	0,63	0,23	0,22
Al ₂ O ₃	17,44	15,95	16,52	17,31	16,95	17,36	17,23
Fe ₂ O ₃	3,76	4,10	3,78	2,23	3,10	2,63	2,31
FeO	1,81	1,26	1,91	1,83	1,10	1,33	1,28
MnO	0,24	следы	0,15	0,19	0,22	0,28	0,21
MgO	1,40	1,85	1,20	0,75	1,10	0,54	0,91
CaO	2,86	2,14	2,24	1,68	1,70	1,19	1,19
Na ₂ O	5,23	5,90	5,53	6,08	6,93	7,49	6,27
K ₂ O	5,92	4,09	5,40	4,78	4,01	3,61	5,16
H ₂ O	0,41	0,29	0,20	0,24	0,15	0,21	0,37
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,15	0,05	0,06	0,03	0,14
S	0,58	0,95	0,53	0,31	0,40	0,33	0,26
П.п.п.	1,23	1,99	0,58	0,22	—	0,47	0,51
Сумма	100,45	99,94	100,07	99,91	100,15	99,94	100,54
Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому							
a	20,3	19,2	19,9	20,2	20,6	21,5	21,2
c	9,5	8,3	8,2	5,7	6,6	5,1	5,4
b	1,7	1,4	1,1	1,4	0,9	0,8	0,8
s	68,5	71,1	70,8	72,7	71,9	72,6	72,6
a'	—	—	—	—	—	—	—
f'	55,1	47,1	55,8	66,7	56,6	72,0	61,3
m'	25,3	38,6	25,0	22,6	27,3	16,0	27,5
c'	19,6	14,3	19,0	10,7	16,1	12,0	11,2
n	58,8	69,4	61,0	65,8	72,6	76,1	64,9
φ	34,8	43,7	40,0	33,9	37,4	42,7	35,0
t	0,4	0,9	0,7	0,4	0,8	0,3	0,3
Q	-5,3	2,4	0,7	3,8	1,7	1,4	2,0
a/c	12,0	13,7	18,1	14,4	22,9	26,9	26,5

тания роли калия в породах по мере насыщения их кремнеземом. Наклон векторов в плоскости asb указывает на железо-магниево-кальциевый состав силикатов, участвующих в сложении пород учирского эфузивного комплекса.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Эти породы распространены по всему разрезу верхнего мела, но главная их масса сосредоточена в богатинской, ракитинской и учирской свитах. Систематика пирокластических пород производилась по характеру цементации (сцементированные, спекшиеся), гранулометрическому, петрографическому и химическому составу, агрегатному состоянию и однородности пирокластического материала (Коптев-Дворников и др., 1959; Малеев, 1959). При систематизации туффитов, кроме того, учитывался состав цемента. По этому признаку выделены следующие разновидности туффитов: с карбонатным цементом, цеолитовым цементом, кремнистым цементом, глинистым цементом и кремнисто-глинистым цементом.

Учирский трахиандезитовый

2010-1	2010-2	2148-2	2022д	2022д	2022а	2080-3	2026-25
75	76	58	59	60	61	62	63
65,08	68,88	64,58	61,70	64,73	61,02	69,17	51,20
0,23	0,22	0,57	0,44	0,37	0,29	0,17	0,63
16,84	17,58	16,90	14,39	14,22	17,10	11,62	16,80
2,96	2,23	2,14	3,01	2,67	3,07	3,77	3,51
1,31	1,88	1,35	1,72	1,96	1,70	1,24	3,96
0,21	0,24	0,28	0,14	0,12	0,09	0,09	0,15
1,08	0,72	1,14	2,26	1,11	1,67	2,61	2,72
0,72	1,44	1,58	2,85	2,58	4,03	3,70	7,55
6,31	6,50	5,83	5,96	5,82	6,56	3,68	5,44
4,82	4,75	5,08	4,99	4,71	3,69	1,52	0,69
0,19	0,18	0,42	0,68	0,21	—	1,01	1,57
0,11	0,08	0,14	0,14	0,16	0,10	0,09	0,04
0,31	0,27	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,06
0,55	0,56	—	1,71	1,35	0,98	1,36	6,16
100,72	100,03	100,04	100,47	100,05	100,34	100,06	100,48
Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому							
20,5	21,2	20,0	19,0	18,6	19,5	10,0	13,9
5,8	5,1	1,2	1,1	0,7	1,5	2,3	5,2
0,8	1,2	5,8	10,4	8,2	10,3	10,5	17,2
72,9	72,5	73,0	69,5	72,5	68,7	76,9	63,7
—	—	—	—	—	—	—	—
67,8	66,7	57,0	30,5	42,2	41,2	41,8	43,5
31,0	22,7	31,4	36,4	20,3	27,4	41,1	28,9
1,2	10,7	11,6	33,1	37,5	31,4	17,1	27,6
66,7	67,3	63,5	62,4	64,0	73,1	78,7	92,6
43,7	37,3	30,2	14,3	19,5	24,8	30,4	18,9
0,3	0,3	0,6	0,5	0,5	0,4	0,2	0,9
4,0	1,4	4,8	-0,1	6,4	-3,1	31,2	-1,6
25,6	17,7	16,7	13,3	26,6	13,0	3,8	2,7

Спекшиеся туфы глыбовые, грубообломочные и крупнообломочные витрокластические и кристалловитрокластические трахитов отмечены только в составе учирской свиты. Мощность отдельных пластов их достигает 10–15 м. Цвет спекшихся туфов изменяется в широких пределах от зеленовато-серого и коричнево-серого до темно-серого и даже черного.

Глыбовые туфы более чем на 50% состоят из шаров спекшихся туфов с брекчиевой структурой размером от 5–10 см до 0,3–0,5 м. Преобладают обломки размером 10–15 см. Цементом служит спекшийся грубообломочный витрокластический туф, так же, как и туфы включений, состоящий из остроугольных фрагментов вулканического стекла, нередко пористого, обычно параллельно-такситового сложения и кристалловитрокластической цементирующей массы с отчетливой флюидальной текстурой (табл. IV, фото 23, 24).

Грубообломочные спекшиеся туфы также имеют брекчиевую структуру и состоят из фрагментов вулканического стекла (1–3 см), скементированных флюидальной кристалловитрокластической спекшейся массой.

Крупнообломочные туфы обладают лентикулярной структурой и состоят из линзовидных спекшихся фрагментов пористого вулканического стекла, вытянутых в направлении течения. Интерстиции заполнены витрокластическим материалом или продуктами его изменения (табл. IV, фото 21).

Вулканические стекла в спекшихся туфах имеют светло-зеленую, оранжево-желтую, светло-коричневую и светло-серую окраску, гиалиновую или микросферолитовую структуру, шлаковую или параллельно-такситовую текстуру. Показатели преломления их значительно ниже какнадского бальзама ($N_{\text{ст}} < N_{\text{к.б.}}$). Обычно вулканические стекла слабо изменены: раскристаллизованы в микросферолиты, гидратированы, цеолитизированы или хлоритизированы. Значительно реже встречаются сильно измененные или свежие, изотропные не затронутые изменениями фрагменты вулканических стекол. Поры в стеклах выполнены вторичными минералами или позднемагматическими образованиями: кварцем с включениями единичных зерен плагиоклазов и обильных мелких кристаллов апатита.

С cementированные пирокластические породы представлены вулканическими брекчиями, грубообломочными, крупнообломочными, мелкообломочными и тонкообломочными туфами и туффитами.

Среди туфов по петрографическому и химическому составу выделяются туфы базальтов, андезит-базальтов, трахиандезитов, андезит-дацитов; по агрегатному состоянию — литокластические, кристаллолитокластические, витрокластические и смешанные.

Окрашены туфы в разнообразные оттенки серого и зеленого цвета. При этом зеленовато-серая и голубовато-зеленая окраска характерна для туфов богатинской свиты; темно-серая до черной, зеленовато-серая и голубовато-серая окраска — для туфов нерпиченской и учирской свит. Более пестрой окраской с зелеными, голубыми, бурьими и сиреневыми оттенками обладают туфы ракитинской свиты.

Вулканические брекчи состоят из остроугольных обломков кварцодержащих палеотрахитов и более редких щелочных кварцодержащих авгитовых сиенитов размером 3—5 см, редко 20—30 см. Цементом служит разнообломочный туф близкого состава.

Туфы базальто в представлены кристаллокластическими, литокластическими, кристаллолитокластическими разновидностями; состоят из обломков пород соответствующего состава — 10—50%, осколков плагиоклазов (основной андезит — кислый лабрадор) — 10—45%, моноклинных пироксенов диопсид-авгитового ряда — 15—30% и рудных минералов (магнетит, ильменит) — 5—17%. В качестве примеси отмечены амфиболы — до 1%, обломки среднего состава — до 5% и витрокласти (шлаки); в литокластических разностях содержание обломков основных эфузивов достигает 95%. Цемент — поровый и базальный — 5—45%; хлоритовый, хлорит-лейкоксеновый, анальцим-хлоритовый, редко хлорит-гидрослюдистый или карбонатный.

Туфы андезит-базальто в кристаллолитокластические и витрокластические состоят из обломков эфузивов основного состава — 20—30%, осколков плагиоклазов (50—60% An) — 15—30%, пироксенов — 10—15%; рудных минералов — до 10—15% и витрокластов — до 10%. Примесь обломков эфузивов среднего состава в них возрастает до 25%. В витрокластических туфах содержание фрагментов пористого вулканического стекла составляет 70—80%. Цемент — поровый, по составу анальцим-цеолит-хлоритовый, иногда с кальцитом.

Туфы андезито в литокластические, кристаллокластические, литокристаллопластические, кристалловитрокластические состоят из обломков эфузивов среднего состава — 15—65%, осколков плагиоклазов (основной андезин) — 25—45%, пироксенов — 5—20%, роговой обманки или синтагматита — до 5%, рудных минералов — до 5—10%. В качестве примеси отмечены кварц — до 3%, обломки эфузивов основных — до 5% и кислых — до 5—10% и витрокласти. Литокластические туфы содержат 75—85% обломков эфузивов среднего состава, а тонкообломочные кристалловитрокластические туфы — до 60% витрокластов (пепла). Цемент — поровый и базальный, хлоритовый, хлорит-карбонатный, хлорит-анальцим-цеолитовый, хлорит-гидрослюдистый, анальцим-цеолитовый и карбонатный.

Туфы трахиандезитов витрокластические, литокластические, литовит-рекристаллические, кристаллолитовитрокластические, литокристаллолактические и кристаллолитокластические состоят из фрагментов различно окрашенного пористого вулканического стекла — до 13–60%, обломков трахиандезитов и трахитов — до 20–25%, пироксенов — до 1–15%, рудных минералов — 1–10%. В качестве примеси отмечены единичные зерна амфиболов, обломки эфузивов основного и кислого состава — до 5%, в тонкообломочных туфах — пепел — до 18%. В витрокластических и литокластических туфах содержание фрагментов пористого вулканического стекла или обломков трахиандезитов достигает 75–85%. Цемент — поровый, цеолит-анальцимовый, цеолит-карбонат-анальцимовый, хлорит-цеолит-анальцимовый, редко карбонатный или хлоритовый.

Туфы андезит-дацит в кристаллолактические, литокристаллолактические, редко кристаллолитокластические состоят из осколков плагиоклазов (40–60% An) — от 30–40% до 45–82% в кристаллолактических разновидностях, синтагматита или роговой обманки — до 2–30%, моноклинных пироксенов — до 3–10%, рудных минералов — до 3–10%, обломков андезитов — до 3–10% и дацитов — до 5–38%. В качестве примеси отмечены кварц — до 3%, шлаки — до 5% и пепел. В кристаллолактических разновидностях содержание осколков кристаллов в сумме превышает 70–75%. Цемент — поровый, редко базальный, хлоритовый, хлорит-карбонатный, хлорит-гидрослюдистый, хлорит-карбонат-анальцим-цеолитовый. Нередко в мелкообломочных туфах наблюдается крустикационное выполнение пор. При этом периферийная кайма сложена кварцем или хлоритом, а основная полость заполнена цеолитом или последующим кальцитом.

Туфы дацитов кристаллолактические, кристалловитрокластические, витрокристаллолактические, кристаллолитокластические состоят из осколков плагиоклазов (25–40% An) — 15–55%, синтагматита или роговой обманки — до 10–30%, моноклинных пироксенов — до 5–10%, рудных минералов — до 5–15%, обломков эфузивов среднего и кислого состава — до 5–15%, а в кристаллолитокластических разностях — до 45–70% с примесью кварца — до 1%, шлаков — до 15–25% и пепла — до 4%. Цемент — поровый и базальный; хлоритовый, хлорит-пирит-цеолитовый; хлорит-анальцим-цеолитовый или кремнисто-хлорит-гидрослюдистый. Вторичные минералы в охарактеризованных туфах образуют прожилки, псевдоморфозы по отдельным минералам, осколкам пород и витрокластам, а также составляют определенную часть цементирующей массы. Степень изменения туфов зависит от их петрографического и химического состава, размерности пирокластического материала и положения в разрезе. Наиболее сильным изменениям подвержены пепловые витрокластические туфы.

В пепловых туфах богатинской и ракитинской свит вторичные минералы представлены хлоритом, халцедоном, альбитом, цеолитами, лейкоксеном и титанитом, Кальцитом, эпидотом, кварцем и анальцимом (табл. VI, фото 27). Реликтовая пепловая структура исключительно редко сохраняется в наименее измененных участках породы. Для пепловых туфов заслоновской, туровской и ольдонской свит характерна интенсивная цеолитизация (79–84% цеолита), реже образуются хлориты — 15–20% и лейкоксен — до 1%. Для них характерны отчетливые реликтовые пепловые структуры.

Для разнообломочных туфов учирской свиты весьма характерна анальцимизация и цеолитизация, иногда сопровождающаяся полным замещением обломков эфузивов, осколков плагиоклазов и витрокластов. Полностью анальцимизированные туфы обладают отчетливыми реликтовыми кристаллолитокластическими или витрокластическими структурами.

Для туфов характерны макро- и микрогоризонтально-слоистые, волнисто-слоистые, линзовидно-волнисто-слоистые (доли мм, сантиметры, десятки сантиметров) и пуддинговые текстуры. Слоистые текстуры обусловлены изменением гранулометрического состава пирокластического материала в прослоях или микрослойках, присутствием в пелитовых разностях туфов микро- и макролинз псаммитового материала. В ряде случаев изменения в размерности пирокластического материала сопровождаются изменениями в составе цемента. Например, в микрослойках мелкообломочного туфа цемент цеолит-хлоритовый с лейкоксеном, а в микрослойках тонкообломочного туфа — хлорит-цеолитовый.

Таблица 8

Химический состав вулканических брекчий, туфов и туффитов

№ № п. п.	Наименование пород	№ образца	Свита, серия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1.	Туф спилитов крупнообломочный	2239/5		46,70	0,20	13,08	7,19	3,76
2	То же	2194/1		44,79	1,37	12,08	9,19	4,73
3	Туф базальтов крупнообломочный	2194/a		47,34	1,26	16,68	6,13	5,34
4	То же	2092/16		52,70	0,60	15,29	5,44	3,00
5	Туф базальтов мелкооболочный	2232		48,04	0,54	13,57	6,51	3,17
6	Туф андезитов мелкооболочный	2235/5	Ракитинская	57,13	0,12	14,33	1,20	6,20
7	Туф цеолитизированный	2239/3		44,23	0,25	13,25	6,39	6,98
8	Туф дацитов тонкообломочный	2235/7		66,02	0,34	11,52	2,69	3,10
9	Кремнистый туффит тонкообломочный (III ₂)	2245		64,43	0,11	12,77	2,06	4,29
10	То же	2246		55,15	0,12	13,92	1,31	4,47
11	Глинистый туффит (III ₃)	2235/1		64,89	0,07	11,07	1,93	3,42
12	Глинисто-кремнистый туффит (III ₅)	2232/2		66,92	0,08	9,81	2,32	2,80
13	То же	2237		61,12	0,12	14,96	3,17	2,17
14	Туф крупнообломочный спилитов	2304/1	Березовская	48,62	0,11	16,25	5,25	4,43
15	То же	2248/4		31,89	1,64	10,08	4,20	6,05
16	Туф цеолитизированный	2298/2		58,16	0,15	15,81	4,05	5,39
17	Глинисто-кремнистый туффит (III ₅)	2249/3		78,40	0,07	10,44	1,03	1,22
18	Вулканическая брекчия (цемент)	2022/г		62,10	0,52	14,46	3,66	2,96
19	Вулканическая брекчия (обломки)	2022/в 2022/д 2022/а		64,73 61,70 61,02	0,37 0,44 0,29	14,22 14,39 17,10	2,67 3,01 3,07	1,96 1,72 1,70
20	Туф трахитов скрещившийся	2149	Учирская	61,47	0,61	14,66	3,30	2,63
21	То же	2149/1а		60,80	0,25	17,42	2,64	2,81
22	"	2150		60,95	0,50	17,05	3,09	1,74
23	Туф трахибазальтов	2046/4		45,08	0,29	18,33	5,81	3,97
24	Туф андезит-базальтов мелкообломочный	2080/2		54,44	0,16	10,88	3,17	3,74

Анализы выполнены в химической лаборатории СахКНИИ. Аналитики: Воронова Л.Г., Зорин М.Н.

Пуддинговые текстуры обусловлены частым присутствием в горизонтах мелкообломочных, крупнообломочных, а иногда и тонкообломочных туфов остроугольных обломков подстилающих отложений (обычно алевро-пелитовых туфов) или рассеянной хорошо окатанной гальки эфузивов.

Сортировка пирокластического материала в туфах хорошая и средняя, в случае присутствия многочисленных включений — слабая.

Среди туффитов по гранулометрическому составу выделяются мелкообломочные, тонкообломочные и редко встречающиеся крупнообломочные разновидности.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ.}	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
0,01	5,62	10,48	4,53	0,09	—	—	1,38	6,54	99,58
0,06	4,51	13,05	2,80	0,12	0,44	0,03	0,57	6,54	100,19
0,14	5,37	12,10	2,48	0,10	0,51	—	1,09	1,65	100,19
0,28	1,84	10,86	4,37	1,30	0,10	0,03	0,16	3,58	99,55
0,36	6,52	8,05	5,00	0,64	0,06	—	1,30	3,85	100,61
0,03	2,72	4,23	1,81	2,84	0,10	—	2,23	6,56	99,50
0,01	6,58	11,69	1,34	0,01	—	—	1,86	6,93	99,52
0,15	1,79	3,13	2,18	1,96	0,16	—	1,46	5,04	99,54
0,01	2,63	3,54	2,20	0,72	0,02	—	1,11	5,67	99,56
0,02	4,09	4,97	0,84	4,46	0,20	—	2,41	8,54	100,50
0,02	2,25	6,41	2,47	0,19	0,01	—	0,85	6,33	99,91
0,01	5,37	3,16	1,54	3,04	—	—	2,27	2,22	99,54
0,01	1,70	1,43	4,70	5,01	0,17	0,05	0,86	4,05	99,52
0,01	4,71	8,92	5,40	0,08	—	—	0,20	6,15	100,13
0,15	7,68	17,81	1,67	1,88	0,14	—	1,09	15,40	99,68
0,01	3,60	3,90	3,89	0,45	—	0,01	0,59	4,21	100,22
0,05	0,37	0,84	3,31	2,55	0,04	0,05	0,20	1,80	100,37
0,10	2,36	3,72	4,72	4,89	0,18	0,32	0,15	0,18	100,32
0,12	1,11	2,58	5,82	4,71	0,16	0,04	0,21	1,35	100,05
0,14	2,26	2,85	5,96	4,99	0,14	0,06	0,68	1,71	100,47
0,09	1,67	4,03	6,56	3,69	0,10	0,04	—	0,98	100,34
0,14	2,09	1,95	5,76	5,60	0,81	0,51	0,15	0,84	100,52
0,18	1,61	1,67	5,47	4,82	0,39	0,03	0,52	1,48	100,09
0,18	1,76	2,35	5,58	4,82	0,19	0,29	0,80	1,30	100,60
0,15	5,41	6,02	5,39	2,24	0,16	0,38	1,06	6,05	100,34
—	7,54	3,93	2,26	1,27	0,14	—	4,03	8,01	99,57

Пинчук Л.Г., Слащева А.И.

Туффиты с цеолитовым цементом отмечены в составе учирской и нерпиченской свит. От туфов аналогичного состава они отличаются примесью от 10 до 50% вулкано-терригенного, терригенного или хемогенного материала.

Туффиты с карбонатным цементом отмечены в составе заслоновской и турковской свит. Состоят они из осколков плагиоклазов (андезин № 45), обломков эфузивов среднего и кислого состава — 3%, витрокластов (шлаков) — до 20%. В качестве примеси отмечены зерна кварца — до 2–3%, обломки яшм — до 2%.

интрузивных пород – до 1%, единичные зерна биотита и эпидота. Цемент – поровый, пелитоморфный или тонкозернистый, карбонатный.

Туффиты с кремнистым и глинистым цементом наиболее широко распространены в составе Рымникской и Березовской серий. Отдельные пласты и линзы их отмечены в составе Нерпиценской, Учирской, Заслоновской и Туровской свит.

Туффиты с глинистым цементом состоят из осколков плагиоклазов – 25–56%, пироксенов – до 10%, иногда с примесью пепловых частиц до 10%, рудных минералов – до 5–10%, скрепленных гидрослюдой – до 25–50%, хлоритом – до 20–25%, с примесью халцедона – до 5%.

Туффиты с кремнистым цементом состоят из осколков полевых шпатов – 25–55%, вулканического пепла – до 30%, опала–халцедона (в т.ч. и скелетов радиолярий) – 20–25%, иногда тонкораспыленного гематита – до 10%. В качестве примеси отмечены хлорит и гидрослюда до 5%. Некоторые из них содержат углефицированный растительный детрит до 20%, сгруппированный в микрослойки угля.

Туффиты с кремнисто-глинистым цементом состоят из осколков полевых шпатов – 30–55% и пироксенов – до 10% или пепловых частиц – 40–60%, скрепленных опалом, халцедоном – 5–35%, гидрослюдой – до 25% и хлоритом до 15%. В некоторых разновидностях присутствуют тонкораспыленный гематит и скелеты радиолярий – до 15%.

Для туффитов, как и для туфов, характерны макро- и микрослоистые и пуддинговые текстуры. Вторичные минералы в них представлены кварцем, кальцитом, хлоритом, цеолитом и анальцином (прожилки).

Сведения о химическом составе туфов и туффитов приведены в табл. 8.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы наиболее широко распространены в верхней половине верхнемелового разреза. В рассматриваемом районе они представлены обломочными, глинистыми, кремнистыми и карбонатными породами.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Среди них встречаются глыбовые брекчи, конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. По источнику кластического материала все обломочные породы нами подразделяются на терригенные, вулканомиктовые и смешанные: терригенно-вулканомиктовые, вулканомиктово-терригенные, туфогенные терригенные и вулканомиктовые. Вулканомиктовые и терригенные породы сложены соответствующими обломками более чем на 90%. Смешанные разности содержат более 10% примесей, при этом в туфогенных породах примесь пирокластического материала не превышает 50%. Вулканомиктовые породы образуются при разрушении вулканических построек, по времени образования синхронных осадконакоплению, а также при обработке в водной среде пирокластического материала. Учет вулканомиктового материала и изучение вулканомиктовых пород (особенно грубообломочных) имеет важное значение, так как позволяет восстановить время и место существования вулканических островов, являющихся довольно важным фактором в мобилизации вещества вулканогенно-осадочных формаций.

В качестве основы для подразделения обломочных пород по гранулометрическому составу нами принятая классификация, разработанная Л.Б. Рухиным (1969). Эта классификация более чем другие существующие (например, десятичная и т.д.) соответствует естественной группировке частиц с точки зрения гидродинамических условий их отложения. За границу между глинистыми и алевритовыми частицами нами принят поперечник 0,01 мм (Викулова, 1957). Выбор этого поперечника обусловлен более крупными по сравнению с первичным осадком размерами глинистых минералов в породах, прошедших стадии диагенеза и катагенеза.

В изученном районе среди обломочных пород широко распространены контрастно-фракционные породы или породы с пуддинговыми структурами. Эти породы выделены нами в самостоятельный структурный тип.

Пуддинговыми породами (пуддинговыми песчаниками, алевролитами или аргиллитами) мы называем породы, содержащие 5–50% дресвы и щебня (I структурный подтип) или гравия и гальки (II структурный подтип). При увеличении содержания включений более 50% породу следует называть дресвойной брекчией, гравелитом, брекчией, конгломератом или турбидитом (имея в виду, что данная порода является образованием мутьевого потока). Для турбидитов и пуддинговых песчаников I подтипа характерна градационная слоистость, выраженная в постепенном уменьшении размеров включений от почвы пласта к кровле.

Глыбовые брекчи отмечены в составе учирской свиты. Залегают они в виде линз и неправильной формы тел, перекрывая обычно наземные лавовые потоки, и по латерали быстро замещаются аргиллитами или алевролитами. Мощность отдельных линз достигает 15–50 м.

По источнику обломочного материала выделяются глыбовые брекчи вулканомиктовые и терригенно-вулканомиктовые. Состоят они обычно из глыб и крупных блоков (от 0,7–1,0 × 2,5–3,0 м до 5 × 10 м в поперечнике) подстилающих отложений. Заполняющее вещество представлено алевритовым или песчаным вулканомиктовым материалом с рассеянными валунами (0,2–0,6 м) и хорошо окатанной галькой изверженных пород. Состав обломочного материала глыбовых брекций и условия залегания свидетельствуют об образовании их при разрушении вулканических островов с крутыми обрывистыми берегами.

Конгломераты весьма неравномерно распространены среди верхнемеловых отложений района. Наиболее мощные и грубообломочные их толщи присутствуют в нерпиченской, учирской и туровской свитах котиковской серии (рис. 3, табл. 9). В составе рымникской и березовской серий грубообломочные породы встречаются исключительно редко. Здесь можно лишь отметить крупные линзы валунных и галечных конгломератов суммарной мощностью до 130 м, залегающие в районе р. Герань в основании березовской серии.

По преобладающим размерам обломков среди верхнемеловых конгломератов выделяются мелко-, средне- и крупногалечные, реже валунно-галечные и валунные разности. Обычно в выделенных типах присутствует рассеянная галька смежных по размерности групп, иногда довольно много гравия или мелких валунов и глыб. Часто в основании конгломераты содержат щебень и глыбы подстилающих отложений, свидетельствующие об их кратковременном размыве. В отдельных случаях количество остроугольных обломков так велико, что конгломерат к почве постепенно переходит в конгломерато-брекчию или брекцию. Мощности пластов конгломератов приведены в табл. 9. Определены они по упрощенному методу, рекомендованному для прочно сцепленных конгломератов Ю.П. Ивенсеном, В.И. Левиным, С.В. Нужновым (1969) и Л.Б. Рухиным (1969).

Текстурные особенности конгломератов определяются неравномерной сгруженностю обломочного материала, изменением размеров окатышей от почвы пласта к кровле, формами их скопления, слоистостью в цементе, наличием размывов. Для верхнемеловых конгломератов, согласно классификации Л.Н. Ботвинкиной (1965), характерны горизонтально-слоистая, градационная, линзовидно-волнисто-слоистая, волнисто-слоистая сложная, косослоистая пологая или крупная пачечная текстуры. Наиболее распространена градационная текстура, обусловленная постепенным уменьшением размеров окатышей от почвы пласта к кровле. Конгломераты с градационной текстурой, чередуясь с другими типами пород, образуют ритмично-слоистые толщи мощностью до 1500 м (учирская свита).

Петрографический состав обломков в конгломератах довольно пестрый. Обычно преобладают обломки разнообразных эфузивных, жильных, интрузивных, пирокластических или кремнистых пород с подчиненным количеством обломочных и реже карбонатных пород (рис. 3).

Эфузивные породы в обломках представлены базальтами, палеобазальтами, палеотрахибазальтами, трахидолеритами, спилитами, андезитами, палеоандезитами, па-

Таблица 9

Основные признаки конгломератов

Серия	Рымникская	Котиковская	
Свита	ракитинская	нерпиченская	учирская
Количество точек наблюдения	3	7	7
Среднее содержание грубообломочного материала, в объемных %	Вулканомиктовый – 100	Вулканомиктовый – 60, терригенный – 40	Вулканомиктовый – 85, терригенный – 15
Сортировка	Средняя	Слабая, средняя и хорошая	Слабая, средняя и хорошая
Пределы колебаний средней степени окатанности обломков, %	50–57,6	60–80	56–87,5
Количество цемента, %	20–40	20–50	20–50
Состав цемента	Туф, вулканомиктовый песчаник с хлоритовым и карбонатным цементом	Туффит, алевролит с гидрослюдистым цементом	Туф, гравелит, песчаник туфогенний или вулканомиктовый с цеолитовым цементом
Органические остатки	—	—	Фрагменты иноцерамов, гастроподы, брахиоподы
Мощность платов, м	0,5–2,5	0,5–2,5	1,5–5,0
Текстура	Горизонтально-слоистая, слоеватая, линзовидно-волнисто-слоистая, косо-слоистая, волнисто-слоистая, сложная		
Комплекс сопутствующих пород	Мелкогалечные конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники с галькой	Туффиты, туфы, песчаники разнозернистые с галькой, флишоидно переслаивающиеся алевролиты и песчаники	Гравелиты, разнозернистые песчаники с галькой
Происхождение	Прибрежно-морское		

При меч ани е. Прочерк означает, что органические остатки не обнаружены.

леотрахиандезитами, палеотрахитами, альбитофирами, палеодадцитами, палеориолитами, кварцодержащими и кварцевыми альбитофирами. Минералогические и структурные особенности их аналогичны коренным эфузивным породам.

Инtrузивные и жильные породы в обломках конгломератов представлены габбро-монцонитами, монцонит-порфирами, щелочными кварцевыми сиенитами, кварцодержащими и кварцевыми альбититами, щелочными кварцевыми сиенит-порфирами, сиенит-аплитами, кварцодержащими сиенит-аплитами и плагиогранитами. Поскольку многие из перечисленных пород отмечены в обломках конгломератов впервые, описываются они более подробно.

Габбро-монцониты — лейкократовые полнокристаллические породы массивного сложения с гипидиоморфнозернистой, участками криптовой, структурой; состоят из призматических и таблитчатых зональных кристаллов кислого лабрадора — 70%, моноклинного пироксена — 15%, калиевого полевого шпата — 5%, кварца — 2%, магнетита, апатита и титанита — 8%. Калиевый полевой шпат наблюдается в каемках около крупных кристаллов плагиоклаза или в микропегматитовых срастаниях с кварцем.

Монцонит-порфиры — светло-серые и серые лейкократовые породы с криптовой структурой и полнокристаллической гипидиоморфнозернистой основной массой. Во вкраплениниках кислый лабрадор — 70–80%, моноклинный пироксен — 3–7%, единичные зерна синтагматита, крупные кристаллы апатита и магнетита. Основная масса сос-

Котиковская			Березовская
заслоновская	туровская	ольдонская	
2	5	3	5
Терригенный – 80, вулканомиктовый – 20	Вулканомиктовый – 70, терригенный – 30	Вулканомиктовый – 50, терригенный – 50	Вулканомиктовый – 70, терригенный – 30
Средняя 80	Очень слабая, средняя, и хорошая 75–77	Очень слабая, хорошая 77,5–83	Очень слабая, слабая, средняя 37,5–80,5
40	15–40	15–50	20–40
Гравелит, грубозернистый песчаник с карбонатным цементом	Гравелит, разнозернистый песчаник с карбонатным цементом	Песчаник с карбонатным или гидрослюдистым цементом, алевролит, аргиллит	Туф, туфогравелит, песчаник, алевролит
—	Аммониты, фрагменты иноцерамов	—	Фрагменты иноцерамов
0,5–20	0,5–15	от 0,1–0,3 от 10–40	5–50
Горизонтально-слоистая неотчетливая, волнисто-слоистая	Горизонтально-слоистая неотчетливая, волнисто-слоистая, неоднородная	Косослоистая, горизонтально-слоистая с неравномерной сгущенностью обломков	Слоеватая, косослоистая, крупная пачечная, горизонтально-слоистая, неоднородная
Гравелиты, песчаники, алевролиты	Гравелиты, песчаники разнозернистые с галькой, гравием и остроугольными обломками, угли	Песчаники, алевролиты и аргиллиты флишоидного-переслаивающиеся	Гравелиты, песчаники с галькой и валунами, кремнистые туффиты, эфузивы, алевролиты
	Прибрежно-морское, лагунное, континентальное		Прибрежно-морское, морское

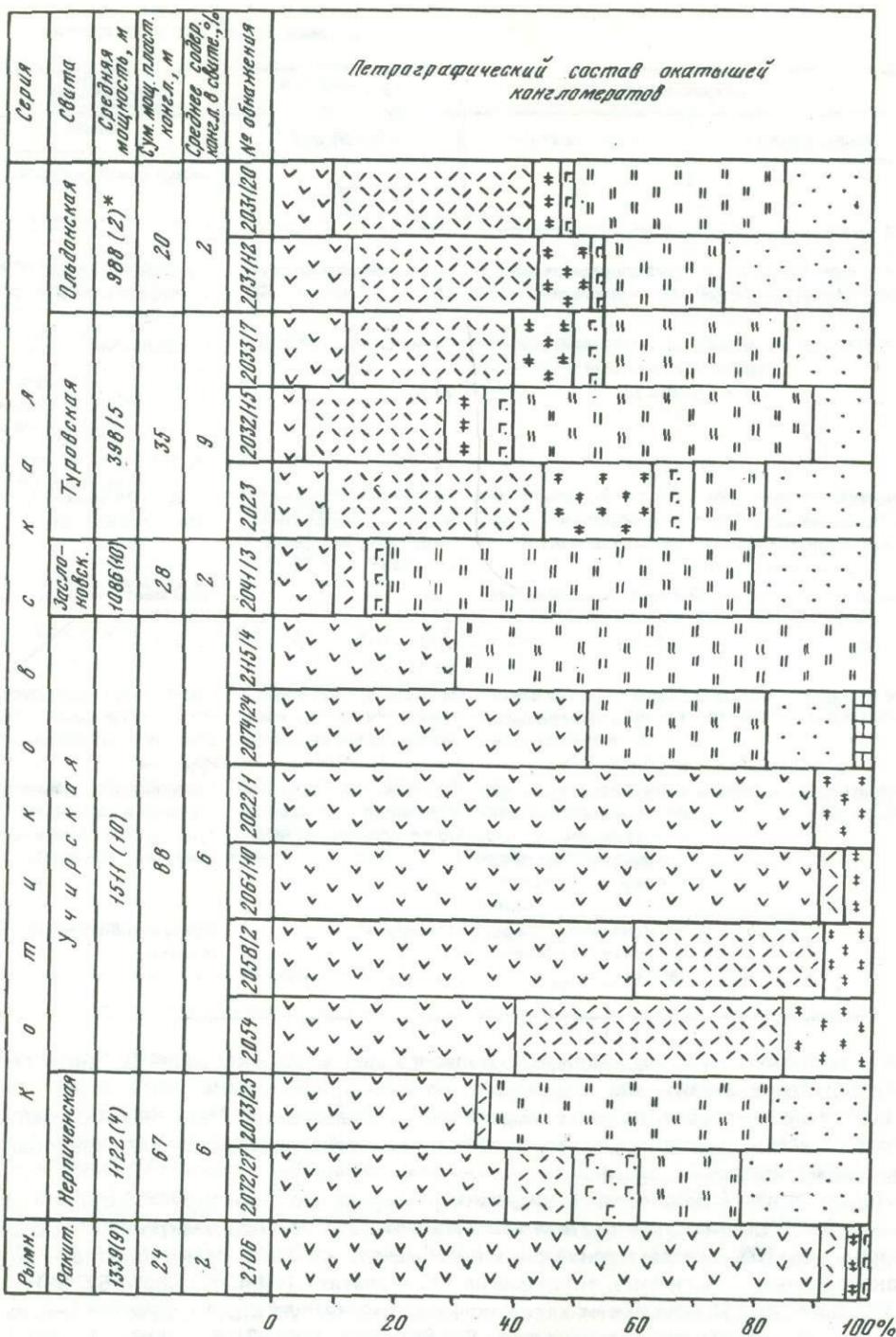
тоит из плагиоклаза – 10%, калиевого полевого шпата – 5%, кварца – 2%, хлорита, магнетита, титана и апатита.

Щелочные кварцевые сиениты (нордмаркиты, Заварицкий, 1961) – лейкохратовые породы массивного сложения. По составу и структуре выделяются две разновидности нордмаркитов.

Нордмаркиты I типа имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из андезина – 5–35%, пятнистого пертита или антипертита – 25–78%, микролина – до 25%, кварца – 3–10%, светло-зеленой роговой обманки – 4–10%, редко биотита – до 2% и акцессорных – магнетита, титаномагнетита и апатита (табл. XV, фото 57, 58).

Нордмаркиты II типа имеют аллотриоморфнозернистую структуру и состоят из микролина, пертита или антипертита – 87–88%, биотита – 3–4%, кварца – 6–7%, титанита, магнетита и апатита. Для этих пород весьма характерны микропегматитовые сростания кварца и ортоклаза.

Кварцодержащие и кварцевые альбититы – лейкохратовые порфириовидные или равномерно-зернистые породы массивного или такситового сложения, с микрографитовой или аллотриоморфнозернистой структурой. Состоят из альбита – 61–83%, кварца – 8–25%, псевдоморфоз хлорита – до 7%, иногда с незначительной примесью пертита – до 10% или биотита – до 1% и акцессорных – титаномагнетита, титанита и апатита (табл. XVI, фото 61).



Р и с. 3. Петрографический состав и содержание конгломератов в верхнемеловом разрезе

I – юго-восточный район; II – северо-западный район

Юго-восточный район, II — Северо-западный район

Породы: 1 — основные и средние эфузивы; 2 — кислые эфузивы; 3 — интрузивные породы; 4 — туфы; 5 — кремнистые породы; 6 — песчаники и алевролиты; 7 — известняки

* Количество разрезов, включенных в подсчет.

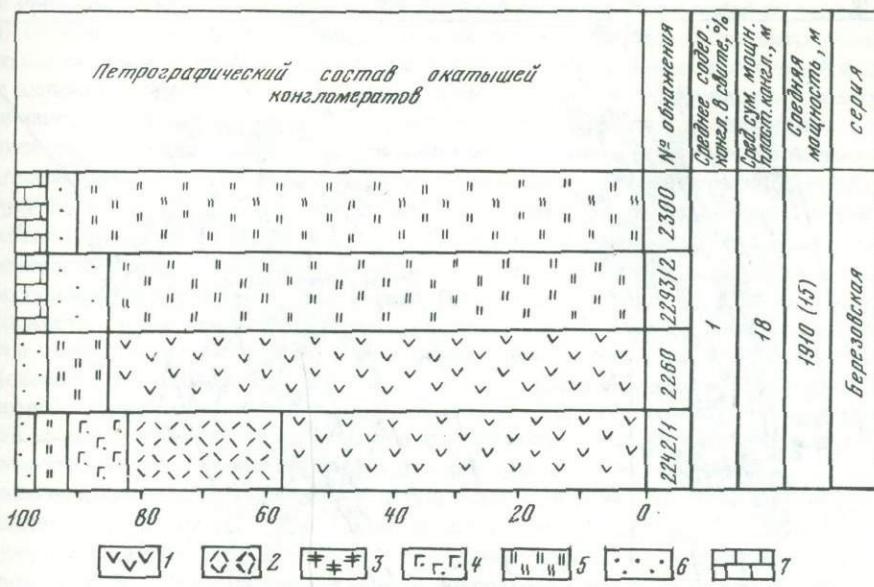


Рис. 3. (окончание)

Щелочные кварцевые сиенит-порфиры — порфировидные породы такситового сложения. Во вкрапленниках альбит — 10–15%. Основная масса состоит из калиевого шпата — 50–65%, биотита — 4–10%, кварца — 10%, хлорита — 2–3%, иногда с примесью альбита — до 15% и пироксена — до 1%. Наблюдается чередование полос с аллотриоморфнозернистой и бостонитовой структурами основной массы.

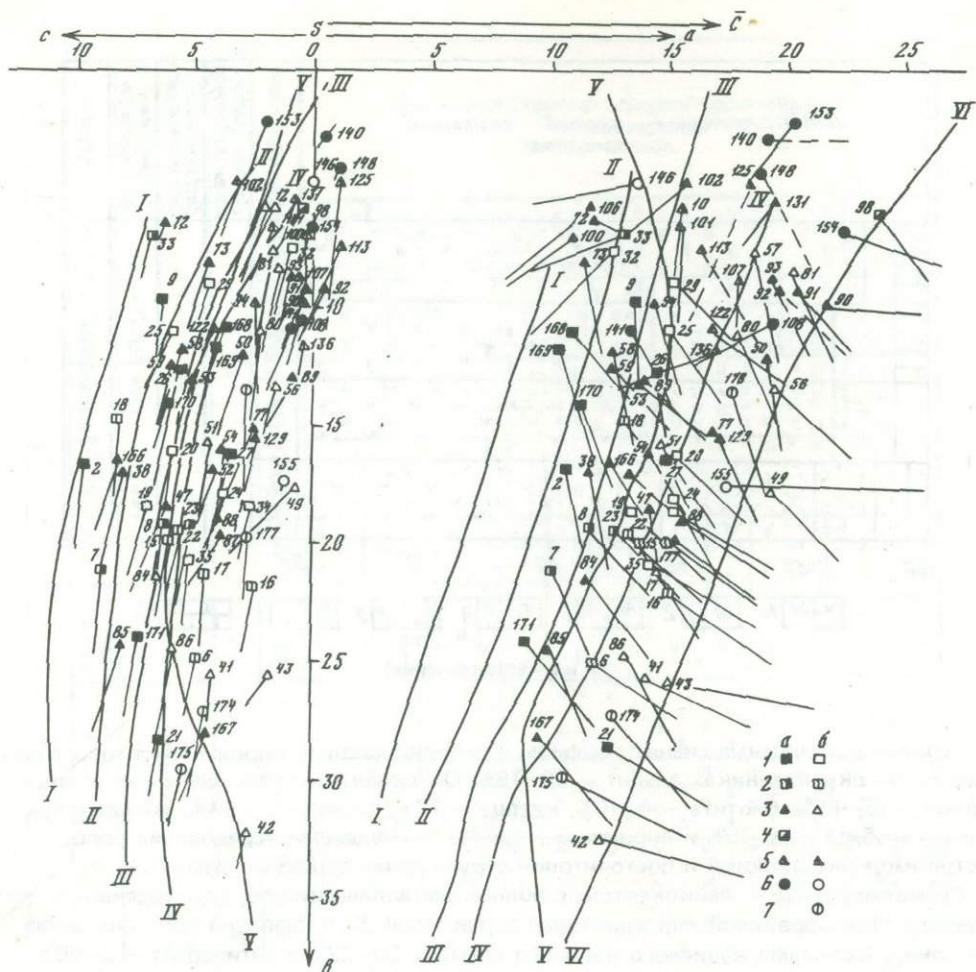
Сиенит-порфиры — лейкоократовые полнокристаллические породы массивного сложения с порфировидной или криптовой структурой. Во вкрапленниках олигоклаз-андезин с каемками калиевого полевого шпата — 30–32% и антипертит — 3–60%. Бостонитовая, оксиофитовая или апооксиофитовая основная масса состоит из калиевого полевого шпата 5–35%, олигоклаза — до 12%, кварца — 1–5%, светло-зеленой роговой обманки — до 2%, хлорита, пумпеллиита — 1–4% и акцессорных — магнетита, титанита и апатита (табл. XVI, фото 60).

Сиенит-аплиты — лейкоократовые массивного сложения породы с гломеропорфировой структурой. Во вкрапленниках редкие призмы пелитизированного альбита и гломерофировые скопления ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата. Аллотриоморфнозернистая основная масса имеет тот же состав с примесью магнетита и лейкоксена — до 1%.

Кварцодержащие сиенит-аплиты в отличие от вышеописанных пород содержат до 15% кварца. В полосчатых разновидностях наблюдается чередование полосок хлорит-кварц-микроклинового состава с микропегматитовой структурой и существенно микроклинового состава с аллотриоморфнозернистой структурой (табл. XVI, фото 59).

Плагиограниты — серовато-белевые с розовым оттенком породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из андезина — 33%, кварца — 30%, калиевого полевого шпата — 15%, альбита — 15%, биотита — 5%, светло-зеленой роговой обманки — 1%, титанита и магнетита. Вторичные — хлорит, серицит, пелит. Плагиоклазы окружены альбитовыми реакционными каймами, сменяющимися межзерновыми каймами из микроклина. Порядок идиоморфизма следующий: магнетит, титанит, андезин, роговая обманка, биотит, кварц, микроклин.

Петрохимический состав изверженных пород, отмеченных в обломках конгломератов, иллюстрируется химическими анализами (табл. 10), числовыми характеристиками, вычисленными по методу А.Н. Заварицкого (рис. 4), и дополнительными коэффициентами Д.С. Штейнберга (1964, рис. 6).



Р и с. 4. Диаграмма А.Н. Заварцкого химических составов обломков изверженных пород из верхнемеловых конгломератов

Составы пород из свит: 1а, б — ракитинской; 2а, б — нерпиченской; 3а, б — учирский; 4а — заслоновской; 5а, б — туровской; 6а, б — ольдонской; 7б — березовской серии; а — неизмененные и слабо измененные породы, б — пропилитизированные эфузивы, спилиты, альбитофирь. Вариационные линии ассоциаций пород: I — Пеле; II — Лассен-Пик; III — Сан-Франциско; IV — Этна; V — Йеллоустонский парк; VI — Марос-Хайден. Номера фигуративных точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам химических анализов в табл. 10

Рассматриваемые породы характеризуются низкими содержаниями железа в пересчете на закись (< 9% или 9–11%), окиси титана, окиси магния и калия. Все это в целом находится в хорошем соответствии с вышеизложенными особенностями минерального состава их. Повышенное содержание в породах окиси натрия объясняется двумя причинами: в неизмененных породах связано с высоким содержанием плагиоклаза, в составе которого преобладают альбит, в пропилитизированных разностях – является следствием альбитизации. Изучение содержания окиси калия в свежих или слабоизмененных породах (при отсутствии гидрослюд и цеолитов) свидетельствует о первичном его происхождении (калиевые полевые шпаты, перитты, антиперитты, микропегматиты, ортоклазовые оболочки, изоморфная примесь в плагиоклазах, присутствие в стекле).

Важные петрохимические особенности пород выявляются на диаграмме А.Н. Заварницкого (рис. 4). В правой части диаграммы основная масса фигуративных точек, соответствующих свежим или слабо измененным породам основного и среднего состава ($b = 15-35$), концентрируется вблизи вариационных кривых типа Йеллоустонс-

кий парк и Сан-Франциско, представляющих ассоциации пород повышенной щелочности известково-щелочной серии. В области кислых и частично средних пород ($b=2$, 5–15) на плоскости asb часть фигуративных точек продолжает концентрироваться около вариационной линии типа Сан-Франциско или отклоняется в сторону ассоциаций более щелочных пород типа Этна и Марос-Хайвуд. При этом наблюдается резкое снижение известковистости пород, что выражается в расположении на плоскости csb фигуративных точек вблизи линии sb или при составах, пересыщенных щелочами, за этой линией на плоскости asb . Расположение второй части фигуративных точек фиксирует типичное для ассоциации пород собственно Йеллоустонского парка отклонение, при котором насыщение кремнеземом происходит с сохранением или незначительным снижением щелочности (а в нашем случае – и известковистости) пород, что сближает ее с ассоциацией пород типа Пеле и Лассен-Пик. Положение дополнительных векторов на плоскости csb указывает на увеличение от основных пород к кислым содержания калия в щелочных алюмосиликатах. Умеренный наклон векторов вправо на плоскости asb (свежие породы) свидетельствует о значительном участии в составе фемических минералов, наряду с железом и магнием, кальция. Вертикальное положение вектора на этой плоскости или отклонение его влево объясняется пересыщенностью пород глиноземом, что часто связано с пелитизацией щелочных полевых шпатов.

Графическое изображение горных пород на диаграмме Д.С. Штейнберга (1964) позволяет сравнить их по степени известковистости (α), цветовому индексу (b) и избыtkу кремнезема (Q) со средними составами свежих и слабо измененных пород по Дэли (рис. 5). Нами использована эта диаграмма для количественной оценки и наглядного изображения распространенности установленных групп пород по свидетельствам с учетом степени их изменения. На диаграмме отчетливо проявляется приуроченность основных и средних пород к основанию верхнемелового разреза, а наиболее кислых – к верхней его части. Наблюдаемые отклонения являются, очевидно, следствием сложной, многофазной дифференциации магмы, формировавшей породы, подвергавшиеся в дальнейшем разрушению.

Как видно на диаграмме, изменение пород приводит к смещению фигуративных точек вниз и влево примерно параллельно изолиниям " b ", что соответствует выносу полевошпатовой извести при одновременном возрастании недосыщенности их кремнеземом без существенных изменений в химическом составе меланократовой части пород. Сущность происходящих изменений в следующем. Как показывают элементарные расчеты (Штейнберг, 1964, с. 83), переход аортита в альбит должен вызывать значительные изменения в составе пород, так как при этом выносится глиноземом и окись кальция и привносится кремнезем и окись натрия. Сохранение содержания глинозема и кремнезема в породах возможно только при одновременном замещении стекла или железисто-магнезиальных силикатов хлоритом и эпидотом (пумпеллиитом), в которых связывается Ca и Mg силикатов с избытком глинозема (полевошпатового и стекла). В то же время высвободившийся кремнезем компенсирует потребность в нем при полной альбитизации плагиоклазов. Часть избыточного Ca и Mg выделяется в виде карбонатов, а титан железисто-магнезиальных силикатов – в виде титанита или лейкоксена. Таким образом, при описанных процессах привносится только натрий.

Альбитизация плагиоклазов в кислых породах вызывает незначительные изменения в химическом составе – фигуративные точки кварцодержащих и кварцевых альбитофиров не выходят из области распространения пород, за счет изменения которых они, очевидно, произошли. Лейкократовый состав пород приводит к тому, что кальций и только часть глинозема связываются в хлорите и пумпеллиите, развивающихся по стеклу и железисто-магнезиальным силикатам. Избыток глинозема наблюдается виде тонкого агрегата глинистых минералов, загрязняющих кристаллы альбита (для базальтов и андезитов характерно развитие псевдоморфоз водяно-прозрачного альбита). В свете изложенных материалов спилитизация выступает как частный случай описанной пропилитизации пород в наиболее законченном ее виде и развивается в условиях неограниченного привноса натрия. Этот же вывод следует из рассмотрения диаграммы (рис. 5).

Приведенная выше петрографо-минералогическая и петрохимическая характеристика изверженных пород, отмеченных в обломках конгломератов, определяет отноше-

Таблица 10

Петрохимический состав обломков изверженных пород, встречающихся в осадочных отложениях

Стратиграфическая приуроченность	Ракитинская свита							
	№ образца	2099-4г	2092-1а	2106-6	2106-ж	2106-г	2105-1в	2105-16
№ на диаграмме (рис. 4)	20	21	25	26	29	24	27	9
SiO ₂	51,50	43,06	55,33	56,31	60,99	54,74	57,01	59,29
TiO ₂	0,52	0,47	0,20	0,24	0,10	0,55	0,51	0,15
Al ₂ O ₃	19,11	15,89	18,71	18,45	17,38	16,75	16,18	18,88
Fe ₂ O ₃	2,48	7,12	2,95	3,55	3,59	4,39	4,21	3,45
FeO	3,82	2,05	3,45	3,81	1,36	4,18	4,31	2,67
MnO	0,22	0,48	0,15	0,16	0,06	0,11	0,08	0,09
MgO	2,60	3,80	1,93	2,65	1,17	3,70	3,47	2,00
CaO	8,39	13,46	6,43	4,99	5,26	6,17	5,06	5,22
Na ₂ O	5,39	3,85	4,56	4,91	5,39	5,54	5,49	5,36
K ₂ O	1,70	1,28	2,63	2,05	1,95	2,04	1,94	0,78
H ₂ O	0,34	0,32	0,65	0,46	0,37	0,45	0,44	0,28
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,55	0,18	0,21	0,20	0,06	0,35
S	0,10	0,04	0,05	0,19	0,08	0,14	0,06	0,11
П.п.п.	3,42	7,65	2,11	1,99	2,15	1,51	1,50	1,07
Сумма	99,74	99,57	99,70	99,94	100,06	100,47	100,32	99,70
Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому								
a	15,2	12,5	15,0	14,5	15,2	15,1	14,9	13,5
c	5,9	6,5	6,0	5,7	4,4	3,8	3,5	6,4
b	16,1	28,4	10,9	12,6	8,9	18,0	16,3	9,7
s	62,8	52,6	68,1	67,2	71,5	63,1	65,3	70,4
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	39,8	32,7	45,9	57,4	52,4	43,9	47,3	61,0
m'	29,4	24,7	31,8	37,5	23,0	35,1	35,9	36,8
c'	30,8	42,6	22,3	5,1	24,6	21,0	16,7	2,2
n	82,8	81,8	76,2	78,2	80,5	80,9	81,7	90,5
φ	14,4	23,1	12,2	26,1	36,5	21,4	22,2	32,4
t	0,6	0,8	0,3	0,3	0,1	0,7	0,5	0,2
Q	-10,7	-16,3	0,2	-0,3	8,2	-7,8	10,2	7,4
a/c	2,6	1,9	2,5	2,5	3,4	4,0	4,3	2,1
Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга								
a	28,0	34,2	28,6	28,2	22,4	20,1	19,0	32,1
b'	—	—	—	—	—	—	—	—
f	—	—	—	—	—	—	—	—
Q	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Места отбора образцов: 2099/4г; 2092/1а; 2099/4д – побережье Охотского моря между устьями рек Кривуля и Нерпичья; 2106/6, ж, г; 2105/в, 1б, 1а, 1г; 2105/2в – побережье Охотского моря между устьями рек Кривуля и Синдокан; 2072/12, 19г, 27в, 28е, 28д; 2073/24г, 25б – побережье Охотского моря севернее устья р. Нерпичья; 2074/12, 13 – побережье Охотского моря между устьем р. Нерпичья и м. Шельтинга; 2022/1г, 1б, 1в, 1а – р. Каменушка; 2045/10, 7; 2058/2у, 2л, 2к, 2е; 2059/1; 2061/10в; 2057/11е; 2054/3, 1, 2 – побережье Охотского моря между мысами Гвоздева и Беллинсгаузена; 2041/3и – м. Гвоздева; 2068 – р. Суришка; 2033/1, 15л, 15ж, 15з, 15е – устье р. Котикова; 2038/3в, 3а – р. Тер-

Ракитинская свита

Нерпиченская свита

2105-1а	2105-1г	2099-4д	2072-12	2072-19г	2072-27в	2072-	2072-28е
34	32	35	6	7	15	16	22
54,72	73,45	49,04	48,86	43,52	50,10	51,72	52,10
0,40	0,16	0,75	0,56	0,60	0,32	0,73	0,58
14,69	13,46	17,36	14,82	19,26	18,28	14,47	16,98
3,74	0,50	2,35	5,99	4,16	4,60	4,8	4,71
3,40	1,98	3,80	4,28	5,27	4,65	3,28	3,73
0,08	0,03	0,13	0,12	0,15	0,10	0,19	0,09
2,46	1,69	2,98	3,44	4,24	3,70	2,46	3,13
8,26	0,71	11,15	10,94	9,43	8,18	10,13	9,26
5,58	4,81	5,46	4,10	3,94	5,22	5,66	5,12
1,71	2,00	1,02	1,42	0,46	1,01	1,47	1,20
0,28	0,31	0,36	0,50	0,76	0,49	0,16	0,11
0,04	0,04	0,07	0,10	0,12	0,12	0,10	0,21
0,02	0,14	0,03	0,03	0,02	сл	0,03	0,15
4,14	1,22	5,62	4,35	3,40	2,83	4,30	2,86
99,54	100,50	100,12	99,51	100,15	99,60	99,50	100,23

Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому

15,1	12,6	14,3	11,8	10,1	13,7	14,9	13,3
2,6	0,9	5,2	4,8	8,9	6,1	2,4	5,6
18,5	7,6	20,8	24,9	20,6	19,9	21,9	19,6
63,8	78,9	59,7	58,5	60,4	60,3	60,8	61,5
—	35,6	—	—	—	—	—	—
35,5	28,8	30,6	39,0	45,5	44,8	34,6	39,3
23,0	35,6	25,3	23,9	37,6	33,2	29,4	27,5
41,5	—	44,1	37,1	16,9	22,0	46,0	33,2
83,3	79,6	88,8	81,4	92,6	88,4	85,0	86,3
17,3	5,1	9,7	21,7	18,6	20,9	19,1	20,7
0,5	0,2	1,1	0,9	1,0	0,5	1,0	0,8
-4,1	31,7	-14,9	-1,6	-8,3	-12,9	-10,6	-9,2
5,8	14,0	2,8	2,5	1,1	2,2	6,2	2,4

Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга

14,7	6,7	26,7	28,9	46,8	30,8	13,9	29,6
—	4,9	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	34,4	—	—	—	—	—	—

новка; 2023/10а, 7б, 7в — м. Давыдова; 2031/20д, 12в, 12г, 12д, 20б, 12н — озеро Щучье — оз. Балатон; 2260/Зе, 3д, 3в, 3б — р. Озерная; 2242/1д, 1г, 1б, 1в — р. Герань; 2105/2г (2), 2106в (19) — палеобазальты, устье р. Кривуля; 2133/1в (167) — базальт, р. Клязьма; 2074/12д (42); 2072/19в (8) — палеобазальты, устье р. Нерпичья — м. Шельтинга; 2050 (54) — андезит, м. Минский — м. Беллинсгаузена; 2111/16 (33) — палеориолит, р. Кривуля; 2032/14п (129) — сиенит-аплит, пос. Костиково; 2031/12е (140) — кварцевый палеотрахит, оз. Щучье — оз. Балатон.

Анализы выполнены в СахКНИИ. Аналитики: Воронова Л.Г., Зорин М.Н., Надова-Пинчук Л.Г., Слащева А.И.

Таблица 10 (продолжение)

Стратиграфическая приуроченность	Нерпиченская свита			Учирская свита			
	2072-28д	2073-24г	2073-25б	2074-12	2022-1г	2133-16	2045-10
№ образца	23	17	18	38	84	166	47
№ на диаграмме (рис. 4)							
SiO ₂	52,76	49,46	51,65	51,77	51,23	51,05	50,75
TiO ₂	0,78	0,74	0,23	0,79	0,79	0,35	0,31
Al ₂ O ₃	16,60	16,82	20,27	18,48	17,92	20,03	18,83
Fe ₂ O ₃	4,92	5,50	3,37	3,05	5,07	4,14	7,89
FeO	4,42	5,05	2,62	4,81	3,98	3,88	3,34
MnO	0,09	0,12	0,03	0,08	0,12	0,23	0,13
MgO	3,17	3,83	3,83	4,24	4,23	2,48	3,78
CaO	8,23	6,80	9,25	6,81	9,75	8,79	5,58
Na ₂ O	4,73	5,94	5,12	4,07	3,92	4,04	4,34
K ₂ O	1,35	0,70	0,58	1,28	1,89	1,94	2,72
H ₂ O	0,31	0,58	1,13	1,38	0,43	0,21	0,75
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,16	0,06	0,12	0,33	0,37
S	0,03	0,01	0,04	0,02	0,23	0,08	0,08
П.п.п.	2,01	4,31	2,29	2,76	0,59	1,85	1,89
С у м м а	99,53	100,43	100,15	99,60	100,27	99,76	100,76
Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому							
a	12,8	14,5	13,1	11,7	11,6	12,5	14,2
c	5,1	4,5	8,2	7,5	6,5	8,2	6,1
b	19,3	21,1	14,8	16,9	21,4	16,5	18,4
s	62,8	59,9	63,9	63,9	60,5	62,8	61,3
a'	—	—	—	—	—	—	—
f'	44,5	47,3	38,8	45,8	39,5	48,7	57,2
m'	28,5	32,7	34,4	45,6	34,0	30,8	36,9
c'	27,0	21,0	26,8	8,6	26,5	20,5	5,9
n	83,5	93,1	93,2	81,2	75,9	76,57	70,7
φ	21,9	23,1	20,9	16,4	20,9	23,2	37,6
t	1,1	1,1	0,03	1,1	1,2	0,6	0,5
Q	-5,1	-13,7	-6,6	-3,1	-8,7	-7,6	-11,9
a/c	2,5	3,2	1,8	1,6	1,8	1,5	2,3
Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга							
a	28,5	23,7	38,5	39,1	35,9	42,5	30
b'	—	—	—	—	—	—	—
f	—	—	—	—	53	61,7	61
Q	—	—	—	—	—	—	—

Учирская свита

2074-13	2058-2y	2059-1	2058-2п	2058-2к	2061-10в	2057-11е	2058-2е	2054-3
43	58	59	72	73	51	53	52	56
47,06	60,63	58,84	68,94	66,88	55,46	58,38	55,47	57,78
0,55	0,39	0,31	0,34	0,23	0,47	0,40	0,25	0,26
13,23	17,40	17,38	1,28	15,12	17,51	17,38	15,53	16,68
4,90	4,10	3,19	4,24	3,02	4,58	3,40	7,25	3,14
1,79	1,96	2,75	1,27	1,82	1,99	2,87	1,89	2,13
0,27	0,05	0,13	0,05	0,06	0,11	0,11	0,14	0,07
1,47	2,97	2,03	3,30	1,88	3,43	2,00	2,38	2,30
14,29	5,38	7,32	3,81	4,07	6,68	7,13	6,63	4,88
3,72	4,46	4,26	4,12	3,88	5,61	4,89	4,43	6,98
4,12	1,82	1,92	1,95	1,76	1,30	1,89	2,34	2,75
—	0,35	0,37	0,07	0,38	1,12	0,31	0,67	0,10
0,05	0,11	0,13	0,09	0,09	0,16	0,13	0,18	0,18
0,04	0,12	0,03	0,01	0,09	0,07	0,01	0,10	—
8,11	0,50	1,08	0,42	0,49	1,44	1,02	2,45	2,26
99,60	100,24	99,74	99,89	99,87	99,93	99,92	99,71	99,69
Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому								
15,0	12,6	12,5	11,8	11,4	14,7	13,7	13,4	19,4
1,8	5,5	5,8	3,6	4,4	4,3	5,1	4,1	1,5
25,6	11,7	12,5	6,3	8,1	15,7	13,1	16,9	13,3
57,6	70,2	69,2	78,3	76,1	65,0	68,1	65,6	65,8
—	—	—	—	—	—	—	—	—
25,1	47,3	44,9	76,4	53,3	39,0	44,0	49,8	36,8
10,2	43,2	28,1	7,5	39,2	37,7	26,6	24,7	29,5
64,7	9,5	27,0	16,1	7,5	23,3	29	25,5	33,7
57,6	79,1	77,5	75,8	77,4	86,5	79,8	74,7	78,9
16,9	30,8	22,5	55,9	31,7	26,0	22,3	38,5	19,7
0,8	0,5	0,4	0,4	0,3	0,6	0,6	0,4	0,4
-18	9,7	7,6	29,4	21,0	-3,1	3,9	0,3	-8,7
8,3	2,3	2,2	3,3	2,6	3,4	2,7	3,3	12,9
Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга								
16,7	30,4	31,7	23,4	27,8	22,6	27,1	23,4	7,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	52	62	91	57	51	62,0	67,0	52,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 10 (продолжение)

Стратиграфическая приуроченность	Учирская свита						Заслоновская свита	
	№ образца	2022-1б	2022-1в	2045-7	2054-1	2022-1а	2054-2	
№ на диаграмме (рис. 4)	80	81	49	57	77	50	98	94
SiO ₂	61,18	61,94	53,90	64,11	56,95	56,46	61,67	63,95
TiO ₂	0,53	0,40	0,76	0,69	0,48	0,55	0,41	0,47
Al ₂ O ₃	16,83	17,30	15,31	16,82	16,17	18,30	18,57	15,64
Fe ₂ O ₃	3,12	1,39	4,14	1,31	3,62	2,67	0,83	2,05
FeO	2,12	2,52	3,41	2,17	3,68	4,24	2,33	2,89
MnO	0,14	0,09	0,02	0,07	0,12	0,16	0,05	0,19
MgO	2,56	1,88	3,20	2,18	3,14	2,77	1,01	1,68
CaO	3,57	2,46	4,89	2,14	4,45	2,99	1,44	1,94
Na ₂ O	7,45	7,52	4,52	7,36	5,55	6,17	6,74	6,82
K ₂ O	1,10	2,55	6,25	1,93	3,13	3,47	6,40	2,79
H ₂ O	0,48	0,42	0,19	0,15	1,37	0,60	0,08	0,20
P ₂ O ₅	0,24	0,16	0,49	0,17	0,13	0,13	0,14	0,16
S	0,03	0,09	0,11	0,03	—	0,06	0,09	0,05
П.п.п.	1,06	0,89	2,88	1,09	1,25	1,42	0,71	0,70
Сумма	100,41	99,61	100,07	100,22	100,04	99,99	100,47	99,57
Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому								
a	17,8	20,1	19,3	18,6	16,9	19,1	23,8	19,3
c	2,2	1,4	0,7	1,7	2,5	2,9	0,4	0,8
b	11,0	8,4	17,6	7,6	15,1	12,0	5,9	8,7
s	69,0	70,1	62,4	72,1	62,5	66,0	69,9	71,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	41,7	43,6	38,8	42,1	44,7	53,2	49,4	52,3
m'	39,3	37,9	31,0	47,4	35,2	39,9	28,7	31,8
c'	19,0	18,5	30,2	10,5	16,4	6,9	21,9	15,9
n	90,9	81,2	52,1	85,6	73,2	72,9	61,4	78,5
φ	23,3	14,5	23,1	14,0	21,0	18,5	11,5	19,7
t	0,6	0,5	1,1	0,8	0,6	0,7	0,5	0,6
Q	0,2	-1,4	-4,5	5,3	-8,4	-9,1	-8,2	3,0
a/c	8,1	14,4	27,6	10,9	6,8	6,6	59,5	24,1
Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга								
a	11,0	6,5	3,5	8,4	12,9	13,2	1,6	4,0
b'	—	—	—	—	—	—	—	—
f	51,0	53,0	55,0	47,0	56,0	57,0	63,0	62,0
Q	—	—	—	—	—	—	—	—

Заслоновская свита

Туровская свита

2033-1	2033-15л	2033-15ж	2038-3в	2023-10а	2023-7б	2032-14и	2033-15в	2033-15е
122	113	112	136	102	100	125	107	108

52,88	68,30	68,73	64,79	68,38	77,67	69,87	64,50	64,48
0,41	0,32	0,26	0,04	0,36	0,08	0,24	0,36	0,28
20,54	12,59	15,06	18,0	14,36	13,26	14,50	15,04	17,82
2,32	2,55	1,90	3,17	1,03	—	0,87	4,80	2,63
1,56	1,67	1,88	2,23	2,90	1,50	0,73	2,50	2,37
0,03	0,06	0,04	0,02	0,04	0,02	0,06	0,11	0,10
1,59	1,82	1,32	1,21	1,79	0,98	1,86	1,28	1,12
8,21	1,68	1,63	0,42	1,37	0,46	1,18	0,89	0,47
4,58	5,71	4,95	7,09	4,72	5,39	8,63	6,23	6,54
3,71	3,88	3,40	1,45	3,83	0,14	0,96	3,18	3,26
0,34	0,24	0,19	0,10	0,30	0,09	0,08	0,08	0,19
0,18	0,09	0,22	0,17	0,15	0,04	0,06	0,12	0,22
0,17	0,04	0,06	0,04	—	—	0,04	0,07	0,03
3,97	1,16	1,03	1,08	1,39	0,83	1,13	0,98	0,53
100,49	100,11	100,65	99,81	100,62	100,46	100,21	100,14	100,04

Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому

16,7	16,3	15,5	17,1	15,5	11,0	18,4	18,0	18,3
6,5	1,2	1,9	0,4	1,6	0,5	1,1	0,8	0,5
10,9	7,5	5,8	11,7	6,6	7,1	4,8	8,8	10,6
65,9	75,0	76,8	70,8	76,3	81,4	75,7	72,4	70,6
—	—	4,6	43,6	2,0	60,2	—	—	33,3
33,8	34,2	58,1	39,6	52,5	18,6	9,5	73,3	49,6
27,0	39,5	37,3	16,7	45,5	21,2	62,1	24,4	17,3
39,2	26,3	—	—	—	—	28,4	2,3	—
65,4	66,9	69,0	87,8	66,0	100,0	92,6	74,6	75,0
18,9	12,3	27,9	22,3	12,0	0	0	45,8	20,0
0,6	0,4	0,3	0,5	0,4	0	0,2	0,4	0,4
-8,1	16,2	20,7	7,0	20,0	40,3	13,5	8,0	4,1
2,6	13,6	8,2	42,8	9,7	22,0	16,7	22,5	36,6

Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга

28,0	6,9	10,9	2,3	9,4	4,3	5,6	4,3	2,7
—	—	6,1	6,6	6,5	2,8	—	—	7,1
55,6	46,4	60,9	70,3	53,6	46,9	13,3	75,0	74,0
—	—	21,0	12,1	20,1	44,6	—	—	7,6

Таблица 10 (окончание)

Стратиграфическая приуроченность	Туровская свита			Ольдонская свита					
	№ образца	2038-За	2023-7в	2031-20д	2031-12в	2031-12г	2031-12д	2031-20б	2031-12н
№ на диаграмме (рис.4)	131	106	143	154	153	148	146	141	
SiO ₂	66,74	73,68	52,13	61,73	65,49	67,73	76,92	61,30	
TiO ₂	0,45	0,12	0,24	0,33	0,25	0,51	0,30	0,81	
Al ₂ O ₃	16,58	13,76	14,03	17,52	18,10	14,24	12,47	15,80	
Fe ₂ O ₃	2,48	0,73	0,51	1,21	1,06	2,63	1,62	2,95	
FeO	1,54	1,42	0,73	1,87	1,42	1,0	1,14	2,79	
MnO	0,05	0,03	1,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	
MgO	0,62	1,14	0,10	0,60	0,33	1,00	0,29	1,87	
CaO	0,58	1,61	12,49	2,52	1,62	0,77	—	2,08	
Na ₂ O	6,52	4,31	5,74	6,08	6,94	5,88	6,46	6,44	
K ₂ O	3,88	1,91	2,28	5,93	3,18	4,91	0,10	3,76	
H ₂ O	0,04	0,15	0,14	0,36	0,25	0,15	—	0,21	
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,31	0,50	0,16	0,05	0,06	0,13	
S	0,03	—	0,19	0,17	0,16	0,04	0,07	0,05	
П.п.п.	0,74	0,84	9,76	1,05	0,64	0,98	0,26	1,37	
С у м м а	100,30	99,76	99,65	99,88	99,62	99,91	99,72	99,60	
Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому									
a	19,4	11,7	17,4	22,2	20,2	18,8	13,5	13,4	
c	0,7	1,9	1,2	0,1	2,0	1,1	0	0,9	
b	5,5	5,8	17,4	6,7	2,2	4,3	4,8	10,9	
s	74,4	80,6	64,0	71,0	75,6	75,8	81,7	74,8	
a'	14,6	38,2	—	—	18,7	—	44,7	—	
f'	67,1	30,3	12,7	39,8	56,3	43,5	46,1	51,3	
m'	18,3	31,5	1,3	15,3	25,0	36,2	9,2	31,3	
c'	—	—	86,0	44,9	—	20,3	—	17,4	
n	71,9	77,0	79,4	60,9	76,7	62,5	—	72,0	
φ	39,0	9,0	2,5	14,3	37,3	23,2	26,3	25,3	
t	0,5	0,1	0,3	0,3	0,4	0,5	0,3	0,9	
Q	9,3	35,9	—8,0	—2,5	8,8	12,9	46,4	21,9	
a/c	27,7	6,2	14,5	222,0	10,1	17,1	∞	14,9	
Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга									
a	3,4	14,7	6,5	0,4	9,0	5,5	0	6,3	
b'	4,7	3,6	—	—	1,8	—	2,6	—	
f	78,6	42,6	91,0	72,0	69,0	55,0	83,0	62,0	
Q	10,1	38,1	—	—	9,2	—	48,6	—	

Березовская серия

2260-3е	2260-3д	2260-3в	2260-3б	2242-1д	2242-1г	2242-1б	2242-1в
177	175	174	178	171	170	169	168
47,08	39,66	42,32	55,60	48,80	58,15	65,17	65,50
2,16	2,12	2,83	0,84	0,83	0,43	0,20	0,20
16,25	14,0	14,63	16,79	16,56	16,90	13,95	14,0
1,59	1,84	2,01	1,21	5,63	5,56	3,31	3,31
5,20	4,42	5,54	4,64	2,97	2,30	4,43	1,27
0,16	0,32	0,19	0,18	0,27	0,05	0,05	0,05
2,85	3,83	5,41	3,28	4,73	2,87	3,36	2,10
8,95	14,88	10,12	3,86	11,20	6,28	5,01	5,76
5,98	3,38	4,33	7,72	3,27	4,31	3,60	3,72
0,36	1,18	1,30	0,06	0,77	1,01	1,65	1,88
0,38	0,61	0,71	0,29	0,82	1,11	0,52	0,23
0,37	0,45	0,46	0,23	0,17	0,17	0,04	0,04
0,03	0,12	0,05	0,25	0,24	0,02	0,05	0,23
8,52	12,78	10,11	4,86	3,39	1,09	2,23	2,11
99,88	99,59	100,01	99,81	99,65	100,25	100,57	100,41
Числовые характеристики по А.Н. Заварыцкому							
15,0	10,7	12,6	17,6	9,0	11,3	10,3	10,9
4,5	5,5	4,5	2,8	7,3	6,1	4,1	3,9
19,8	29,7	27,1	13,5	24,0	14,1	11,7	10,8
60,7	54,1	55,8	66,1	59,7	68,5	73,9	74,4
—	—	—	—	—	—	—	—
35,5	23,0	29,1	42,5	34,7	51,5	35,8	38,4
26,8	24,9	37,4	42,5	35,4	35,5	48,0	32,7
37,7	52,1	33,5	15,0	29,9	13,0	16,2	28,9
96,0	80,8	83,1	99,2	85,5	86,3	76,3	75,0
7,5	5,1	6,7	7,3	21,1	35,0	24,3	26,4
3,3	3,8	4,7	1,1	1,2	0,5	0,3	0,3
-13,1	-18,8	-18,1	-5,8	-5,9	-8,3	23,1	23,1
3,3	2,0	2,8	6,3	1,2	1,8	2,5	3,0
Дополнительные коэффициенты Д.С. Штейнберга							
23,1	34,0	26,3	13,7	44,7	35,0	28,4	26,3
—	—	—	—	—	—	—	—
56,9	48,0	43,7	44,7	49,5	59,2	42,7	54,0
—	—	—	—	—	—	—	—

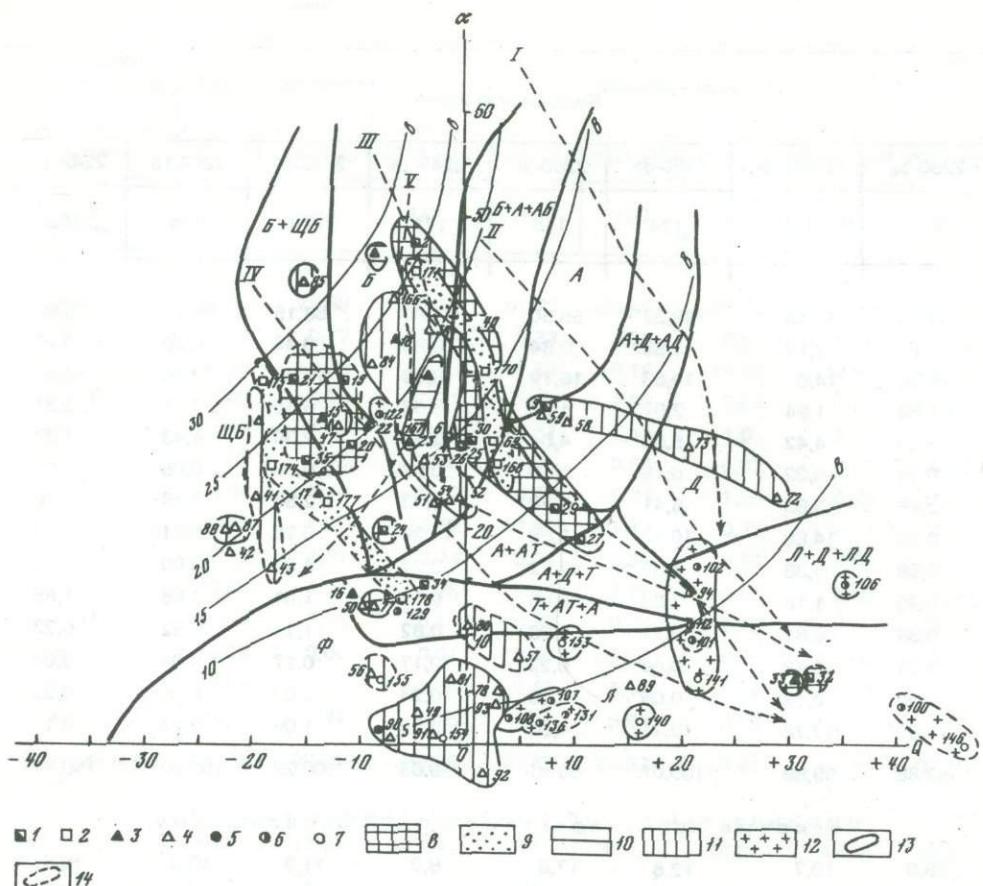


Таблица 11

Свита, серия	Количество шлифов	Среднее содержание обломочного материала, %	
		вулканомиктового	терригенного
Нерпиченская	2	55	45
Учирская	2	100	—
Аналог учирской свиты	2*	35	65
Заслоновская	4	45	55
Туровская	4	50	50
Березовская	4	20	80

* Терригенно-вулканомиктовый аналог учирской свиты (р. Нерпичья — м. Шельтинга).

вошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам, мезомиктовым кварцевым песчаникам (рис. 8; табл. XVII, фото 65, 66).

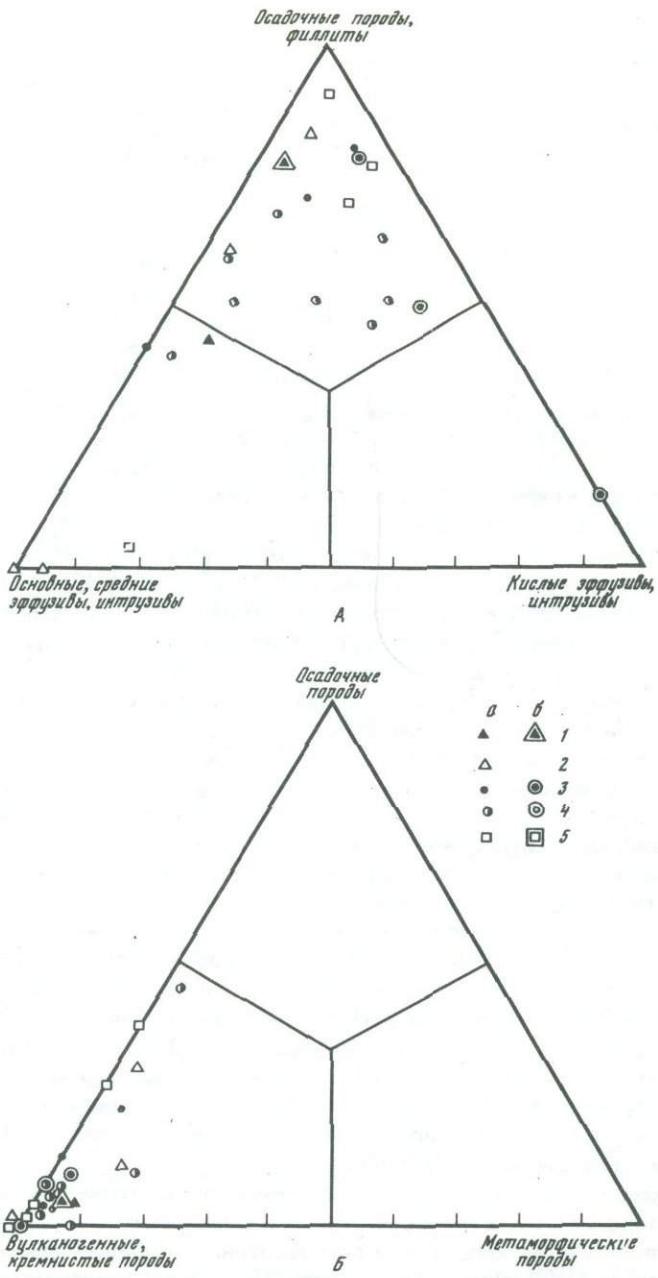
Обломки кремнистых пород в конгломератах представлены разноцветными яшмами (табл. XVIII, фото 67), радиоляритами (табл. XVIII, фото 68), глинисто-кремнистыми сланцами, кварц-гематитовыми породами (кварца — 60%, гематита — 40%, структура реликтовая коломорфная; табл. XVIII, фото 69) и кремнистыми туффитами (халцедон, кварц — 55%, плагиоклазы — 18%, пироксены — 2%, рогульки стекла — 25%, структура реликтовая пепловая); обломки карбонатных пород — светло-коричневыми оолитовыми известняками (табл. XVIII, фото 70).

Таким образом, литологические особенности, петрографический состав и условия залегания конгломератов свидетельствуют о формировании их в процессе разрушения позднемеловых вулканических построек, при кратковременных внутриформационных размывах подстилающих отложений и частично — за счет разрушения более древних вулканогенно-кремнистых и метаморфических комплексов.

Гравелиты и грубозернистые песчаники ассоциируют с конгломератами, с которыми они связаны постепенными переходами, или образуют самостоятельные пласты и крупные линзы, залегающие среди песчаников и алевролитов. Мощность отдельных пластов и линз составляет 0,3—2,5 м, реже 5—15 м. Сортировка материала ритмическая хорошая и средняя. Нередко нижние части пластов гравелитов и грубозернистых песчаников содержат угловатые обломки пород (от 2—3 до 10 см, редко до 0,2—0,5 м) из подстилающих отложений или содержат рассеянную хорошо окатанную гальку изверженных пород (пуддинговые гравелиты I и II подтипа). Для описываемых пород характерна градационная текстура, обусловленная постепенным изменением крупности обломочного материала от почвы пласта к кровле.

По происхождению обломочного материала выделяются гравелиты и грубозернистые песчаники терригенные, вулканомиктовые и смешанные. Вулканомиктовые, часто туфогенные разновидности характерны для ракитинской, нерпиченской и учирской свит и нижней части березовской серии. Терригенные и смешанные породы распространены в верхней части верхнемелового разреза (табл. 11).

По классификации В.Д. Шутова (1967), рассматриваемые породы относятся к собственно грауваккам и представлены литокластовыми и порfirит-базальтовыми разновидностями их (рис. 6). В составе граувакк литокластовых преобладают кремнистые породы — 25—66%, реже обломки осадочных пород — 1—5%, иногда 10—40%, в подчиненном количестве присутствуют эфузивные породы — 4—33%, туфы — 4—5%, метаморфические породы — 2—10%, интрузивные породы — 1—3%, зерна кварца и полевых шпатов — до 5%. В порfirит-базальтовых разновидностях содержание обломков эфузивных пород возрастает до 35—92%, появляются единичные зерна пироксенов. В качестве примеси присутствуют кремнистые породы — до 30%, алевролиты и песчаники, редко известняки — 2—10%, интрузивные породы — 1—2%, метаморфические породы — 1—4%, кварц и полевые шпаты — до 5%. Изверженные породы представлены спилитами, палеобазальтами, в различной степени измененными вулканически-



Р и с. 6. Диаграмма петрографического состава гравелитов

А – треугольник обломков пород по В.Д. Шутову (1967); Б – треугольник обломков пород, в вершинах которого составы доверхнемеловых комплексов Сахалина: метаморфические породы – вальзинская серия; вулканогенные и кремнистые породы – остринская свита набильской серии; осадочные породы – хойская свита набильской серии. Гравелиты из свит: 1 – нергиченской; 2 – учирской; 3 – заслоновской; 4 – туровской, 5 – березовской серий; а – в коренном залегании, б – в обломках из конгломератов

ми стеклами и шлаками, палеотрахиандезитами, палеотрахитами, кварцевыми палеотрахитами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами, палеодацитами, палеориолитами, диабазами, трахидолеритами; микрогаббро, вогезитами (роговой обманки до 70%), аплитами, гранофирами, сиенитами, плагиогранитами и гранитами. Кремнистые породы представлены разноцветными яшмами, радиоляритами, глинистыми силициатами, кремнистыми туфами и туффитами. Состав обломков метаморфических пород

Таблица 12

Свита, серия	Количество шлифов	Среднее содержание обломочного материала, в %	
		вулканомиктового	терригенного
Ракитинская	8	85	15
Нерпиченская	11	70	30
Учирская	8	85	15
Аналог учирской свиты	8*	60	40
Заслоновская	21	40	60
Туровская	22	50	50
Ольдонская	22	45	55
Березовская	50	25	75

* Терригенно-вулканомиктовый аналог учирской свиты (р. Нерпичья — м. Шельтинга).

довольно однообразный: кварц-хлорит-пумпеллитовые (табл. XIX, фото 73), олигоклаз-эпидотовые, альбит-эпидотовые, пренит-эпидотовые, хлорит-кварц-олигоклаз-эпидотовые (табл. XX, фото 75) породы с пойкилобластовой структурой; эпидот-альбит-актинолитовые сланцы с нематогранобластовой структурой (табл. XIX, фото 72); кварциты, метадиабазы, метаморфизованные кислые эфузивы и граниты с гранобластовой структурой.

Заполняющее вещество состоит из кварца, полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, обломков пород. Цемент базальный и поровый, крустикационный и пленочный представлен карбонатами, хлоритом, пумпеллитом, анальцитом, цеолитами или кремнисто-гидрослюдистым материалом. Нередко гравелиты и грубозернистые песчаники имеют очень плотную упаковку с вдавливанием гравия эфузивных пород в аргиллиты, с раздавливанием обломков шлаков, алевролитов и аргиллитов, заполняющих промежутки между гравием крепких пород (нерпиченская, учирская свиты, березовская серия).

Песчаники относятся к наиболее распространенным верхнемеловым породам. Особенno эти породы характерны для верхней половины разреза — нерпиченской, заслоновской, туровской, ольдонской, березовской серий.

По источнику обломочного материала выделяются песчаники терригенные, вулканомиктовые и смешанные (табл. 12). Вулканомиктовые часто туфогенные песчаники развиты в ракитинской и учирской свитах. Песчаники терригенные и смешанные характерны для верхней части верхнемелового разреза.

Изученные песчаники — плотные, не поддающиеся дезинтеграции породы, поэтому гранулометрический состав их определялся в шлифах путем измерения поперечников зерен на интеграционном столике с последующим распределением полученных данных по фракциям: 0,01 мм, 0,01—0,05 мм, 0,05—0,1 мм, 0,1—0,25 мм, 0,25—0,5 мм, 0,5—1,0 мм. При определении содержания каждой фракции с помощью коэффициента Крумбейна (1,27; Рухин, 1969, с. 468) устраялись погрешности, возникшие вследствие замеров в шлифах не действительных размеров зерна, а поперечников случайных сечений их. Дальнейшая обработка данных гранулометрического анализа сводилась к построению кумулятивных кривых (рис. 7) и вычислению квартильных коэффициентов: среднего размера зерен (M_d), коэффициента сортировки (S_o), характеризующего степень однообразия зерен по величине, и коэффициента асимметрии (S_k), иллюстрирующего симметричность распределения зерен относительно среднего размера (Страхов, 1957).

По Траску (Батурин, 1947), хорошо отсортированные кластические осадки имеют коэффициент S_o меньше 2,5, величина около 3 характеризует осадки средней отсортированности, а S_o больше 4,5 указывает на низкую отсортированность.

Сравнивая вычисленные нами значения S_o (табл. 13) с приведенными выше данными, легко убедиться, что рассматриваемые породы обладают в основном хорошей

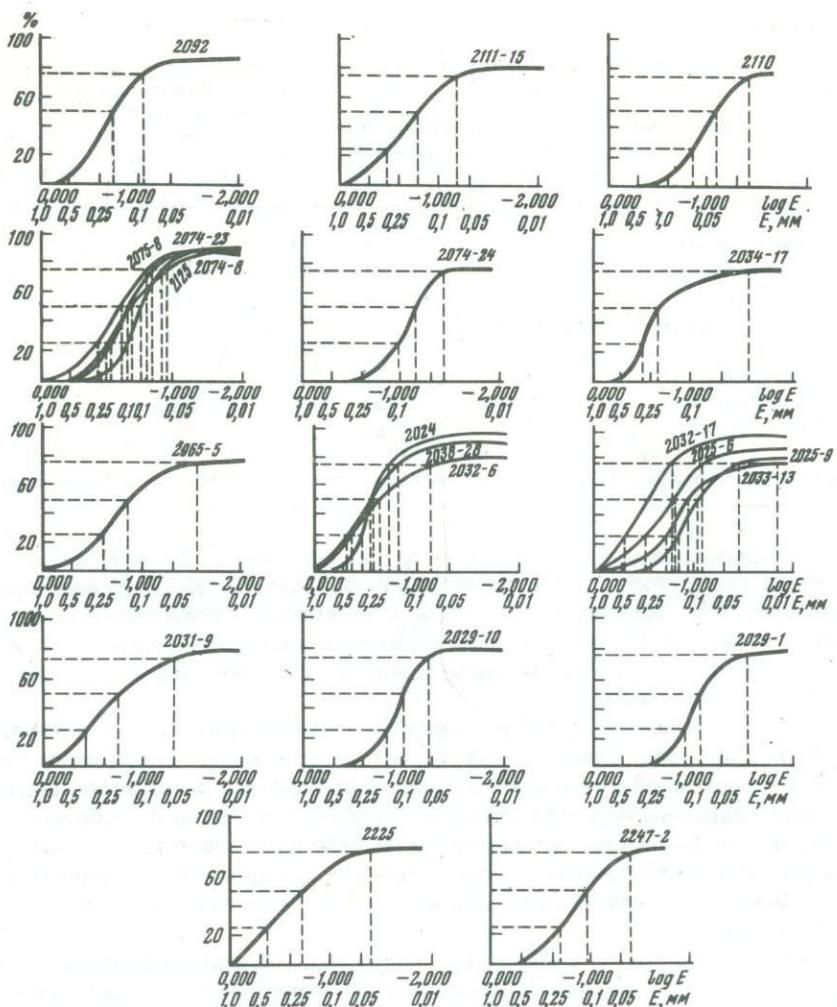


Рис. 7. Кумулятивные кривые верхнемеловых песчаников Восточно-Сахалинских гор

2092 – песчаник мелкозернистый, ракитинская свита; 2111-15 – песчаник мелкозернистый; 2110 – песчаник тонкозернистый, нерпиченская свита; 2074-23, 2074-8, 2125, 2075-8 – песчаники мелкозернистые; 2074-24 – песчаник тонкозернистый, учирская свита; 2034-17 – песчаник среднезернистый; 2065-5 – песчаник мелкозернистый, заслоновская свита; 2024, 2032-28, 2032-6 – песчаники среднезернистые; 2032-17, 2025-6, 2025-9, 2033-13 – песчаники мелкозернистые, туровская свита; 2031-9 – песчаник среднезернистый; 2029-10 – песчаник мелкозернистый; 2029-1 – песчаник тонкозернистый, ольданская свита; 2225 – песчаник разнозернистый; 2247-2 – песчаник мелкозернистый, березовская серия

и средней отсортированностью обломочного материала. Песчаники плохо отсортированные встречаются в туровской свите. Средний диаметр зерен (M_d) в песчаниках изменяется от 0,07 до 0,25 мм, исключительно редко отклоняясь от этих значений в меньшую или большую сторону. Коэффициент несимметричности (Sk) в большинстве случаев меньше единицы, что указывает на положение моды в крупнозернистой части кривой, т.е. преобладают средняя и крупная фракции (Батурина, 1947).

По размерам обломочной фракции выделяются песчаники крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые. Кроме того, в рассматриваемом районе широко развиты пуддинговые песчаники I и II подтипа. Широкое распространение в разрезе песчаников, обогащенных остроугольными обломками пород и обладающих градационной слоистостью, свидетельствует, очевидно, о том, что накопление псаммитовых осадков сопровождалось частыми размывами обычно более тонкозернистых подстилающих

Таблица 13

Вычисление гранулометрических коэффициентов

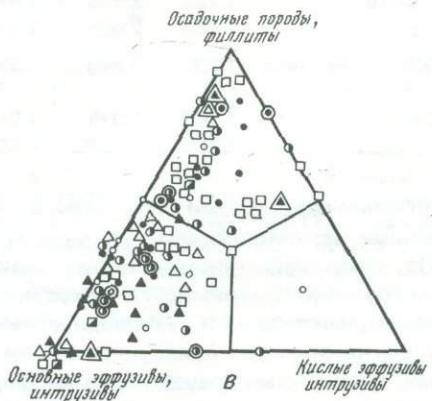
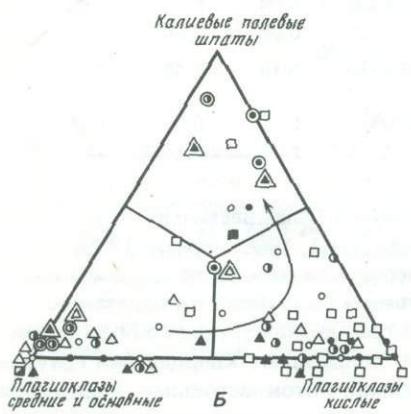
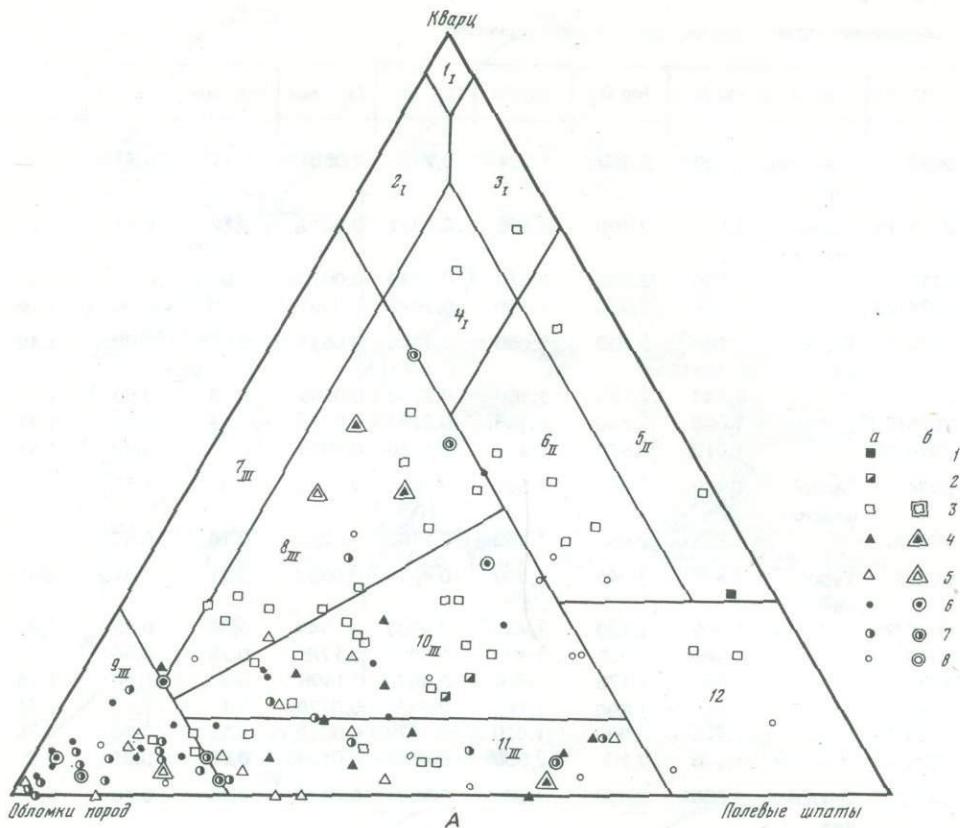
№ образца	Серия	$\log Q_3$	$\log Q_1$	$\log Md$	$Q_3, \text{мм}$	$Q_1, \text{мм}$	$Md, \text{мм}$	Sk	So
2092	Ракитин-ская	1,420	2,950	1,231	0,263	0,0891	0,17	0,81	1,72
2111/16	Нерпи-ченская	1,520	2,790	1,205	0,3311	0,0617	0,16	0,81	2,31
2110		1,130	2,530	2,870	0,1349	0,00339	0,07	0,90	1,99
2074/23		1,428	2,935	1,170	0,2679	0,0861	0,15	1,04	1,76
2074/8	Учирс-кая	1,140	2,790	2,000	0,1380	0,0617	0,01	1,90	1,49
2125		1,343	2,770	1,100	0,2203	0,0589	0,13	0,80	1,93
2075/8		1,360	2,890	1,153	0,2291	0,0776	0,14	0,90	1,71
2074/24		1,013	2,570	2,830	0,1030	0,0372	0,07	0,80	1,67
2034/1	Засло-новская	1,460	2,380	1,300	0,2884	0,0240	0,20	1,70	3,46
2865/5		1,395	2,450	1,150	0,2483	0,0282	0,14	0,35	2,97
20236	Туровс-кая	1,610	2,840	1,330	0,4074	0,0692	0,21	0,61	2,43
2032/28		1,663	1,130	1,430	0,4603	0,1349	0,30	0,68	1,85
2024		1,485	1,235	1,400	0,3055	0,17/8	0,25	0,84	1,33
2032/17		1,665	1,175	1,410	0,4624	0,1496	0,26	1,00	1,76
2025/6		1,440	2,890	1,140	0,2754	0,0776	0,14	1,01	1,81
2033/13		1,225	3,000	1,010	0,1679	0,0010	0,10	2,00	12,96
2025/9		1,075	2,100	2,930	0,1189	0,0126	0,08	0,21	3,02
2031/90	Ольдонс-кая	1,560	2,680	1,260	0,3631	0,0479	0,18	0,50	2,75
2029/10		1,130	2,728	2,970	0,1349	0,0535	0,09	0,71	0,50
2029/1		1,040	2,400	2,895	0,1096	0,0251	0,08	0,50	2,10
2225	Березовс-кая	1,600	2,580	1,260	0,3981	0,0380	0,18	0,45	3,10
2247/2		1,288	2,575	1,010	0,1941	0,0376	0,10	0,70	2,26

отложений подводными оползнями и мутьевыми потоками, вызываемыми частыми подводными землетрясениями (Наливкин, 1956; Хворова, 1961, 1968; Рухин, 1969).

По петрографическому составу верхнемеловые песчаники относятся к трем большим группам (Шутов, 1967): граувакковой, аркозовой и кварцевой и представлены следующими типами и разновидностями: собственно граувакками, полевошпатовыми граувакками, кварц-полевошпатовыми граувакками, полевошпат-кварцевыми граувакками; кварцевыми граувакками порфирит-базальтовыми, литокластовыми, редко фельзит-порфировыми, граувакковыми аркозами, собственно аркозами кисло-плагиоклазовыми и калишпатовыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками, кристаллотуfovыми накоплениями (рис. 8).

На помещенной в тексте диаграмме (рис. 8) в область кристаллотуfovых накоплений попадают вулканомиктовые песчаники с высоким содержанием обработанной полевошпатовой тефры. На ней показано распространение установленных типов и разновидностей песчаников в разрезе. Обломки изверженных, метаморфических, кремнистых и обломочных пород, отмеченные в составе песчаников, аналогичны установленным в конгломератах и гравелитах. В рассматриваемых породах изменяется лишь соотношение в содержании обломков пород и осколков минералов.

По данным минералогических анализов, выполненных в Центральной лаборатории СахГТУ (минералог Е.К. Бушкова, Л.Д. Федорович), в тяжелой фракции вулканомиктовых, часто туфогенных песчаников ракитинской, нерпиченской и учирской свит преобладают пироксены и иногда амфиболы, а в вулканомиктово-терригенных разно-



Р и с. 8. Диаграмма минерального состава верхнемеловых песчаников Восточно-Сахалинских гор

А – основная диаграмма; Б – треугольник полевых шпатов; В – треугольник обломков пород

Значение полей на диаграмме, по В.Д. Шутову. Группа кварцевых песчаников: 1_I – мономиктовые кварцевые песчаники; 2_I – кремнекластито-кварцевые песчаники; 3_I – полевошпат-кварцевые песчаники; 4_I – мезомиктовые кварцевые песчаники; группа аркоз: 5_{II} – собственно аркозы, 6_{II} – граувакковые аркозы; группа граувакк: 7_{III} – кварцевые граувакки; 8_{III} – полевошпат-кварцевые граувакки; 9_{III} – собственно граувакки; 10_{III} – кварц-полевошпатовые граувакки; 11_{III} – полевошпатовые граувакки; 12 – кристалло-туфовые накопления. Минеральный состав песчаников из свит: 1 – богатинской; 2 – ракитинской; 3 – березовской серии; 4 – нерпи-ченской; 5 – учирской; 6 – заслоновской; 7 – туровской; 8 – ольдонской; а – в коренном залегании, б – в обломках из конгломератов

видностях — эпидот. Характерная минералогическая ассоциация тяжелой фракции песчаников заслоновской, туровской, ольдонской свит и березовской серии — эпидот, пироксен, циркон и гранат. Причем повышенные содержания особенно последних двух минералов и турмалина весьма характерны для песчаников березовской серии.

Цемент песчаников — базальный и поровый, неориентированный, однородный или сложного состава: карбонатный, цеолитовый, анальцимовый, гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, хлорит-пумпеллитовый, иногда с лейкоксеном, хлорит-цеолитовый, анальцим-цеолитовый, хлорит-кремнистый, хлорит-пиритовый, хлоритовый с гидроокислями железа, кварц-кремнистый, гидрослюдисто-хлоритово-кремнистый (табл. XXI, фото 79–82; табл. XXII, фото 83–86). По времени образования различаются цементы первичные (диагенетические) с пелитоморфной, мелкочешуйчатой, криптозернистой или волокнистой структурой (карбонаты, анальцим, кремнезем, глинистые минералы) и вторичные (катагенетические) с зернистой, крупночешуйчатой или радиально-лучистой структурой (укрупненные глинистые минералы, пумпеллит, карбонаты, цеолиты, лейкоксен, кварц, альбит). Песчаники учирской и заслоновской свит со скучным цементом обладают очень плотной упаковкой с вдавливанием обломков эфузивных пород в глинистые и раздавливанием шлаков, обломков алевролитов и аргиллитов, выполняющих поры между обломками крепких пород (табл. XXI, фото 80).

Катагенетические процессы в песчаниках выражены в развитии полных псевдоморф анальцима, карбонатов или гидрослюды, хлорита, пумпеллита, лейкоксена по обломкам изверженных пород; в деанартизации плагиоклазов с образованием альбита, хлорита, пумпеллита или карбонатов; в образовании системы прожилков цеолитов, карбонатов, кварца, хлорита и альбита (табл. XXVII, фото 103; табл. XXVIII, фото 107).

Анализируя расположение фигуративных точек на основном классификационном треугольнике можно прийти к выводу о том, что формирование песчаников произошло в условиях активного и промежуточного (различного) тектонического режима (III и II "тектоно-полимиктовые уровни", по В.Д. Шутову, 1967). Концентрация основной массы точек вдоль нижней стороны треугольника объясняется ведущей ролью вулканомиктового материала в составе обломочных пород. Отклонение точек от этой линии к полям полевошпат-кварцевых и аркозовых граувакк свидетельствует об увеличении в составе песчаников обломочного материала терригенного происхождения. Распределение фигуративных точек на дополнительном полевошпатовом треугольнике свидетельствует о более зрелой полевошпатовой ассоциации песчаников березовской серии. На дополнительном треугольнике (рис. 9) отчетливо видно, что охарактеризованные породы сформированы преимущественно за счет разрушения вулканических построек, а также при размытии вулканогенно-кремнистых и частично осадочных и метаморфических комплексов.

Алевролиты, так же как и песчаники, наиболее характерны для верхней части верхнемелового разреза. По составу они занимают промежуточное положение между песчаниками и глинистыми породами. По данным гранулометрического анализа содержание частиц $> 0,01$ мм в рассматриваемых породах изменяется от 50 до 65%. Представлены они полевыми шпатами — 30–40%, кварцем — 5–25%, осколками кислого вулканического стекла ($N < 1,525$), эфузивных, реже кремнистых пород — до 5% (данные минералогического анализа). В тяжелой фракции, выход которой составляет 0,06–2,64%, отмечены пироксены, эпидот, амфиболы, гранаты, циркон, рудные минералы, турмалин, апатит, рутил, сфен, лейкоксен, ортит. Аутигенные минералы представлены марказитом, пиритом и опалом. Довольно часто в алевролитах присутствует растительный детрит, обычно углефицированный и частично замещенный пиритом, марказитом или гидроокислями железа (табл. XXIII, фото 87). В разновидностях с кремнисто-глинистым цементом встречаются раковины радиолярий, скелеты которых сложены микрокристаллическим халцедоном или кварцем, а ядра выполнены хлоритом или криптозернистым халцедоном с примесью глинистых минералов.

Определение кластического материала, слагающего алевролиты, и количественный учет его весьма затруднены. Можно лишь отметить, что в терригенных алевролитах полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами, а тяжелая фракция заметно обогащена цирконом, гранатом и эпидотом. В сос-

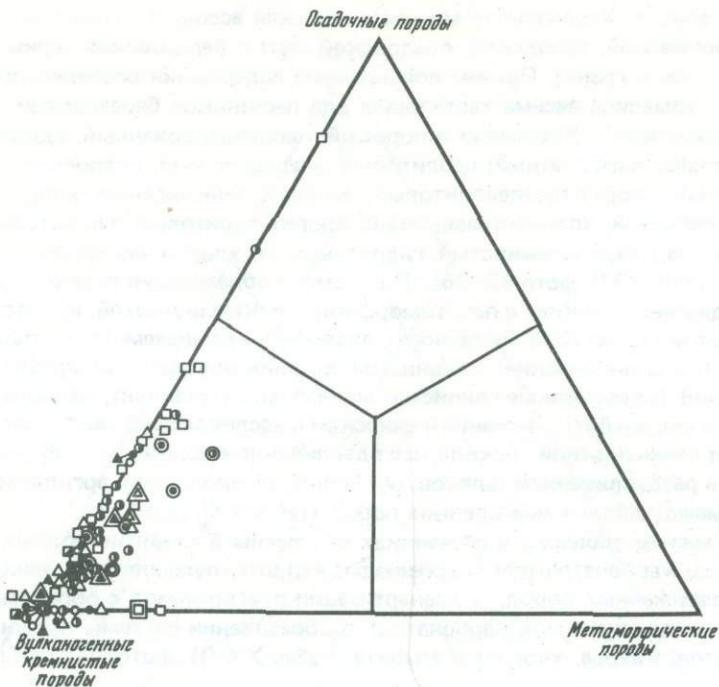


Рис. 9. Треугольник обломков пород, в вершинах которого составы следующих доверхнемеловых комплексов Сахалина: метаморфические породы вальзинской серии; вулканогенные и кремнистые породы остринской свиты набильской серии; осадочные породы хойской свиты набильской серии

Условные обозначения см. на рис. 8

таве вулканомиктовых или туфогенных алевролитов преобладают средние плагиоклазы, присутствуют осколки кислого вулканического стекла, а в тяжелой фракции — пироксены и амфиболы. Значительная часть тонкого вулканомиктowego и пироклассического материала, очевидно, замещена глинистыми минералами.

Сцементированы алевролитовые частицы глинистыми минералами с незначительной примесью карбонатов (заслоновская, туровская, ольдонская свиты) или кремнезема (березовская серия). В большинстве случаев в цементе преобладает гидрослюдя, значительно реже и в меньшем количестве присутствует хлорит. По данным рентгеноструктурного анализа в алевролитах заслоновской, туровской и ольдонской свит широко распространены смешано слойные образования гидрослюды и монтмориллонита, а ИК-спектроскопией в этих же образцах установлена незначительная примесь каолинита (Курносов, 1971). При изучении шлифов установлено, что в одном и том же образце микрослоистого алевролита содержание хлорита в цементе возрастает в слойках, обогащенных алевролитовым и псаммитовым материалом, а гидрослюды — в микрослойках с преобладанием пелитовых частиц.

Текстура алевролитов микрогоризонтально-слоистая или микролинзовидно-волнисто-слоистая, иногда в сочетании с микропятнистой. Слоистость подчеркивается ориентированным расположением растительного детрита и обусловлена обогащением отдельных микрослойков алевролитовым или псаммитовым материалом. Микропятнистая текстура выражена в наличии изометричных участков, обогащенных песчано-алевритовым материалом и детритом, скрепленных пиритовым или хлоритовым цементом (табл. XXVI, фото 99).

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глинистые породы достаточно широко распространены в верхней части верхнемелового разреза (котиковская и березовская серии). По степени уплотнения (камне-подобные породы, совершенно не размокающие в воде) они относятся к аргиллитам.

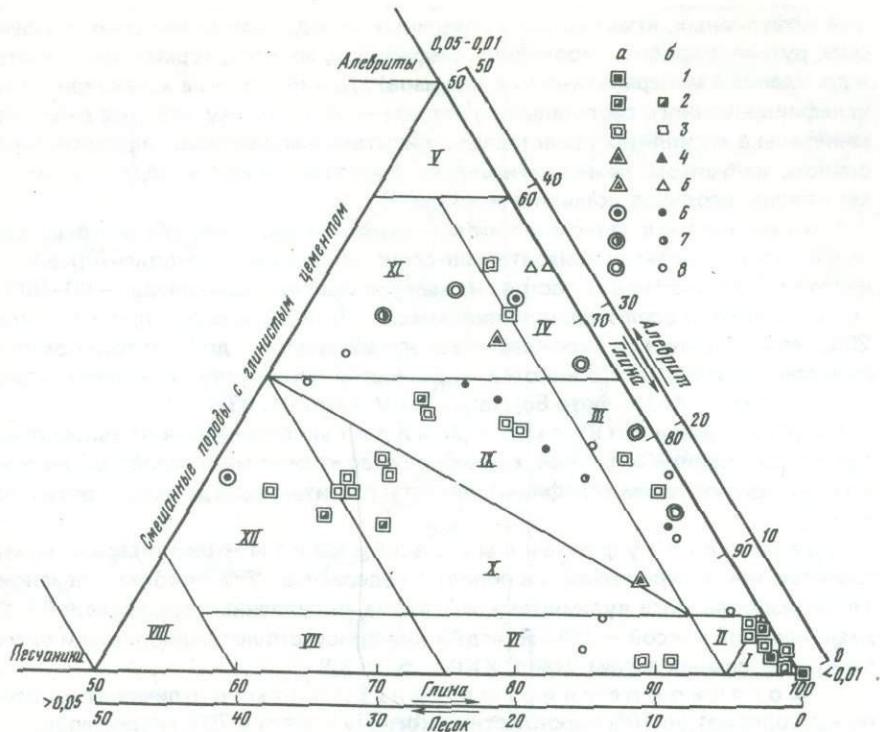


Рис. 10. Гранулометрический состав верхнемеловых глинистых пород и их классификация по М.Ф. Викуловой (1957)

Породы: I — аргиллиты; II — аргиллиты с примесью песка и алеврита до 5%; III — аргиллиты алевролитистые; IV — аргиллиты алевролитовые; V — аргиллиты сильно алевролитовые с песком до 10%; VI — аргиллиты песчанистые; VII — аргиллиты песчаные; VIII — аргиллиты сильно песчаные с алевритом до 10%; IX — аргиллиты песчанисто-алевролитистые; X — аргиллиты алевролитисто-песчанистые; XI — аргиллиты песчанисто-алевролитовые; XII — аргиллиты алевролитисто-песчаные. Гранулометрический состав аргиллитов из свит: 1 — богатинской; 2 — ракитинской; 3 — березовской серии; 4 — нерпиченской; 5 — учирской; 6 — заслоновской; 7 — туровской; 8 — ольдонской; а — по данным изучения в шлифах, б — по данным водного гранулометрического анализа

Гранулометрический состав аргиллитов определялся двумя способами: подсчетом в шлифах на интеграционном столике содержания фракций $< 0,01$ мм; $0,1-0,05$ мм и $> 0,05$ мм; декантацией фракции $< 0,01$ мм в предварительно раздробленных до 1 мм и растертых резиновой пробкой в фарфоровой ступе образцах с последующим определением методом рассотовки содержания фракций $0,01-0,05$ мм и $> 0,05$ мм (часть анализов выполнена в Центральной лаборатории СахГУ). Результаты выполненных анализов нанесены на диаграмму (рис. 10; Викулова, 1957).

В зависимости от примесей среди аргиллитов выделяются известковистые (5–25% карбонатов), углистые, кремнистые, сильно кремнистые, кремнисто-туфогенные, туфогенно-кремнистые, сильно туфогенные (Гранник, 1974б).

Примеси определяют окраску глинистых пород: темно-серая окраска характерна для гидрослюдистых аргиллитов, содержащих примесь растительного дегрита или углистого вещества; зеленовато-серая, светло-зеленая и изумрудно-зеленая окраска свидетельствует о присутствии хлорита или пумпеллиита; бурая и темно-бурая окраска вызвана присутствием тонкораспыленных окислов железа. Аргиллиты без примесей, известковистые и углистые темно-серого и зеленовато-серого цвета распространены в котиковской серии. Темно-серые и пестроокрашенные аргиллиты, как правило, кремнистые или туфогенные характерны для рымникской и березовской серий.

Аргиллиты — темно-серые и зеленовато-серые породы с горизонтально-слоистой или микропятнистой текстурой; состоят из чешуек гидрослюды — 20–70%, хлорита — до 5–34% и тонкообломочного материала — 3–45%, кварца, полевых шпатов, облом-

ков эффузивных, кремнистых и осадочных пород, рудных минералов, сфена, лейкоксена, рутила, циркона, пироксенов, амфиболов, эпидота, турмалина, граната, апатита и др. (данные минералогических анализов). Для них весьма характерно присутствие углефицированного растительного дегрита — до 1—5%. Аутигенные диагенетические минералы в аргиллитах представлены пиритом, марказитом, гидроокислами железа, опалом, кальцитом, реже глауконитом, а катагенетические образования — прожилками кварца, цеолитов, кальцита и хлорита.

Кремнистые аргиллиты — темно-серые, зеленовато-серые, светло-зеленые и бурые породы с горизонтально-слоистой, волокнисто-ориентированной или пятнистой микротекстурой; состоят из мелких чешуек гидрослюды — 60—90%, крипто-микрозернистой опал-халцедоновой массы — 5—20%, иногда с примесью хлорита — до 25%, терригенного или пирокластического материала — до 5% и тонкораспыленных окислов железа — 10%. В некоторых разностях присутствуют скелеты радиолярий — до 3—5% (табл. ХХIII, фото 89; табл. ХХIV, фото 91, 93).

Сильно кремнистые аргиллиты отличаются от вышеописанных пород светло-зеленой окраской, высоким содержанием минералов кремнезема — до 30% а также присутствием углефицированного растительного дегрита и фитоморфоз марказита.

Кремнисто-туфогенные аргиллиты — темно-серые горизонтально-слоистые или микропятнистые породы; содержат до 25% осколков плагиоклазов и хлоритизированного вулканического стекла, скрепленных гидрослюдой — 60% и опал-халцедоновой массой — 15%. Иногда в них присутствуют радиолярии и углефицированный растительный дегрит (табл. ХХIV, фото 92).

Туфогенно-кремнистые аргиллиты в отличие от вышеописанных пород содержат до 10% пирокластического материала и 70% гидрослюды.

Сильно туфогенные аргиллиты — зеленовато-серые, светло-зеленые и темно-серые породы с горизонтально-слоистой и пятнистой микротекстурой; состоят из гидрослюды — 10—60% или хлорита — 5—60%, пирокластического материала (плагиоклазы, пироксены, витрокласти) — 35—40%, опал-халцедоновой массы — до 5—10%. Для этих пород весьма характерно присутствие углефицированного растительного дегрита, а также вкрапленников цирита или марказита (табл. ХХIII, фото 88, 90).

Аутигенные катагенетические образования в описанных породах представлены прожилками кварца, халцедона, карбонатов, реже хлорита (табл. ХХVII, фото 104; табл. ХХVIII, фото 109, 110).

Изучение состава глинистой части аргиллитов осуществлялось в шлифах с параллельным применением для выделенной фракции мельче 0,001 мм (Петелин, 1967) рентгеновского, термического¹ и химического анализов. Дополнительно производилось окрашивание суспензии, содержащей частицы < 0,001 мм, органическими и минеральными красителями. В качестве красителей использовались: 0,001% раствор метиленового голубого (МГ), насыщенный раствор солянокислого бензидина (Бн) и насыщенный раствор KCl. Цвет суспензии определялся визуально методом сравнения со шкалой, помещенной в методическом руководстве по петрографо-минералогическому изучению глин (Викулова, 1957, с. 253). Рентгено-структурные исследования методом порошка в камерах Дебая проведены Т.В. Траскуновой в Центральной лаборатории ПГУ. Дифрактограммы фракции < 0,001 ориентированных препаратов были получены В.Б. Курносовым (1971) и В. Мошениченко в ДВГИ ДВНЦ АН ССР на дифрактометре ДРОН-1 с использованием медного отфильтрованного (Ni-фильтр) K_{α} -излучения (рис. 11, 12). Условия съемки следующие: щели — 0,5; 1,0; 0,25 мм, напряжение — 35 kV, сила тока 14 mA, скорость вращения счетчика 202 град/мин до величины брэгговского угла $40-44^{\circ}$ при съемке ориентированных природных образцов и до $14-16^{\circ}$ при съемке образцов после насыщения этиленгликolem и прокаливания. Полиминеральный состав фракции < 0,001 мм определил следующий порядок исследования каждого образца (Викулова, 1957):

- 1) съемка природного ориентированного препарата;
- 2) съемка насыщенного этиленгликolem этого же препарата;

¹ Термические анализы выполнены в СахКНИИ Л.Н. Шустовым.

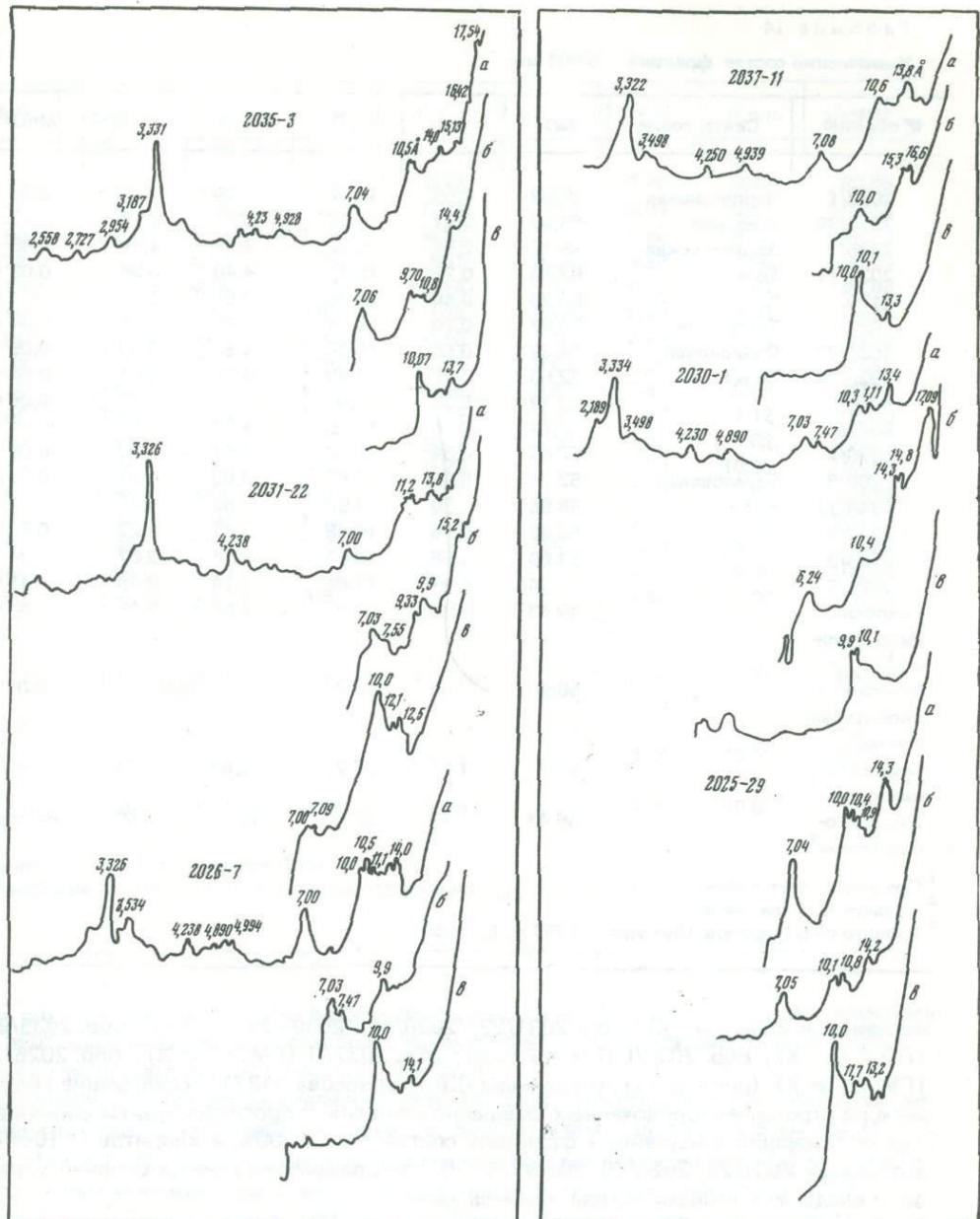


Рис. 11. Дифрактограммы фракции $<0,001$ мм

Породы из свит: 2035-3 – заслоновской; 2031-22, 2026-7 – ольдонской; а – природный препарат, б – насыщенный этиленгликолем, в – прокаленный при 500°C

Рис. 12. Дифрактограммы фракции $<0,001$ мм

Породы из свит: 2037-11 — заслоновской; 2030-1, 2025-29 — ольдонской: а — природный препарат, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный при 500°C

- 3) съемка препарата, прокаленного до 500° в течение 1–3 часа;
 4) съемка отдельных образцов после предварительной обработки 10% HCl в течение 1 часа (распознавание железистых хлоритов и каолинита) (рис. 11, 12).

Рентгеноструктурными анализами в тонкодисперсной части глинистых пород установлены гидрослюды (Γ), не строго неупорядоченные смешанно-слойные гидрослюда-монтмориллонитовые образования ($\Gamma\text{-М}$) с преобладанием в составе гидрослюды,

Таблица 14

Химический состав фракций < 0,001 мм

№ образца	Свита, серия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
2083/1	Нерпиченская	52,02	0,59	17,06	5,48	2,21	0,05
2074/20	Учирская	55,65	0,47	14,10	3,54	2,16	—
2035/3	Заслоновская	48,17	0,58	15,29	7,08	4,14	0,05
2037/11	То же	52,36	0,27	16,11	4,40	3,34	0,03
2120	"	53,76	0,49	16,28	3,50	2,20	—
2032/1	Туровская	50,94	0,70	17,24	4,65	2,85	0,04
2031/22	Ольдонская	54,32	0,66	15,77	4,53	3,43	0,05
2025/29	То же	52,53	0,36	17,28	4,98	3,51	0,04
2028/12	"	52,12	0,36	17,08	5,40	3,17	0,06
2027/4	"	54,71	0,36	17,28	4,34	3,43	0,04
2026/7	"	53,46	0,34	17,59	4,47	3,43	0,05
2208/8	Березовская	52,77	0,42	17,60	3,03	2,37	0,04
2249/12	То же	55,95	0,30	17,93	2,62	1,47	—
2243/3	"	56,95	0,56	15,68	3,47	2,22	0,04
2226/3	"	53,09	0,56	16,04	3,34	3,07	0,04
2284/9	"	57,44	0,51	17,61	2,14	2,85	0,11
Гидрослю- дистые гли- ны ¹		49,63	0,64	24,6	5,90	2,29	—
Монтмори- ллонитовые глины ²		58,90	0,33	18,74	0,06		0,01
Каолинито- вые глины ³		44,47	1,11	36,22	2,69	0,18	—
Шамозито- вые глины ⁴		36,41	1,48	27,13	12,11	3,59	Не опр.

¹ Среднее из 4 анализов.² Среднее из 7 анализов.³ Среднее из 6 анализов (Викулова, 1957, с. 56, табл. 3).

железистые хлориты (Х) : обр. 2031/22; 2028/12; 2059–29 ($\Gamma > X$) ; обр. 2035/3 ($\Gamma M < \Gamma = X$) ; обр. 2030/I ($\Gamma M = \Gamma < X$) ; обр. 2037/II ($\Gamma M > \Gamma \gg X$) ; обр. 2026/7 ($\Gamma M < \Gamma \gg X$) (рис. 11, 12). По данным В.Б. Курносова (1971), содержание гидрослюды и не строго неупорядоченных смешанно-слойных гидрослюд-монтмориллонитовых образований в изученных фракциях составляет 55–90%, а хлоритов – 10–45%. В образцах 2031/22, 2025/29, 2035/3, 2026/7 инфракрасной спектроскопией установлены следы или незначительная примесь каолита.

Результаты термических анализов хорошо согласуются с данными рентгеноструктурных определений. Амплитуда пика первой эндотермической реакции, связанной с потерей межслоевой воды, при одинаковых условиях опыта находится в прямой зависимости от содержания неупорядоченных смешанно-слойных гидрослюд-монтмориллонитовых образований. Вторая и третья эндотермические реакции, как правило, менее интенсивные и выразительные, объясняются несовершенством структуры глинистых минералов¹ и их тонким агрегатным состоянием, способствующими быстрой потере при нагревании конституционной воды и разрушению кристаллической решетки. Присутствие в составе фракции железистых хлоритов осложняет протекание второй эндотермической реакции, смещающей окончание ее до температуры 700–820⁰ (обр. 2030/I, 2026/7, 2031/22 2035/3 и др. ; рис. 13). Медленно протекающая экзотермическая реакция с максимумом 330–800⁰ вызвана окислением растительно-го детрита и разложением сульфидов железа (пирита, марказита). Эта реакция протекает более сложно в случае присутствия водных окислов железа (обр. 2033/3, 2032/1

¹ Дефекты методики выделения фракции.

MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
2,48	0,87	4,70	1,35	0,12	—	3,46	9,16	99,55
2,84	0,87	4,36	1,12	0,18	—	4,03	10,87	100,19
4,90	1,59	4,05	1,13	0,14	—	2,96	9,45	99,53
5,23	—	4,43	0,84	0,07	0,55	4,28	7,78	99,69
2,53	0,08	4,53	0,97	0,18	—	4,60	10,01	99,93
3,18	—	4,17	0,81	0,03	0,08	5,23	9,83	99,75
3,85	—	4,67	0,92	0,10	0,03	2,94	8,68	99,95
3,08	0,32	5,15	1,35	0,09	0,64	3,00	8,15	100,48
4,19	0,57	4,19	1,88	0,16	0,67	3,87	8,09	100,72
3,06	0,18	4,59	1,02	0,12	0,63	3,72	7,12	100,60
3,50	—	4,12	1,32	0,06	0,68	3,46	8,09	100,57
1,89	0,44	5,43	0,90	0,27	—	3,99	10,41	99,56
1,91	0,88	5,64	0,89	0,06	—	3,13	9,05	99,83
2,82	0,44	4,06	1,51	0,11	—	3,13	9,58	100,57
2,51	0,88	5,65	1,35	0,11	—	1,98	10,97	99,59
2,45	0,94	4,10	1,10	0,07	—	1,70	9,14	100,16
3,83	1,15	5,17	0,46	Не опр.		4,96	6,30	100,04
3,72	1,60	1,21	1,48	Не опр.		13,85	8,73	100,05
0,32	0,70		1,16	Не опр.		3,04	13,20	100,06
1,79	0,69	1,94	0,67	Не опр.		3,40	10,65 ⁵	99,82

⁴ Среднее из 6 анализов (Ратеев, 1964).

⁵ В оригинале (Ратеев, 1964) приведены содержания C_{орг}, CO₂, H₂O⁺.

и др.; рис. 13). Исключительно редко наблюдается экзотермическая реакция с максимумом 960°, вызванная перекристаллизацией аморфных продуктов разрушения гидрослюды и монтмориллонита (обр. 2028/12 и др.).

Выполненные химические анализы (табл. 14) свидетельствуют о полиминеральном составе тонкодисперсной части аргиллитов. Вместе с тем содержание SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O указывает на преобладание в составе фракции < 0,001 мм гидрослюды. Более высокое, чем в чистых гидрослюдистых глинах (Викулова, 1957), содержание кремнезема и окиси натрия объясняется примесью монтмориллонита, а заниженное содержание глинозема, очевидно, связано с замещением в октаэдрических слоях алюминия магнием и железом. Высокое содержание закисного железа объясняется присутствием в составе фракции железистых хлоритов.

Цветные реакции глинистой суспензии, содержащей частицы < 0,001 мм с красителем метиленовым голубым (МГ), МГ + KCl и солянокислым бензидином (Бн), подтверждают сделанное выше заключение о полиминеральном составе фракции < 0,001 мм (табл. 15). Более определенные выводы при отсутствии спектрофотометрии получить не удалось.

Сложный состав рассмотренных пород определяет смешанный тип присущих им структур. Структуры аргиллитов представляют сочетание алевропелитовой, псаммопелитовой, фитопелитовой и реликтовой пепловой структур (Викулова, 1957). Из однородных структур, кроме вышеперечисленных, можно отметить оoidную структуру, обусловленную присутствием бобовин и хлопьевидных образований хлорита в аморфной и крипто-кристаллической опал-халцедоновой основной массе.

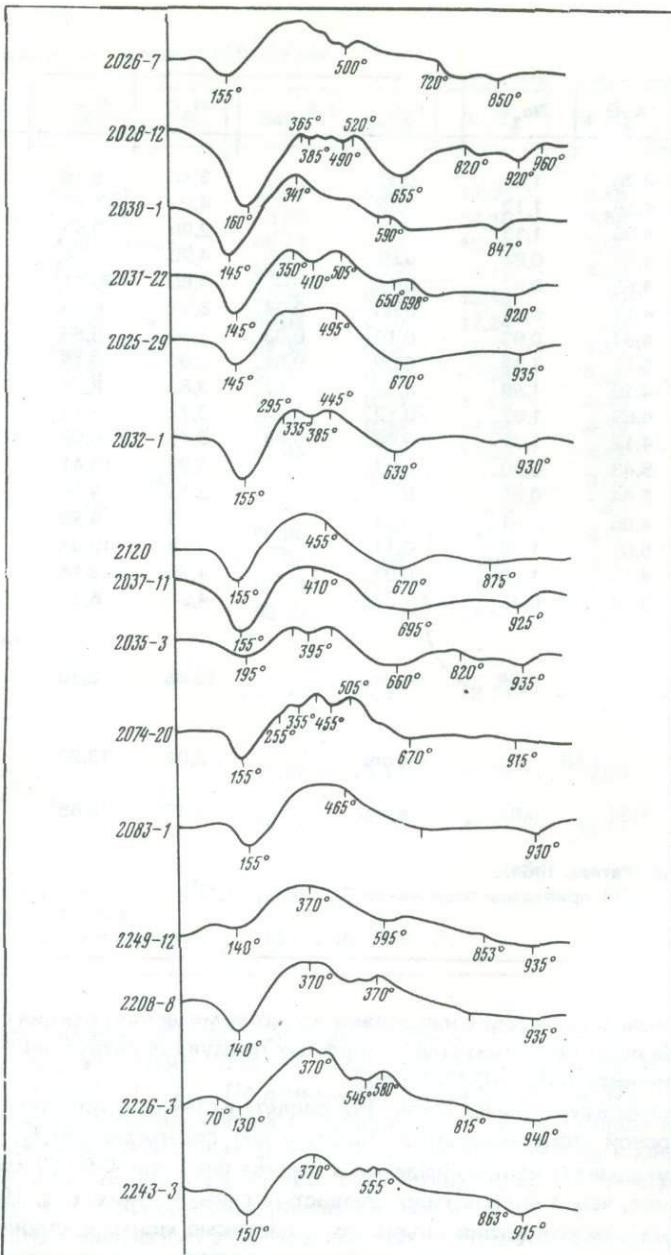


Рис. 13. Термограммы глинистых пород из верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинских гор, фракция $<0,001$ мм

Породы из свит: 2036-7, 2028-12, 2030-1, 2031-22, 2025-29 – ольденской; 2032-1 – туровской; 2120, 2037-11, 2035-3 – заслоновской; 2074-20 – учирской; 2083-1 – нерпиченской; 2249-12, 2208-8, 2226-3, 2243-3 – березовской серии

В рассматриваемом районе наиболее широко распространены аргиллиты с горизонтально-слоистыми и линзовидно-слоистыми текстурами, обусловленными присутствием прослоев и линз, обогащенных алевритовым, псаммитовым терригенным или пирокластическим материалом или насыщенных углефицированным растительным детритом. Прерывистая микрогоризонтально-слоистая текстура наблюдается в аргиллитах, содержащих многочисленные изолированные друг от друга обрывки растений, чешуи гидрослюды, обломки пород, ориентированные по наслоению и подчеркивающие сло-

Таблица 15

Результаты окрашивания глинистой суспензии, содержащей частицы < 0,001 мм

№ образца	Свита, серия	Красители									
		МГ	МГ+KCl	Бн	МГ	МГ+KCl	Бн	МГ	МГ+KCl	Бн	
		Раствор			Осадок			Взмученная суспензия			
2081/3	Нерпиченская	С	Г3	Б	С	Г	Г	С	Г3	БлГ	
2074/20	Учирская	С	Г3	Б	С	Г3	Б	С	Г3	Б	
34/3	То же	С	Г	Б	С	С	Ф	Г	СГ	ФС	
2035/3	Заслоновская	Г	ГС	Б	Г	С	ГС	Г3	ГС	С	
2037/11	То же	Г	Г	ФС	Г	Г	С	Г	Г	С	
2120	"	С	Г3	Б	С	Г3	Б	С	Г3	Б	
2032/1	Туровская	ГС	Г	ФС	Г3	ГС	С	Г3	ГС	СФ	
2025/29	Ольдонская	Г	Г3	Б	Г3	Г3	ФС	Г3	Г3	С	
2031/22	То же	Г	Г3	ФС	ГС	Г3	С	Г	Г3	С	
2030/1	"	С	Г	Б	Г3	С	С	Г3	ГС	С	
2028/12	"	ГС	Г	ФС	С	Г3	С	ГС	Г3	С	
2027/4	"	ГС	Г3	С	ГС	Г3	С	С	Г3	С	
2026/7	"	ФС	Г	ФС	ФС	Г3	ФС	С	Г3	С	
2243/3	Березовская	ФС	Г3	Б	ФС	Г	Г	ФС	Г3	БлГ	
2226/3	То же	СГ	Г3	Б	СГ	Г	Б	С	Г3	Б	
2208/8	"	Г	3	Б	Г	С	Б	Г	Г3	Б	
2249/12	"	С	Г3	Б	С	Г	Г	С	Г3	Б	
2266	"	СГ	Г3	Б	СГ	Г	Б	С	Г3	Б	
2284/9	"	С	Г3	Б	С	Г	Б	С	3	Б	

П р и м е ч а н и е. Цвета: 3 – зеленый, Г3 – голубовато-зеленый, Г – голубой, СГ – сине-голубой, ГС – голубовато-синий, С – синий, Ф – фиолетовый, СФ – синевато-фиолетовый, ФС – фиолетово-синий, БлГ – блеклый голубой, Б – бесцветный.

истость породы. Характерные особенности расположения в аргиллитах глинистых минералов определяют распространение следующих микротекстур: волокнисто-ориентированной, чешуйчато-ориентированной и беспорядочной. В процессе диагенеза формируются микропятнистые текстуры, обусловленные неравномерным распределением различных глинистых минералов, растительного дегрита, пирита, марказита, гидроокислов железа и др. (табл. XXVI, фото 100).

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (СИЛИЦИТЫ)

Кремнистые породы отмечены в составе богатинской, ракитинской, учирской, заслоновской свит и березовской серии. Из них наиболее широко распространены яшмы, радиоляриты, фтанитоподобные породы, туфогенные, сильно туфогенные и сильно глинистые силициты. В составе ракитинской свиты и березовской серии, кроме того, отмечены кремнисто-лимонитовые и лимонит-карбонат-кварцевые породы.

Я ш м ы – красно-бурые, сургучные, светло-серые и темно-серые массивные, слоистые или ложнобрекчиевидные породы с криптокристаллическими, микро-зернистыми, реликтовыми органогенными или вторичными – волокнистыми и радиолитовыми структурами; состоят из кварц-опал-халцедоновой или опал-халцедоновой массы, содержащей равномерно распыленные окислы железа (5–10% – красно-бурые, сургучные яшмы) или хлопьевидные выделения хлорита – до 5% и сульфиды железа (темно-серые яшмы). Характерны остатки радиолярий – до 5–10% (табл. XXV, фото 96; табл. XXVIII, фото 108).

Радиоляриты – красно-бурового цвета породы с реликтовой органогенной структурой и массивной или микрогоризонтально-слоистой текстурой. От

описанных яшм отличаются присутствием $> 50\%$ скелетов радиолярий, сложенных криптокристаллическим или микрозернистым халцедоном или микрозернистым халцедоном или кварцем (табл. XXV, фото 95).

Глинистые яшмы — зеленовато-серые, светло-зеленые, темно-серые и красно-бурые, микрогоризонтально-слоистые породы. Сложенны они опалом, халцедоном, иногда микрозернистым кварцем — 80–90% с примесью землистых, хлопьевидных или чешуйчатых агрегатов хлорита — 10–20% и гидрослюды — до 2%. В некоторых разновидностях глинистых яшм присутствует пирокластический материал — до 5%, окислы железа — до 5% или остатки радиолярий. Причем нередко ядра радиолярий выполнены хлоритом, а раковины — халцедоном или кварцем (табл. XXV, фото 97).

Глинистые радиолиты — зеленовато-серые и сургучные микрогоризонтально-слоистые породы с реликтовой органогенной структурой. В отличие от описанных глинистых яшм содержат $> 50\%$ скелетов радиолярий.

Глинистые фтанитоподобные силициты — зеленовато-серые микрогоризонтально-слоистые породы с криптокристаллической, микрозернистой и фитопелитовой структурой. Кроме опал-халцедона — 75% и глинистых минералов — 13%, содержат мелкий растительный дегрит — до 10%.

Сильно глинистые светло-зеленые яшмы и красно-бурые радиолиты отличаются от глинистых силицитов более высоким содержанием глинистых минералов — 25–35% (хлорита, гидрослюды) и более отчетливой микрогоризонтально-слоистой текстурой, иногда с элементами чешуйчато-ориентированной или беспорядочной.

Туфогенные фтанитоподобные силициты — темно-серые микрогоризонтально-слоистые породы; состоят из осколков полевых шпатов — 10%, опал-халцедоновой криптозернистой массы — 75%, игловидных чешуек гидрослюды — 5% и мелкого растительного дегрита — 10%.

Сильно туфогенные силициты — темно-серые микрогоризонтально-слоистые породы с реликтовой пепловой и кристаллокластической структурой; состоят из опал-халцедоновой массы с реликтовой пепловой структурой — 65%, осколков плагиоклазов — 35% и единичных зерен пироксенов.

Аутигенные катагенетические минералы в описанных силициатах представлены халцедоном, кварцем, кальцитом, хлоритом, альбитом, пумпеллитом, эпидотом, реже анальцином (прожилки; табл. XXVII, фото 105). Наличие густой сети различно ориентированных прожилков перечисленных минералов определяет псевдо-брекчийевую текстуру породы.

Кремнисто-имонитовые породы имеют красно-бурую окраску и сложены гидроокислами железа (очевидно, развиты по гематиту) — 85%, криpto- и микрокристаллическим халцедоном — 15%. По мнению И.В. Хворовой (1968), аналогичные (с гематитом) породы формируются в местах выхода подводных термальных источников, выносивших в бассейн кремнезем и железо.

Имонит-карбонат-карбонатовые породы в виде линз залегают в основании лавовых потоков. Это сиренево-серые породы с порфировидной структурой и узловатой текстурой; состоят из агрегата мелких идиоморфных зерен кварца — 60%, карбоната — 25% и выполняющих межзерновые промежутки гидроокислов железа — 15%. Структура основной массы сотовая. Порфировидные выделения (узлы) представлены равномерно распределенными и однообразно ориентированными призматическими и овальными по форме агрегатами идиоморфных зерен карбоната с включениями редких зерен кварца, обладающих также сотовой (мозаичной) структурой. Структурно-текстурные признаки свидетельствуют о возможном метасоматическом происхождении описанных пород.

В изученном районе, помимо отмеченных выше пород, в составе ракитинской, туровской свит и березовской серии обнаружены смешанные кремнисто-глинисто-туфогенные породы, содержащие менее 50% каждого из трех компонентов (Гранник, 19726). О фактическом распространении этих пород судить трудно, так как визуально определять их в процессе полевых исследований практически невозможно.

можно. Как правило, породы этой группы по полевым определениям были отнесены к кремнистым, кремнисто-глинистым или пирокластическим породам.

Глинистые кремнистые породы — очень крепкие, сургучные, темно-серые или черные с зеленоватым оттенком с алевропелитовой структурой и микрогоризонтально-слоистой текстурой; состоят они из крипто-кристаллической опал-халцедоновой массы, хлорита или гидрослюды и пирокластического материала: рогулек стекла и осколков плагиоклазов. Обычно присутствуют радиолярии и мелкий углефицированный растительный детрит с фитоморфозами марказита и пирита. Ядра радиолярий выполнены хлоритом, а скелеты образованы микрозернистым халцедоном или кварцем (табл. XXIV, фото 94). Катагенетические образования в них представлены прожилками халцедона, кварца, кальцита, хлорита, альбита, циолитов.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы представлены хемогенными и органогенно-обломочными известняками.

Хемогенные известняки отмечены в ракитинской свите и в березовской серии. Это светло-серые, розовые или красно-бурые цвета породы, сложенные пелитоморфным, тонкозернистым и крупнозернистым кальцитом с незначительной примесью Fe_2CO_3 и $MnCO_3$. Розовые и красно-бурые известняки содержат тонкораспыленные окислы железа и скелеты радиолярий, замещенные тонкозернистым кальцитом.

Органогенно-обломочные известняки (ракушняки) залегают в основании учирской свиты. Состоят они из битой ракуши и иоцерамов — 75%, скрепленной пирокластическим материалом (плагиоклазы — 5%, пироксены — 1%, витрокласти — 14—20%), анальцином и цеолитом — 5% (табл. XXV, фото 98). Структура ракушняков детритусовая. Текстура — горизонтально- или волнисто-слоистая, обусловленная чередованием слойков, обогащенных битой ракушей или пирокластическим материалом.

В юго-западной части района распространены известняки, сформированные в результате выветривания и эрозии горных пород. Их структура — горизонтально-слоистая, обусловленная чередованием слойков, обогащенных битой ракушей или пирокластическим материалом.

1. По положению в разрезе, петрографическому иgeoхимическому составу эфузивные породы объединены в четыре комплекса: ракитинский спилитовый, ракитинский кварц-альбитофировый, березовский спилит-диабаз-альбитофировый, учирский трахиандезитовый.

2. Роль грубообломочных терригенных и вулканомиктовых пород в разрезах верхнего мела весьма ограничена (в среднем до 0,9—1,5% конгломератов в рымникской и березовской сериях и до 5% — в котиковской серии). Подавляющее большинство конгломератов сформировалось за счет размыва местных пород области седиментации и лишь незначительная часть их преимущественно в верхней половине разреза — за счет разрушения более древних вулканогенно-кремнистых и метаморфических комплексов. Формирование конгломератов происходило в прибрежной и мелководной зонах морского бассейна, реже — в условиях периодически заболачиваемых прибрежных равнин (ассоциируют с углами и углистыми породами).

3. Песчаники и алевролиты относятся к наиболее распространенным верхнемеловым породам. Им свойственна низкая минералогическая зрелость — преобладание в составе обломков пород, присутствие малоустойчивых минералов.

Снизу вверх по разрезу в составе верхнемеловых песчаников наблюдается уменьшение содержания вулканомиктового и пирокластического материала и одновременное увеличение содержания терригенного материала.

В ракитинское и учирское время формирование псаммитовых отложений проходило в условиях интенсивного наземного вулканизма, подавлявшего привнос терригенного материала. В этой части разреза преобладают песчаники вулканомиктовые и терригенно-вулканомиктовые, часто туфогенные, собственно граувакковые, полевошпатово- или кварц-полевошпат-граувакковые преимущественно порfirит-базальтовые, обычно содержащие обломки полевых шпатов среднего и ос-

новного состава. В более поздние периоды основное количество вулканомиктового материала поступало в седиментационный бассейн за счет разрушения вулканических построек. Поступление терригенного материала регулировалось интенсивностью размыва более древних вулканогенно-кремнистых, осадочных и метаморфических комплексов. Вследствие этого в верхней части разреза широко распространены вулканомиктovo-терригенные собственно граувакки, кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки литокластовые, порфирит-базальтовые и фельзит-порфировые кислоплагиоклазовые, граувакковые аркозы; появляются собственно аркозы и кварц-полевошпатовые песчаники.

Широкое распространение в верхнемеловом разрезе песчаников с пуддинговой структурой I подтипа и градационной слоистостью свидетельствует о высокой сейсмичности седиментационной области. Накопление псамmitовых осадков сопровождалось частыми размывами обычно более тонкозернистых подстилающих отложений, подводными оползнями и мутьевыми потоками, вызываемыми частыми моретрясениями.

Слабая степень окатанности и сортировки песчаных зерен, состав глинистых минералов в цементе песчаников (хлорит, гидрослюды), сохранность малоустойчивых минералов (основные плагиоклазы, пироксены, амфиболы) свидетельствуют о коротком пути переноса обломочного материала и о слабо выраженном химическом выветривании материнских пород в области размыва.

4. Накопление верхнемеловых глинистых осадков происходило в условиях интенсивного подводного и наземного вулканизма и длительной поствулканической экскавационной деятельности. Вследствие этого в верхнемеловом разрезе региона широко распространены туфогенные и кремнистые разновидности аргиллитов.

Глинистые минералы в аргиллитах довольно однообразны и представлены гидрослюдами, хлоритами, не строго неупорядоченными смешанными гидрослюдами-монтмориллонитовыми минералами с незначительным содержанием разбухающих пакетов.

Парагенезисы пород и структурно-текстурные особенности кремнистых аргиллитов из нижней части верхнемелового разреза свидетельствуют о происхождении глинистых минералов в них за счет разложения пеплов, а особенности аргиллитов из верхней части разреза — о терригенном происхождении главной массы глинистого материала. Наличие в верхней части верхнемелового разреза смешанно-слойных ГМ-образований свидетельствует о частичной трансформации в процессе катагенеза гидрослюды за счет монтмориллонита, который является идеальным "сырьем" для ее образования (Коссовская, Дриц, Соколова, 1971). Следовательно, конечный минеральный состав аргиллитов в большой степени зависит от позднее наложившихся процессов катагенеза.

Состав глинистых минералов свидетельствует о слабо выраженном химическом выветривании материнских пород в области сноса.

5. Установлено, что в тяжелой фракции вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов ракитинской, нерпиченской и учирской свит преобладают пироксены и амфиболы, а в вулканомиктovo-терригенных разновидностях — эпидот. Для тяжелой фракции песчаников, алевролитов и аргиллитов заслоновской, туровской, ольдонской свит и березовской серии характерна следующая минералогическая ассоциация: эпидот, пироксены, циркон, гранат. Причем повышенные содержания особенно последних двух минералов (и турмалина в песчаниках) весьма характерны для пород березовской серии.

6. Аутигенные диагенетические минералы в рассмотренных породах представлены пиритом, марказитом, кальцитом, опалом, халцедоном, гидроокислами железа, редко глауконитом, а катагенетические образования — прожилками халцедона, кварца, карбонатов, хлорита, пумпеллиита, эпидота, цеолитов, анальцима, альбита.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

В настоящее время существуют различные взгляды на то, что такое формация (Усов, 1945; Шатский, 1945, 1965; Белоусов, 1948, 1962; Попов, 1948, 1959, 1966; Муратов, 1949; Рухин, 1953; Страхов, 1956; Хайн, 1964; и др.), и соответственно различные принципы могут быть положены в основу их выделения. Нами, вслед за Н.С. Шатским (1965) и Н.П. Херасковым (1967), под формациями подразумеваются ассоциации горных пород, отдельные члены которых тесно, парагенетически связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношении.

Основными признаками, на основании которых выделялись конкретные формации, являлись: 1) петрографический и петрохимический состав пород, позволяющий отнести конкретную ассоциацию к определенному формационному типу и 2) строение осадочных и вулканогенных толщ. Состав выделенных формаций охарактеризован качественно и количественно.

По этим признакам в составе верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса выделены следующие формации: богатинская кремнисто-глинистая, ракитинская кремнисто-вулканогенная, березовская вулканогенно-кремнисто-терригенная, учирская вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая, заслоновско-турковская вулканомиктово-терригенная угленосная, ольдонская вулканомиктово-терригенная флишевая.

БОГАТИНСКАЯ КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

Богатинская формация залегает в основании верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса и по объему соответствует богатинской свите (конъяк? – ранний сантон). Породы формации выходят на дневную поверхность в юго-западной части рассматриваемой территории в бассейнах рек Богатая, Мелкая, Герань и в верховьях левых притоков р. Рукутамы. Подстилающие образования достоверно не установлены. Повсеместно наблюдается тектонический контакт ее с комплексом нижезалегающих юрско-нижнемеловых отложений (остринская, хойская свиты). Ю.М. Ковтуновичем (1970а) отмечается литологическое сходство отложений богатинской формации с верхней частью хойской свиты, развитой в бассейне р. Пиленга. Средняя видимая мощность формации составляет 1500 м (табл. 16).

Литологический состав богатинской формации однообразен и достаточнодержан по площади.

Основные породы формации – кремнистые и сильно кремнистые аргиллиты, туффиты с кремнистыми и кремнисто-глинистым цементом, глинистые и сильно глинистые яшмы; второстепенные – граувакковые или арковые песчаники и туфы (табл. 16). Характерные особенности пород формации: темно-серая, зеленовато-серая, светло-зеленая и голубовато-зеленая окраска, высокая плотность, преобладание микрогоризонтально-слоистых текстур и тонкозернистых структур, присутствие скелетов радиолярий и обильных включений пирита.

Элементарные породы ассоциации (характерные сочетания определенных горных пород; Хворова, 1963): кремнистые или сильно кремнистые аргиллиты, глинистые или сильно глинистые яшмы; туффиты с кремнисто-глинистым или кремнистым

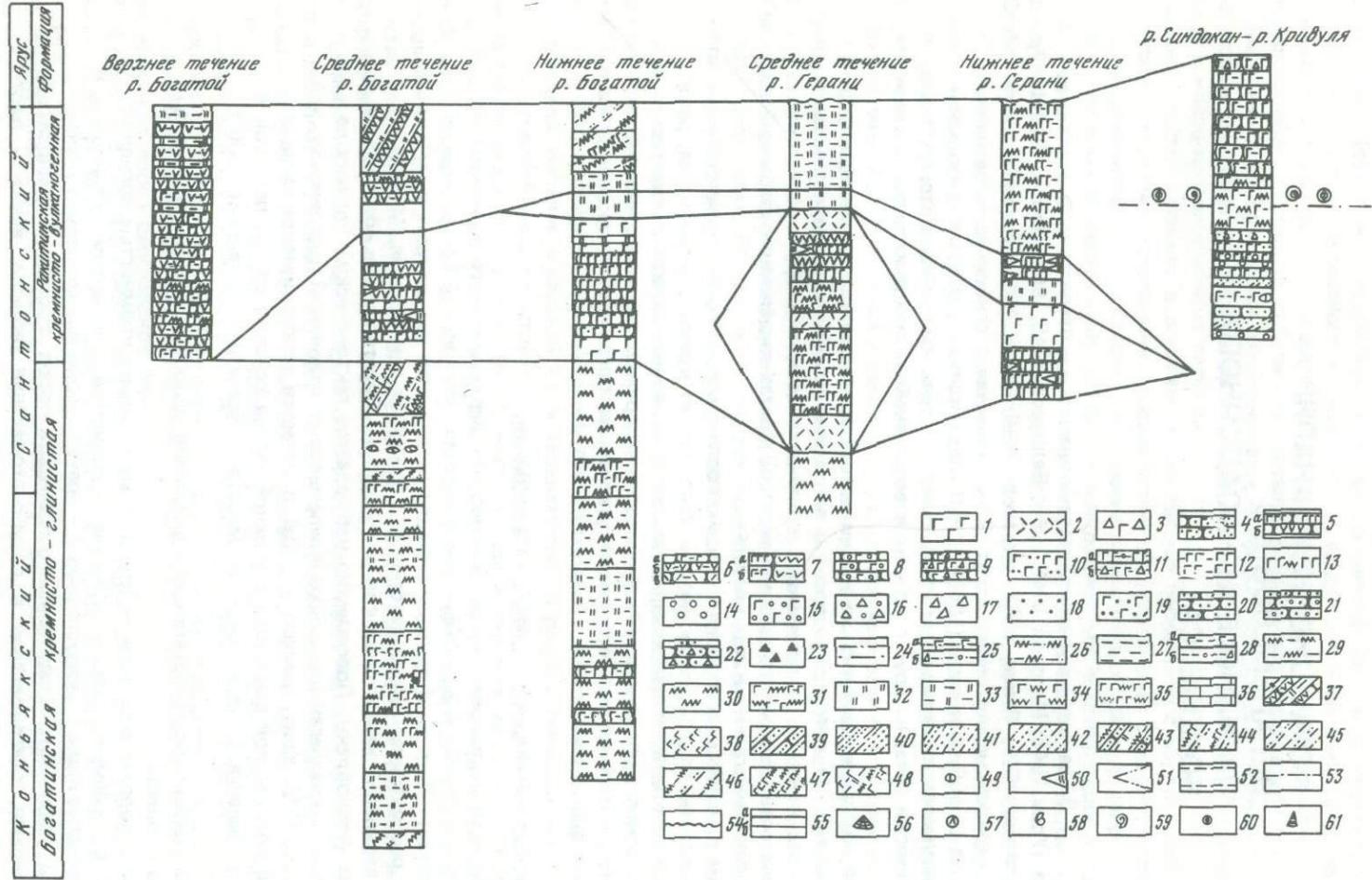


Таблица 16

Литологический состав и содержание пород в богатинской кремнисто-глинистой формации

Тип пород	Среднее течение р. Богатая		Нижнее течение р. Богатая		Усредненный состав формации	
	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
Кремнистые аргиллиты	588	36,8	620	44,3	604	40,3
Сильно кремнистые аргиллиты	365	22,8	280	20,0	322,5	21,5
Туффиты с кремнистым и кремнисто-глинистым цементом	355	22,2	130	9,3	242,5	16,3
Глинистые и сильно глинистые яшмы	210	13,1	325	23,2	267,5	17,5
Туфы пепловые	65	4,1	45	3,2	55,0	3,8
Песчаники	17	1,0	—	—	8,5	0,6
Мощности формации	1600	100	1400	100	1500	100

Примечание. Σh в табл. 16 и других означает суммарную мощность пластов.

Рис. 14. Строение богатинской кремнисто-глинистой и ракитинской кремнисто-вулканогенной формаций

Вулканогенные породы: 1 — эфузивные породы основного состава; 2 — эфузивные породы кислого состава; 3 — вулканические брекции; 4 — крупнообломочные туфы основного состава; 5 — мелкообломочные туфы: а — основного состава, б — среднего состава; 6 — тонкообломочные туфы: а — основного состава, б — среднего состава, в — кислого состава; 7 — туфы андезит-базальтов: а — мелкообломочные, б — тонкообломочные; 8 — пуддинговые туфы I подтипа основного состава; 9 — пуддинговые туфы II подтипа основного состава; 10 — туффиты мелкообломочные; 11 — пуддинговые туффиты: а — I подтипа, б — II подтипа; 12 — глинистые и сильно глинистые туфиты; 13 — кремнистые и сильно кремнистые туфиты.

Осадочные породы: 14 — конгломераты; 15 — конгломераты туфогенные; 16 — конгломерато-брекции; 17 — глыбовые брекции; 18 — гравелиты, грубозернистые песчаники; 19 — туфогенные гравелиты, грубозернистые песчаники; 20 — песчаники; 21 — пуддинговые песчаники I подтипа; 22 — пуддинговые песчаники II подтипа; 23 — турбидиты; 24 — алевролиты; 25 — алевролиты: а — туфогенные, б — с включениями гальки и щебенки; 26 — кремнистые алевролиты; 27 — аргиллиты; 28 — аргиллиты: а — туфогенные, б — с включениями гальки и щебенки; 29 — кремнистые аргиллиты; 30 — сильно кремнистые аргиллиты; 31 — кремнисто-туфогенные и туфогенно-кремнистые аргиллиты; 32 — силициты (яшмы, радиоляриты); 33 — глинистые и сильно глинистые силициты; 34 — туфогенные силициты; 35 — глинисто-кремнисто-туфогенные породы; 36 — известняки.

Чередование пород: 37 — переслаивание глинистых силицитов и мелкообломочных туфов; 38 — переслаивание туффитов и туфогенных аргиллитов; 39 — песчаники с редкими прослоями алевролитов; 40 — флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов; 41 — переслаивание песчаников и аргиллитов; 42 — переслаивание песчаников и алевролитов; 43 — переслаивающиеся песчаники, кремнистые аргиллиты и сильно глинистые силициты; 44 — сильно кремнистые туффиты, чередующиеся с пакетами тонко переслаивающихся песчаников и алевролитов; 45 — алевролиты с редкими прослоями песчаников; 46 — кремнистые аргиллиты с редкими прослоями песчаников; 47 — кремнистые аргиллиты с прослоями кремнисто-глинистых туффитов; 48 — переслаивание сильно кремнистых аргиллитов, глинистых яшм, туфогенно-кремнистых аргиллитов и тонкообломочных туфов.

Прочие обозначения: 49 — карбонатные конкреции; 50 — линзы пород; 51 — линзы вулканогенно-кремнистых пород; 52 — маркирующие горизонты песчаников; 53 — горизонты с руководящей фауной; 54 — размывы; 55 — границы: а — формаций, б — подформаций; 56 — *Inoceramus schmidti*; 57 — *Patella (Helcion) gigantea*; 58 — *Eupachydiscus naumannii*; *Anapachydiscus naumannii*; 59 — *Gaudryceres tenuiliratum*; 60 — *Gaudryceras sp. nov.*; 61 — *Inoceramus naumannii*.

цементом, глинистые яшмы, сильно кремнистые и кремнистые аргиллиты. Менее типична ассоциация: туфогенные песчаники, кремнистые аргиллиты, сильно глинистые яшмы. В этом случае контакты между песчаниками и кремнистыми аргиллитами отчетливые, резкие, а между кремнистыми аргиллитами и глинистыми яшмами наблюдаются постепенные переходы, выраженные в изменении содержания в породе глинистых минералов. В крупном плане в строении формации наблюдается чередование мощных (200–300 м) пачек силицитов и кремнистых аргиллитов с пачками кремнисто-глинистых туффитов и пепловых туфов (рис. 14).

Парагенезис пород и состав позволяет считать богатинскую формацию гомологом кремнисто-сланцевой формации вулканогенно-кремнистой группы (Шатский, 1965). Кремнисто-сланцевая формация во времени (по вертикали) или в латеральном направлении обычно сменяет вулканогенную ("зеленокаменную") или яшмовую формации, от которых может быть отделена терригенными породами — песчаниками и глинистыми сланцами (Херасков, 1967, с. 51). Аналоги отмеченных формаций в рассматриваемом районе, очевидно, следует искать среди юрско-нижненемировых отложений. При этом необходимо иметь в виду, что по латерали кремнисто-сланцевая формация может быть удалена до 50–100 км от зон вулканических извержений (Шатский, 1965, с. 67).

РАКИТИНСКАЯ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

Ракитинская формация согласно залегает на богатинской формации и соответствует ракитинской свите (сантон). Контакт между ними отчетливый и устанавливается по смене парагенезисов пород. Кремнисто-глинисто-пирокластические породы богатинской формации сменяются чередующимися эфузивами, яшмами, темно-

Таблица 17

Литологический состав и содержание пород в ракитинской кремнисто-вулканогенной формации

Тип пород	Верхнее течение р. Богатая		Нижнее течение р. Богатая	
	Σh, м	%	Σh, м	%
Эфузивные породы	—	—	155	17,1
В том числе:				
спилиты	—	—	105	11,6
палеобазальты	—	—	50	5,5
кварцевые альбитофирь	—	—	—	—
Туфы	650	81,2	325	35,9
Яшмы	—	—	125	13,8
Глинистые радиоляриты	—	—	5	0,6
Известняки	—	—	10	1,1
Глинистые и сильно глинистые яшмы	100	12,5	110	12,2
Кремнистые и кремнисто-глинистые туффиты	50	6,3	45	5,0
Туфогенные фтанитоподобные силикаты	—	—	—	—
Кремнистые аргиллиты	—	—	125	13,8
Глинисто-кремнисто-пирокластические породы	—	—	—	—
Глинистые и сильно глинистые туффиты	—	—	—	—
Аргиллиты туфогенные	—	—	—	—
Песчаники	—	—	5	0,5
Алевролиты	—	—	—	—
Конгломераты и гравелиты	—	—	—	—
Мощность формации	800	100	905	100

серыми, бурьими и зелеными, мелкообломочными и крупнообломочными туфами с многочисленными линзами разноцветных яшм и розовых известняков или флишоидно переслаивающимися сургучными яшмами и розовыми известняками (Ковтунович, 1970а). В периферических частях формационной линзы контакты с нижележащими отложениями менее отчетливые, что объясняется развитием здесь в ее составе кремнисто-глинисто-пирокластических отложений, генетически родственных Богатинским, сформировавшимися на некотором удалении от зон вулканических извержений. Средняя мощность ракитинской формации 980 м (табл. 17). Наибольшая мощность ее, по данным Ю.М. Ковтуновича (1970б), составляет 1400 м, а по данным А.С. Шувалова — достигает 2300—2400 м (реки Зловещая, Мелкая).

В составе ракитинской формации выделяются четыре подформации: вулканогенная кремнисто-спилитовая, вулканогенная кремнисто-кварц-альбитофированная, яшмовая и пирокластически-кремнисто-глинистая (кремнисто-сланцевая).

Вулканогенная кремнисто-спилитовая подформация залегает в основании ракитинской формационной линзы, составляя как бы ее ядро. Породы вулканогенной подформации прослеживаются в виде полосы шириной 6—8 км от широты р. Пильги до широты р. Березовка примерно на протяжении 20 км. Наибольшую мощность (520 м) подформационная линза имеет в верхнем течении р. Герань и в нижнем течении р. Богатая, где она представлена спилитами, палеобазальтами, палеотрахибазальтами, их туфами с линзами и прослоями разноцветных яшм и сургучных глинистых радиоляритов (рис. 14).

В западном и восточном направлениях происходит выклинивание кремнисто-спилитовой подформации. Кроме того, в западном направлении наблюдается одновременное замещение основной массы эфузивов мелкообломочными туфами, содержащими редкие прослои и линзы спилитов, яшм и известняков.

Среднее течение р. Герань		Нижнее течение р. Герань		р. Синдокан—р. Кри- вулья		Усредненный состав формации	
Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
240	20,2	137	13,8	—	—	106,4	10,2
—	—	87	8,8	—	—	38,4	4,1
—	—	50	5,0	—	—	20,0	2,1
240	20,2	—	—	—	—	48,0	4,0
155	13,0	225	22,7	491,5	54,0	369,5	41,4
94	7,9	108	10,9	—	—	65,4	6,5
—	—	—	—	—	—	1,0	0,1
—	—	—	—	—	—	2,0	0,2
300	25,3	—	—	—	—	102,0	10,0
150	12,6	520	52,6	140	15,4	181,0	18,4
250	21,0	—	—	—	—	50,0	4,2
—	—	—	—	8	0,9	26,6	2,9
—	—	—	—	40	4,4	8,0	0,9
—	—	—	—	23	2,5	4,5	0,5
—	—	—	—	69,5	7,6	13,8	1,5
—	—	—	—	93	10,2	19,6	2,2
—	—	—	—	38	4,2	7,6	0,8
—	—	—	—	7	0,8	1,4	0,2
1189	100	990	100	910	100,0	958,8	100,0

Таблица 18

Литологический состав и содержание пород в вулканогенной кремнисто-спилитовой

Тип пород	Среднее течение р. Богатая		Нижнее течение р. Богатая	
	Σh , м	%	Σh , м	%
Эффузивные породы	10	3,2	155	30,1
спилиты	10	3,2	105	20,4
пaleобазальты	—	—	50	9,7
Туфы	280	90,4	310	60,2
Яшмы	10	3,2	35	6,8
Глинистые радиоляриты	—	—	5	0,9
Глинисто-кремнистые туффицы	—	—	—	—
Известняки	10	3,2	10	2,0
Мощность подформации	310	100	515	100

Основные породы подформации — спилиты, палеобазальты, их туфы и яшмы, второстепенные — глинистые радиоляриты, глинисто-кремнистые туффицы и известняки (табл. 18). Элементарные породные ассоциации: эффузивные породы, яшмы; эффузивные породы, туфы с прослойками и линзами яшм и известняков.

Вулканогенная кремнисто-кварц-альбитофировая подформация в районе среднего течения рек Березовка и Герань латерально замещает кремнисто-спилитовую подформацию. Основные породы подформации — кварцевые альбитофиры, кремнисто-глинистые туффицы, туфогенные фтанитоподобные силициты и туфы, второстепенные — яшмы. Элементарные породные ассоциации: кварцевые альбитофиры, кремнисто-глинистые туффицы или туфогенные фтанитоподобные породы, яшмы или туфы с линзами яшм. Мощность подформации 830 м.

Внешнее сходство кварцевых альбитофиров с кремнисто-пирокластическими породами затрудняет картирование их. Определенную помощь в этом случае оказывает подмеченная нами закономерность в пространственном размещении эффузивных и интрузивных образований. Породы кремнисто-спилитовой подформации прорваны дайками серпентинитов и пироксенитов, в то же время распространение кремнисто-альбитофировой подформации тяготеет к районам развития габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов. Опираясь на эти факты, широкое распространение кремнисто-кварц-альбитофировой подформации следует ожидать в юго-западной части ракитинской формационной призмы.

Яшмовая подформация залегает выше вулканогенных кремнисто-спилитовой и кремнисто-кварц-альбитофировой подформаций, а в отдельных районах замещает их в латеральном направлении. По мощности и площади распространения яшмовая

Таблица 19

Состав и содержание пород в яшмовой подформации

Тип пород	Нижнее течение р. Богатая		Нижнее течение р. Герань		Усредненный состав под- формаций	
	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
Яшмы	90	100	88	54	89	70,4
Туфы	—	—	75	46	37,5	29,6
	90	100	163	100	126,5	100

Верхнее течение р. Герань		Нижнее течение р. Герань		Усредненный состав подформации	
Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
230	57,2	147	46,4	135,5	35,1
230	57,2	87	27,5	108	28
—	—	60	18,9	27,5	7,1
—	—	150	47,3	185	48
110	27,4	20	6,3	43,7	11,3
—	—	—	—	1,3	0,4
42	10,4	—	—	10,5	2,6
20	5,0	—	—	10	2,6
402	100	317	100	386	100

подформация значительно уступает вышеописанным подформациям (табл. 19). По нашим наблюдениям, в районе рек Богатая и Герань породы ее развиты преимущественно в восточной части ракитинской формационной линзы (рис. 14). Средняя мощность яшмовой подформации составляет 100 м. Наибольшая мощность ее, по данным В.Т. Шейко, достигает 250 м.

В среднем течении р. Богатая яшмовая подформация представлена тонкогоризонтально-слоистыми сургучными яшмами. В нижнем течении р. Герань в верхней части подформации появляются туфы, содержащие многочисленные прослои и линзы сургучных яшм. В отдельных обнажениях здесь удается наблюдать замещение по простирианию пластов яшм переслаиванием яшм и туфов и далее туфами с линзами яшм. В среднем течении р. Герань мощность яшмовой подформации сокращается до 60 м. В районах наиболее удаленных от центров вулканических извержений яшмовая подформация представлена флишоидно переслаивающимися сургучно-красными яшмами и красновато-бурыми известняками, залегающими непосредственно выше кремнисто-глинисто-пирокластических пород богатинской формации. По данным Ю.М. Ковтуновича, мощность ее в этих участках сокращается до 40–50 м.

Таким образом, основными породами яшмовой подформации являются яшмы, второстепенными – туфы и известняки. Для известняков подформации характерны буровато-красный или кремовый цвет, криптокристаллические структуры и примесь кремнезема. Нередко по простирианию они полностью замещаются яшмами. Элементарные породные ассоциации: чередование различно окрашенных яшм – бурых, сургучных, кирпично-красных, переслаивание яшм с туфами или известняками.

Глинисто-кремнисто-пирокластическая (кремнисто-сланцевая) подформация перекрывает яшмовую и вулканогенные кремнисто-спилитовую и кремнисто-кварц-альбитофировую подформации, замещая их в латеральном направлении. Эта подформация имеет своеобразный и довольно пестрый литологический состав (табл. 20), значительную мощность и широкое площадное распространение. Средняя мощность подформации составляет 520 м. Наибольшая мощность ее зафиксирована в местах выклинивания вулканогенных подформаций, в то же время мощность ее значительно сокращена вблизи центров наиболее интенсивной вулканической деятельности, т.е. в тех местах, где вулканогенные подформации имеют наибольшую мощность (рис. 14).

В составе глинисто-кремнисто-пирокластической подформации выделяется несколько градаций, в понимании И.В. Хворовой (1961, 1963), характеризующих изменения в ее строении и составе от периферии к центру: градации верхнего течения

Таблица 20

Литологический состав и содержание пород в глинисто-кремнисто-пирокластической подформации

Тип пород	Верхнее течение р. Богатая		Среднее течение р. Богатая	
	Σh , м	%	Σh , м	%
Туфы	650	81,2	163	59,9
Глинистые и сильно глинистые яшмы	100	12,5	7	2,6
Кремнистые и кремнисто-глинистые туффиты	50	6,3	22	8,1
Глинистые фтанитоподобные силициты	—	—	80	29,4
Кремнистые аргиллиты	—	—	—	—
Глинисто-кремнисто-пирокластические породы	—	—	—	—
Глинистые и сильно глинистые туффиты	—	—	—	—
Аргиллиты туфогенные	—	—	—	—
Песчаники	—	—	—	—
Алевролиты	—	—	—	—
Конгломераты и гравелиты	—	—	—	—
Мощность подформации	800	100	272	100

р. Богатая, среднего и нижнего течения р. Богатая, среднего и нижнего течения р. Герань, Охотского побережья в районе рек Синдокан и Кривуля.

Градация верхнего течения р. Богатая характеризуется преобладанием темно-серых и зеленовато-серых тонкообломочных, преимущественно пепловых, кристалловитрокластических и витрокластических туфов, содержащих редкие прослои мелкообломочных литокристаллокластических туфов, кремнистых туффитов, а также прослои и линзы светло-зеленых и голубовато-зеленых глинистых и сильно глинистых яшм. Видимая мощность подформации в этом районе не менее 800 м.

Для градации среднего и нижнего течения р. Богатая характерно чередование пачек кремнистых туффитов, кремнистых аргиллитов или глинистых яшм с пачками тонкого переслаивания этих пород и туфов или туфогенных граувакковых песчаников. Мощность градации 300 м.

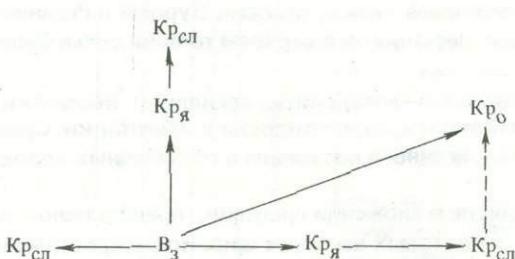
Градация среднего течения р. Герань представлена монотонной пачкой сильно глинистых яшм видимой мощностью 300 м, а градация нижнего течения р. Герань — монотонной пачкой кремнистых и кремнисто-глинистых туффитов видимой мощностью 520 м.

Градация Охотского побережья в районе рек Кривуля и Синдокан заметно отличается по мощности (900 м), составу и строению от описанных выше градаций. В сложении ее наряду с туфами и кремнистыми породами принимают участие обломочные осадочные породы. Для рассматриваемой градации характерно чередование пачек терригенно-вулканомиктовых, пиросрастических и кремнисто-глинисто-пиросрастических пород. Причем, мощность последних значительно сокращена даже по сравнению с осадочными образованиями. Таким образом, в этом районе кремнисто-глинисто-пиросрастическая подформация приобретает черты отдаленной кремнистой формации, а описанная градация, очевидно, представляет зону перехода между глинисто-кремнисто-пиросрастической и отдаленной кремнистой, по Н.С. Шатскому (1965), формациями.

Нижнее течение р. Богатая		Среднее течение р. Герань		Нижнее течение р. Герань		р. Синдокан – р. Кривуля		Усредненный состав подформации	
Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
15	5,0	–	–	–	–	491,5	54,0	219,9	42,5
110	36,7	300	100	–	–	–	–	86,2	16,7
45	15,0	–	–	520	100	140	15,4	129,5	25,1
–	–	–	–	–	–	–	–	13,3	2,6
125	41,6	–	–	–	–	8	0,9	22,2	4,3
–	–	–	–	–	–	40	4,4	6,7	1,3
–	–	–	–	–	–	23	2,5	3,8	0,7
–	–	–	–	–	–	69,5	7,6	11,6	2,2
5	1,7	–	–	–	–	93	10,2	16,3	3,2
–	–	–	–	–	–	38,0	4,2	6,3	1,2
–	–	–	–	–	–	7,0	0,8	1,2	0,2
300	100	300	100	520	100	910	100	517	100

Основными породами глинисто-кремнисто-пирокластической подформации являются туфы, кремнистые и кремнисто-глинистые туффиты, глинистые и сильно глинистые яшмы, второстепенными – аргиллиты туфогенные, песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты. Элементарные породные ассоциации: туфы, кремнистые туффиты; туфы, глинистые яшмы; туфы, фтанитоподобные силициты; туфы, кремнистые аргиллиты; кремнистые аргиллиты, граувакковые песчаники; песчаники, аргиллиты или алевролиты; туфы крупнообломочные и мелкообломочные или тонкообломочные.

Таким образом, охарактеризованная выше ракитинская кремнисто-вулканогенная формация имеет очень сложное строение, но в то же время расположение в пространстве слагающих ее литологических комплексов (подформаций) вполне закономерно и полностью соответствует приведенной ниже схеме, установленной Н.С. Шатским (1965, с. 9) для формаций вулканогенно-кремнистой группы.



B_3 – зеленокаменная вулканогенно-кремнистая формация, Kp_y – яшмовая формация, Kp_{sl} – кремнисто-сланцевая формация, Kp_o – отдаленная кремнистая формация.

БЕРЕЗОВСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

Березовская формация согласно залегает на ракитинской формации и соответствует березовской серии (поздний сантон—дат) северо-западного района, а также включает нерпиченскую свиту (поздний сантон — ранний кампан) и вулканомиктово-терригенную часть учирской свиты (устье р. Нерпичья — м. Шельтинга, поздний кампан) юго-восточного района. Контакт между формациями отчетливый и устанавливается по смене парагенезисов пород. На большей части рассматриваемой территории кремнисто-глинисто-пирокластические породы ракитинской кремнисто-сланцевой подформации перекрываются пачкой аргиллитов и алевролитов мощностью более 300 м, в нижнем течении р. Герань — туфогенными конгломератами и гравелитами, примерно такой же мощности, а в верхнем течении руч. Серебряный — диабазами и эссексит-диабазами березовской формации. Средняя мощность березовской формации составляет 1770 м. Минимальную мощность она имеет в нижнем течении р. Герань — 590 м, а максимальную — в нижнем течении р. Лангери — более 3850 м (табл. 21, вкл.).

Рассматриваемая формация имеет весьма пестрый состав и наиболее сложное строение, обусловленное изменением типа разреза в латеральном направлении. Тип разреза определяется характером чередования тех или иных пород, а также появлением или исчезновением в отдельных районах эфузивных, кремнистых или пирамидальных пород, принимающих участие в чередованиях, но не образующих выдержаных в пространстве самостоятельных литологических комплексов. Такие части формаций, вслед за И.В. Хворовой (1961, 1963), мы называем градациями. В составе березовской формации отчетливо выделяется три градации: северо-восточная эфузивно-кремнисто-терригенная, западная кремнисто-терригенная и юго-восточная пирамидального-вулканомиктово-терригенная флишоидная (рис. 15).

Северо-восточная эфузивно-кремнисто-терригенная градация прослежена в бассейнах рек Лангери, Озерная, руч. Серебряный, а также в береговых обрывах между мысами Бурный и Рымник. Сложена она в основном алевролитами и аргиллитами, содержащими в отдельных местах линзы эфузивных (спилиты, диабазы, альбитофиры) или кремнистых пород мощностью от 1 до 140 м и редкие выдержаные по простирации пласти песчаников мощностью 10—150 м. Наибольшая видимая мощность градации составляет 3850 м. В строении описываемой градации наблюдается определенная закономерность, выраженная в том, что в западной части ее основная масса эфузивных образований концентрируется в нижней половине разреза, а в восточной и северо-восточной части они присутствуют и в верхней (нижнее течение р. Лангери) или преимущественно в верхней (м. Бурный — м. Рымник) половине разреза. Насыщенность градации разнообразными кремнистыми образованиями также возрастает в отмеченных направлениях, смещаясь по вертикали аналогичным образом. К особенностям эфузивно-кремнисто-терригенной градации следует отнести широкое распространение в ее составе пород с пуддинговой структурой, а также присутствие турбидитов (?). Суммарная мощность турбидитов в разрезе между мысами Бурный и Рымник составляет 420 м, а мощность пуддинговых песчаников в верхнем течении ручья Серебряный достигает 500 м (табл. 21).

Основные породы градации — алевролиты, аргиллиты, песчаники, эфузивы, второстепенные — туфы, гравелиты, конгломераты и известняки. Средние содержания вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах градации приведены в табл. 22.

Песчаники, участвующие в сложении градации, представлены разнообразными граувакками (рис. 8), из которых наиболее широко распространены кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые граувакки. Значительно реже встречаются граувакковые аркозы, собственно аркозы и кварц-полевошпатовые песчаники.

Элементарные породные ассоциации: чередующиеся различно окрашенные яшмы и кремнистые породы; песчаники, алевролиты, иногда с линзочками кремнисто-глинистых туффитов, радиоляритов, кремнистых алевролитов; алевролиты, иногда

Таблица 22

Тип пород	Количество замеров	Среднее содержание обломочного материала, в %	
		вулканомиктового	терригенного
Конгломераты	3	10	90
Гравелиты	2	5	95
Песчаники	37	25	75

кремнистые, эффузивы, яшмы иногда с известняками; кремнистые аргиллиты или алевролиты, радиоляриты или кремнисто-глинистые туффиты, сливные песчаники; кремнистые алевролиты или аргиллиты, пуддинговые песчаники, яшмы, туфы. Для характеристики внутреннего строения вулканогенно-кремнистых линз приведено развернутое описание одной из них (нижнее течение р. Лангери; снизу—вверх) :

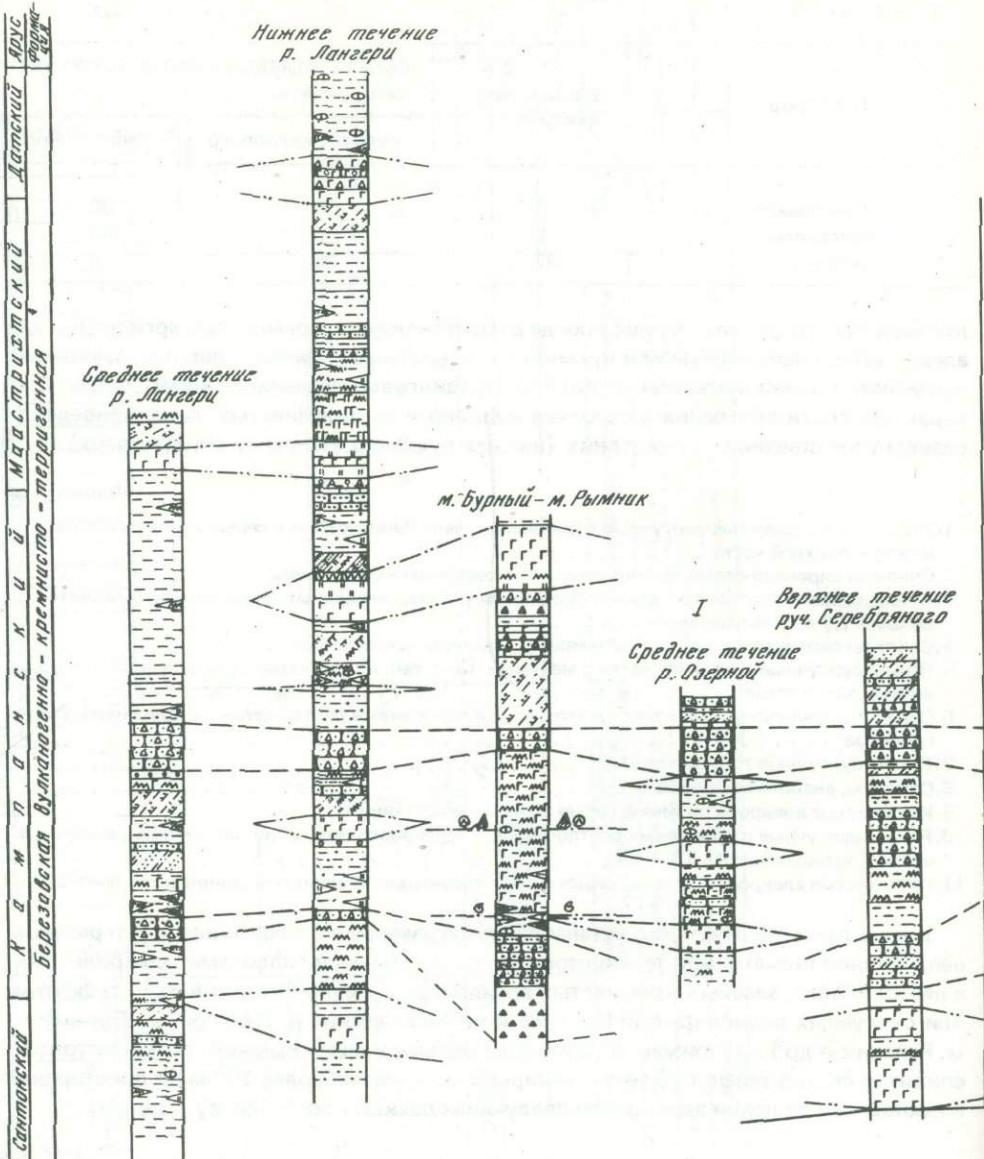
	Мощность, м
1. Яшмы тонкослоистые сургучные в основании, зеленовато-серые и серые с линзами известняков в верхней части	3
2. Спилиты сиренево-серые, выклиниваются в северном направлении	3
3. Яшмы серые и зеленовато-серые с прослойями и линзами зеленых кремнистых аргиллитов до $3,0 \times 1,0$ м в поперечнике	4
4. Спилиты сиренево-серые, выклиниваются в южном направлении	1
5. Яшмы сургучные в верхней части с мелкими (3–5 см) линзочками черных туфогенно-кремнистых аргиллитов	9
6. Спилиты сиренево-серые и зеленовато-серые с линзочками светло-зеленых кремнистых аргиллитов	8
7. Яшмы сургучные тонкослоистые	3
8. Спилиты, аналогичные слюю 6	4
9. Кремнистые алевролиты темно-серые и сливные песчаники	2
10. Яшмы сургучные с прослойями светло-серых и зеленовато-серых глинистых яшм, в верхней части — тонкослоистые (3–5 см)	2
11. Кремнистые алевролиты темно-серые с прослойями мелкозернистых сливных песчаников	6

В ряде пунктов отчетливо устанавливается замещение эффузивов в латеральном направлении яшмами или темно-серыми кремнистыми аргиллитами (алевролитами) с линзами яшм, зеленых кремнистых аргиллитов, кремнисто-глинистых туффитов или сургучных радиоляритов (среднее и нижнее течение р. Лангери, м. Бурный—м. Рымник и др.). Например, в береговом обрыве у мыса Рымник серия потоков спилитов светло-зеленого цвета суммарной мощностью более 100 м по простиранию в южном направлении замещается следующей пачкой пород (снизу — вверх) :

	Мощность, м
1. Яшмы светло-зеленые	7
2. Тонко переслаивающиеся зеленые глинистые яшмы (от 3–5 до 10 см) и темно-серые кремнистые аргиллиты (5–10 см)	13
3. Пуддинговые кремнистые аргиллиты темно-серые, обогащенные остроугольными обломками (0,3–1 см) светло-зеленых яшм и кремнистых аргиллитов. Вверх по разрезу содержание включений и размеры их заметно уменьшаются. В нижней части в аргиллитах присутствуют линзы светло-зеленых кремнистых аргиллитов и глинистых яшм	110

Примерно аналогичным образом происходит замещение пачек эффузивных пород в вертикальном направлении.

Западная кремнисто-терригенная градация в латеральном направлении замещает вышеописанную эффузивно-кремнисто-терригенную градацию. Прослеживается она в бассейнах рек Зловещая, Мелкая, Богатая (среднее и верхнее течение), Круговая и Скворцовка. Сложена она в основном песчаниками, чередующимися с пачками флишоидно переслаивающихся песчаников и алевролитов. Линзы эффузивных и кремнистых пород в составе градации встречаются исключительно редко, а мощность их обычно не превышает 10–30 м. Видимая мощность градации в верхнем течении р. Богатая достигает 3000 м.



Р и с. 15. Строение бересовской вулканогенно-кремнисто-терригенной формации

I — северо-восточная эфузивно-кремнисто-терригенная градация; II — западная кремнисто-терригенная градация; III — юго-восточная пирокластическо-вулканомиктово-терригенная фли-

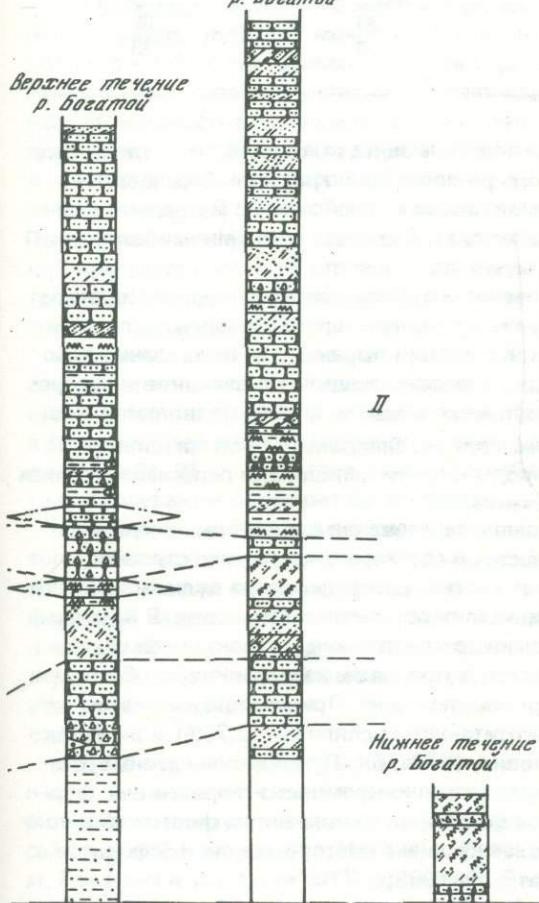
Основные породы градаций — песчаники, алевролиты; второстепенные — яшмы и эфузивы. В бассейне р. Скворцовка в строении ее кроме того принимают участие гравелиты и грубозернистые песчаники, суммарная мощность которых не превышает 300 м. Средние содержания вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах градации приведены в табл. 23.

Песчаники градации относятся к собственно грауваккам литокластовым, полево-шпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам литокластовым, граувакко-вым аркозам калишпатовым и кислоплагиоклазовым.

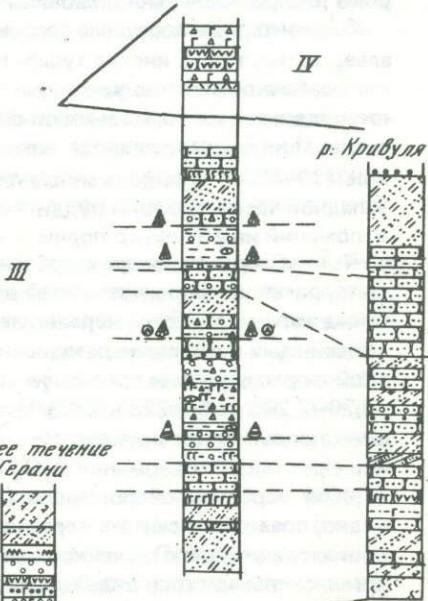
Элементарные породные ассоциации: песчаники, алевролиты; песчаники, слабо кремнистые и кремнистые аргиллиты; песчаники, яшмы. Для градации весьма характерно чередование мощных и выдержаных пластов осадочных пород с пачками флишиоидно переслаивающихся песчаников и алевролитов, частота встречаемости ко-

Среднее течение
р. Богатой

Верхнее течение
р. Богатой



р. Нерпичья – м. Шельтинга



шойдная градация; IV – учирская вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация.

Условные обозначения см. на рис. 14

торых заметно возрастает в северо-западном (бассейн р. Скворцовка) и юго-восточном (среднее течение р. Богатая, нижнее течение р. Герань) направлениях.

Юго-восточная пирокластическая вулканомиктово-терригенная градация замещает описанную выше кремнисто-терригенную градацию. Породы ее развиты в нижнем течении рек Герань, Нерпичья, Кривуля. В отличие от описанных выше градаций, в сложении ее принимают участие туфы, туфогенные конгломераты, гравелиты и глыбовые брекчии. Наибольшая мощность градации 1500 м.

Основные породы градации – песчаники, алевролиты, аргиллиты, иногда туфогенные туфы; второстепенные – известняки (ракушняки), кремнистые алевролиты и др. Присутствующие в составе градации пуддинговые породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты) в качестве включений наряду с галькой и дресвой изверженных и крем-

Таблица 23

Тип пород	Количество замеров	Среднее содержание обломочного материала, в %	
		вулканомиктового	терригенного
Гравелиты	2	35	65
Песчаники	8	25	75

нистых пород содержат щебенку и глыбы подстилающих отложений, что отличает их от аналогичных образований западной и северо-восточной градаций березовской формации. Средние содержания вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах градации приведены в табл. 11. В составе градации наиболее широко распространены полевошпатовые граувакки.

Элементарные породные ассоциации: песчаники, алевролиты, иногда аргиллиты; алевролиты, туфы, иногда туффиты, песчаники; конгломераты, гравелиты, песчаники. Особенности строения рассматриваемой градации выражены в чередовании пластов пуддинговых пород и пачек флишоидно переслаивающихся песчаников и алевролитов. Иногда эта последовательность нарушается и вместо флиша появляются мощные (10–90 м) и выдержаные пласти песчаников, алевролитов или аргиллитов. В западной части градации пуддинговые породы и пачки флишоидно переслаивающихся отложений имеют резко подчиненное значение.

Таким образом, охарактеризованная выше березовская вулканогенно-кремнисто-терригенная формация имеет весьма пестрый состав, очень сложное строение, а также характеризуется неравномерным пятнистым распределением вулканогенных, кремнистых и смешанных кремнисто-глинисто-пирокластических пород. В березовской формации нами установлены повышенные содержания пятиокиси фосфора (2,26–2,28%; обр. 2283, 2283/1) в кремнистых породах и известняках, отобранных в местах выклинивания вулканогенно-кремнистых линз. Примечательны в этом отношении также содержания P_2O_5 в высокотитанистых спилитах (2,76%) и диабазах (4,46%) березовской формации (Ковтунович, 1970а, б). Приведенные данные, очевидно, позволяют считать березовскую вулканогенно-кремнисто-терригенную формацию гомологом отдаленной кремнистой формации. С этим типом формаций вулканогенно-кремнистого ряда связаны наиболее крупные месторождения фосфоритов в домезозойских складчатых областях (Шатский, 1965, с. 77).

УЧИРСКАЯ ВУЛКАНОМИКТОВО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Учирская формация согласно залегает на юго-восточной пирокластическо-терригенной флишоидной градации березовской формации, замещая в латеральном направлении ее верхнюю часть и примерно среднюю часть западной кремнисто-терригенной градации. По объему она полностью соответствует вулканогенно-вулканомиктовой части учирской свиты (поздний кампан). Контакт между отмеченными формациими достаточно отчетливый и устанавливается по смене парагенезисов пород и состава вулканогенных и вулканомиктовых образований учирской формации.

Средняя мощность учирской формации составляет 1400 м (табл. 24). По данным Ю.М. Ковтуновича (1970б), минимальную мощность формация имеет в верховых р. Клязьма (около 1000 м), а максимальную — на водоразделе рек Длинная и Приторная, где видимая мощность ее превышает 2000–2500 м.

В строении учирской формации отчетливо выделяются две градации, характеризующиеся своеобразным типом разреза: градация субаэральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктово-пирокластических пород и градация субмаринных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-вулканомиктово-пирокластических пород (рис. 16).

Градация субаэральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктово-пиокластических пород характеризует периферические части формационной линзы. Прослеживается она в береговых обрывах между пос. Котиково и м. Сигнальный, между устьем руч. Водопадный и м. Беллинсгаузена, у м. Шельтинга, а также в бассейне р. Каменушки и на водоразделе рек Длинная и Приторная.

На побережье Охотского моря между мысами Гвоздева и Беллинсгаузена суммарная мощность грубообломочных отложений составляет 300 м, а мощность наземных потоков — 125 м. На побережье залива Терпения между пос. Котиково и м. Сигнальный в составе градации резко возрастает содержание грубообломочных пород. Суммарная мощность валунных и галечных вулканомиктовых туфогенных конгломератов здесь превышает 300 м, а вулканомиктовых гравелитов, грубозернистых песчаников и крупнообломочных туфов достигает 600 м. Эффузивные образования в этом разрезе отсутствуют. В западной части района (р. Каменушка, водораздел рек Длинная и Приторная) суммарная мощность грубообломочных пород и эффузивных образований превышает 350 м. В строении градации здесь принимают участие спекшиеся туфы трахитов, а также эффузивные образования, представленные потоками палеотрахитов, кварцевых и кварцодержащих палеотрахитов.

Основные породы градации — разнообломочные туфы, эффузивы, вулканомиктовые туфогенные конгломераты и брекции, вулканомиктовые песчаники; второстепенные — глинистые туффиты и ракушняки. Средние содержания пиокластического, вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах градации приведены в табл. 25. В составе градации наиболее широко распространены полевошпатовые граувакки порфирит-базальтовые.

Элементарные породные ассоциации: туфы крупнообломочные, мелкообломочные, тонкообломочные; вулканомиктовые песчаники грубозернистые, крупнозернистые, мелкозернистые, тонкозернистые, алевролиты или аргиллиты; вулканомиктовые туфогенные валунные конгломераты, галечные конгломераты, гравелиты — грубозернистые песчаники с пуддинговой структурой или пуддинговые туфы, мелкообломочные или тонкообломочные туфы, лавы, кластолавы; лавы, туфы. Для пород градации характерна градационная слоистость, для пачек и толщ — ритмичное строение.

Градация субмаринных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-вулканомиктово-пиокластических пород характеризует центральные части формационной призмы. Прослежена она в бассейнах рек Владимировка, Нерпичья, Клязьма, а также в береговых обрывах между м. Гвоздева и устьем ручья Водопадный. Для рассматриваемой градации характерно преобладание тонкообломочных и мелкообломочных туфов. Некоторые различия в строении и составе ее обусловлены появлением крупнообломочных туфов и пуддинговых пород в одних районах (р. Владимировка, м. Гвоздева) в верхних частях разреза, в других (реки Нерпичья, Клязьма) — в его основании, а также различной ролью и составом эффузивных образований. На побережье Охотского моря между м. Гвоздева и устьем руч. Водопадный — это палеотрахиандезиты с подушечной и матрацевидной отдельностью. Промежутки между подушками заполнены сургучно-красными и зелеными яшмами. В среднем течении р. Нерпичья в нижней части разреза присутствуют потоки палеотрахиандезитов, аналогичные вышеописанным. В верхней части разреза появляются субаэральные вулканогенные образования (потоки палеотрахитов, чередующиеся с горизонтами спекшихся туфов трахитов) в общем не характерные для рассматриваемой градации. Но в отличие от градации субаэральных вулканитов они ассоциируют в данном случае с тонкообломочными породами: туфами, кремнистыми туффитами, глинистыми и сильно глинистыми яшмами.

Основные породы градации субмаринных вулканитов и тонкообломочных пород — туфы, эффузивы, вулканомиктовые песчаники; второстепенные — яшмы, ракушняки и грубообломочные породы. Средние содержания вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах градации приведены в табл. 26. Песчаники градации относятся к собственно грауваккам и полевошпатовым грауваккам порфирит-базальтовым.

Таблица 24

Литологический состав и содержание пород в учирской вулканомиктово-вулканогенной трахиандезитовой формации

Тип пород	Градация субазральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктово-пирокластических пород					
	р. Каменушка		Устье руч. Водопадный — м. Беллинсгаузена		Усредненный состав градации	
	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
Туфы	700	60,6	756	61,6	728	61,1
В том числе с пуддинговой структурой	—	—	113	9,2	56,5	4,7
спекшиеся	~50	4,3	—	—	25,0	2,1
Вулканические брекчии	65	5,5	—	—	32,5	2,7
Эффузивные породы	180	15,6	115	9,4	147,5	12,4
В том числе:						
палеотрахизабазальты, палеотрахиандезит-базальты	—	—	50	4,1	25,0	2,1
палеотрахивандезиты	—	—	—	—	—	—
андезиты, палеоандезиты	—	—	65	5,3	32,5	2,7
палеотрахиты, кварцевые и кварц- содержащие палеотрахиты	180	15,6	—	—	90,0	7,6
Песчаники вулканомиктовые туфогенные	61	5,3	127	10,4	94,0	7,9
В том числе с пуддинговой структурой	—	—	—	—	—	—
Конгломераты вулканомиктовые туфогенные	150	13,0	205	16,7	177,5	14,9
Глыбовые брекчии вулканомиктовые	—	—	15	1,2	7,5	0,6
Гравелиты вулканомиктовые туфогенные с пуддинговой структурой	—	—	—	—	—	—
Глинистые туффиты	—	—	4	0,3	2,0	0,2
Кремнистые туффиты	—	—	—	—	—	—
Относительно чистые, глинистые и сильно глинистые яшмы	—	—	—	—	—	—
Ракушняки туфогенные	—	—	5	0,4	2,5	0,2
Мощность формации	1156	100	1227	100	1191,5	100

Таблица 25

Среднее содержание вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах градации субазральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктово-пирокластических пород

Тип пород	Количество замеров	Среднее содержание обломочного материала, в %	
		вулканомиктового	терригенного
Конгломераты	4	100	—
Гравелиты	2	100	—
Песчаники	3	80	20

Градация субаквальных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-вулканомиктово-пирокластических пород										Усредненный состав формации	
р. Владимировка		м. Гвоздева — устье руч. Водопадный		Среднее течение р. Нерпичья		Усредненный состав градации					
Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%		
794	61,2	1510	87,3	1528	83,0	1277,3	78,7	1057,6	72,9		
437,5	33,7	155	9,0	35	1,9	209,2	12,9	148,1	10,2		
—	—	—	—	—	—	—	—	10,0	0,7		
—	—	—	—	—	—	—	—	13,0	0,9		
45	3,5	99	5,7	75	4,1	73,0	4,5	102,8	7,1		
6,0	0,5	—	—	—	—	2,0	0,1				
—	—	99	5,7	7,5	4,1	58,0	3,6	46,0	3,2		
—	—	—	—	—	—	—	—	13,0	0,9		
39	3,0	—	—	—	—	13,0	0,8	43,8	3,0		
313	24,1	91	5,4	—	—	124,7	8,3	118,4	8,2		
198	15,2	55	3,2	—	—	84,3	5,2	50,6	3,5		
—	—	—	—	—	—	—	—	71,0	4,9		
—	—	—	—	—	—	—	—	3,0	0,2		
—	—	10	0,6	—	—	3,3	0,2	2,0	0,1		
117	9,0	—	—	—	—	39,0	2,4	24,2	1,7		
15	1,1	—	—	164	8,9	59,7	3,7	35,8	2,5		
14	1,1	18	1,0	73	4,0	35,0	2,2	21,0	1,4		
+ —	1	0,0	—	—	—	0,3	0,0	1,2	0,1		
1298	100	1729	100	1840	100	1622,3	100	1450	100		

Таблица 26

Среднее содержание вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах градации субмаринных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-вулканомиктово-пирокластических пород

Тип пород	Количество замеров	Среднее содержание обломочного материала, %	
		вулканомиктового	терригенного
Гравелиты	2	100	—
Песчаники	5	93	7

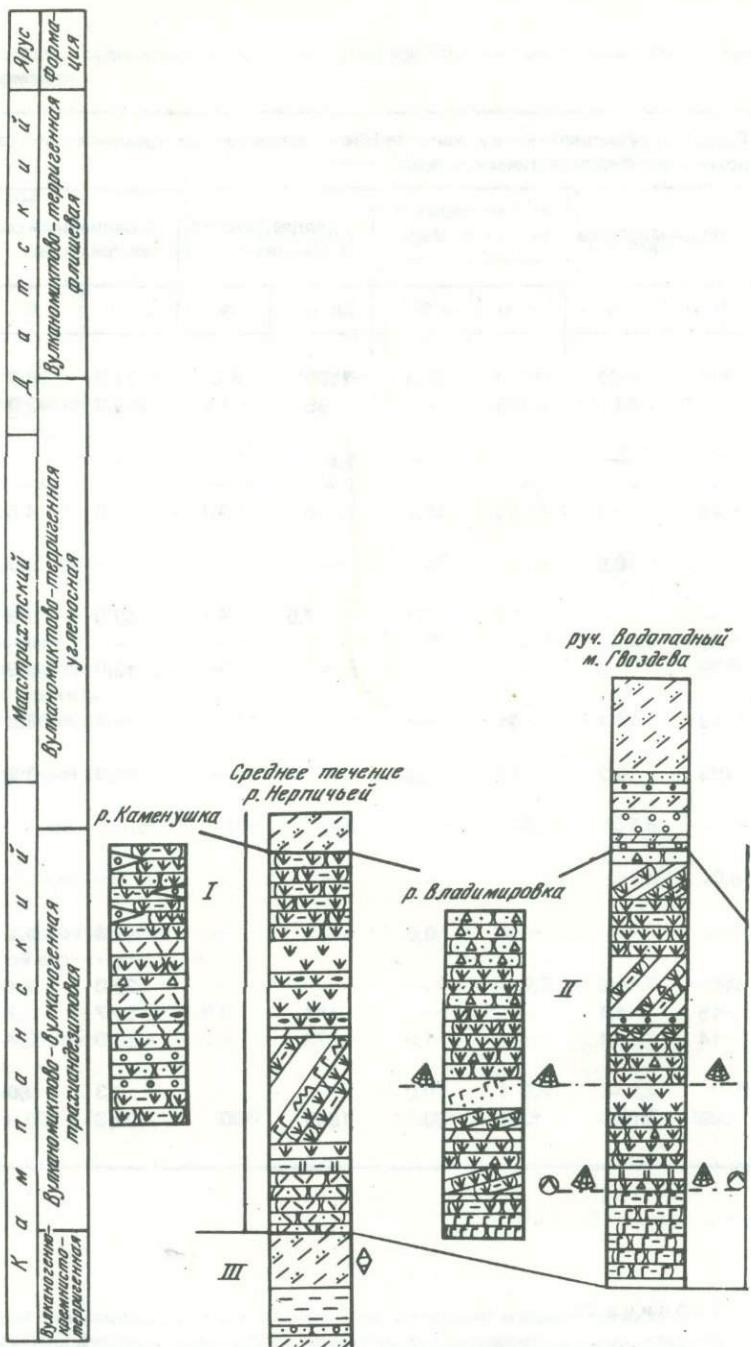
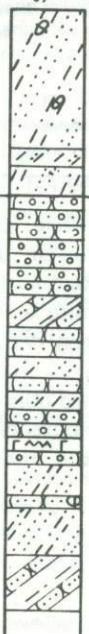


Рис. 16. Строение учирской вулканомиктово-вулканогенной трахиандезитовой, Заслоновско-турковской вулканомиктово-терригенной угленосной и Ольдонской вулканомиктово-терригенной флишевой формаций

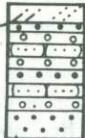
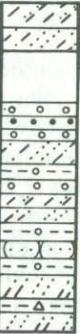
I — градация субаэральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктово-пирокластических пород; II — градация субмаринных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-вулканомиктово-пирокластических пород; III — юго-восточная пирокластическо-вулканомиктово-терригенная градация березовской вулканогенно-кремнисто-терригенной формации.

Вулканогенные породы. Известково-щелочные породы: 1 — эффузивные породы основного состава; 2 — крупнообломочные туфы кислого состава; 3 — мелкообломочные туфы: а — основного состава, б — среднего состава, в — кислого состава; 4 — тонкообломочные туфы: а — основного состава, б — среднего состава; 5 — пуддинговые туфы I подтипа среднего и кислого состава.

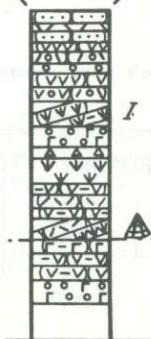
р. Суринка



р. Терновка пос. Котиково



руч. водопадный
м. беллинггаузена



Г Г	1	2	3	4	5	6
~ / ~	7	Δ Δ Δ	8	~ ~ ~	9	10
- ~ -	13	○ ○ ○	14	Г ○ ○	15	Δ Δ Δ
~ ~ ~	19	○ ○ ○	20	~ ~ ~	21	~ ~ ~
~ ~ ~	25	~ ~ ~	26	Г М Г	27	~ ~ ~
~ ~ ~	31	~ ~ ~	32	Г Г	33	~ ~ ~
~ ~ ~	37	~ ~ ~	38	Ф	39	~ ~ ~
	43	▲	44	◎	45	◊
						46

Субщелочные и щелочные породы: 6 – эфузивные породы среднего состава; 7 – эфузивные породы кислого состава; 8 – вулканические брекчии; 9 – крупнообломочные туфы среднего состава; 10 – мелкообломочные туфы среднего состава; 11 – тонкообломочные туфы среднего состава; 12 – пуддинговые туфы II подтипа среднего состава; 13 – спекшиеся туфы трахитов.

Садочные породы: 14 – конгломераты; 15 – туфогенные конгломераты; 16 – глыбовые брекчии; 17 – гравелиты, грубозернистые песчаники; 18 – песчаники; 19 – туфогенные песчаники; 20 – пуддинговые песчаники I подтипа; 21 – пуддинговые песчаники II подтипа; 22 – аргиллиты; 23 – пуддинговые аргиллиты I подтипа; 24 – пуддинговые аргиллиты II подтипа; 25 – силициты (яшмы, радиоляриты); 26 – глинистые и сильно глинистые силициты; 27 – туфогенные силициты.

Окончание подписи к рис. 16

Чередование пород: 28 — тонкое переслаивание туфов мелкообломочных и тонкообломочных; 29 — туфы тонкообломочные с редкими прослойками туфов мелкообломочных и кремнистых туффитов; 30 — туфы тонкообломочные с редкими прослойками туфов мелкообломочных; 31 — тонкое переслаивание мелкообломочных туфов среднего и кислого состава; 32 — туфы тонкообломочные с редкими прослойками пуддинговы: туфов II подтипа; 33 — тонкое переслаивание глинистых туффитов и песчаников; 34 — песчаники с редкими прослойками алевролитов; 35 — флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов; 36 — флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 37 — аргиллиты с редкими прослойками песчаников; 38 — переслаивающиеся песчаники, углистые аргиллиты и угли.

Прочие обозначения: 39 — конкреции; 40 — линзы пород; 41 — горизонты с руково-дящей фауной; 42 — размывы; 43 — границы формаций; 44 — *Inoceramus schmidti*; 45 — *Patella (Helcion) gigantea*; 46 — фрагменты концентрических раковистых иноцерамов

Элементарные породные ассоциации: туфы мелкообломочные, тонкообломочные; тонкообломочные туфы, кремнистые туффиты, глинистые яшмы; вулканомиктовые песчаники, глинистые туффиты; пуддинговые туфы мелкообломочные, туфы тонкообломочные; пуддинговые песчаники грубозернистые и крупнозернистые, песчаники мелкозернистые, лишенные включений; эфузивы, спекшиеся туфы. Для пород градации характерна ритмичная, тонкая горизонтальная или слегка волнистая слоистость обусловленная чередованием слойков с различной крупностью обломочного материала или отчетливая градационная слоистость, обусловленная постепенным уменьшением размеров обломков от почвы пласта к кровле; для пачек и толщ — ритмичное строение.

ЗАСЛОНОВСКО-ТУРОВСКАЯ ВУЛКАНОМИКТОВО-ТЕРИГЕННАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

Заслоновско-туровская формация в юго-восточной части района согласно перекрывает учирскую трахиандезитовую формацию, замещая в латеральном направлении верхнюю часть березовской формации. По объему она соответствует заслоновской и туровской свитам (поздний кампан — ранний даний). Граница между отмеченными формациями достаточно отчетливая и устанавливается по смене парагенезисов пород и текстурным особенностям заслоновско-туровской формации (рис. 16).

Таблица 27

Литологический состав и содержание пород в вулканомиктово-терригенной заслоновско-туровской формации

Тип пород	р. Заслонова (по А.С. Шувалову, 1967 г.)		р. Терновка	
	Σh, м	%	Σh, м	%
Алевролиты	482	27,4	323	34,5
В том числе:				
с пуддинговой структурой	—	—	75	8,0
Песчаники	763	43,4	504	53,8
В том числе:				
с пуддинговой структурой	—	—	83	8,9
Аргиллиты	4490	27,8	9	1,0
В том числе:				
с пуддинговой структурой	—	—	—	—
Углистые аргиллиты	3	0,2	—	—
Конгломераты	22	1,2	55	5,9
Гравеллиты	—	—	45	4,8
Туфы	—	—	—	—
Кремнистые аргиллиты	—	—	—	—
Сильно туфогенные силициты	—	—	—	—
	1760	100	336	100

Средняя мощность формации составляет 1600 м (табл. 27). Минимальную мощность (870 м) она имеет севернее широты р. Нерпичья. Здесь отсутствуют отложения верхней части заслоновской и полностью туровской свит. Максимальная мощность формации установлена на п-ове Терпения и составляет 1750 м, а по данным Ю.М. Ковтуновича (1970б) – достигает 2500 м.

Рассматриваемый комплекс отложений выделяется в качестве самостоятельной формации не только по своему составу, сколько по строению. Для характеристики заслоновско-туровской формации рассмотрим строение разрезов, изученных в районе м. Гвоздева и по реке Терновка. В районе м. Гвоздева в основании ее залегают конгломераты и гравелиты. Вверх по разрезу они быстро замещаются песчаниками, а затем алевролитами и аргиллитами, которые доминируют в этой части формации. Для верхней части формации (р. Терновка) весьма характерно ритмичное строение с регressiveным изменением состава отложений в каждой ритмосерии. Снизу–вверх по разрезу заметно возрастает роль грубообломочных пород в строении каждой последующей ритмосерии. Верхняя часть формационной линзы сложена грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, содержащими в отдельных местах (м. Пята – м. Братковского, оз. Щучье – оз. Балатон) прослои и линзы углей и углистых аргиллитов. Обычно в пачках угленасыщенных пород мощностью от 20 до 30 м присутствует по три или четыре пласта бурого угля мощностью до 1 м с зольностью от 34 до 42%. Пласти угля не выдержаны ни по латерали, ни по мощности.

Основные породы заслоновско-туровской формации – алевролиты, аргиллиты, песчаники; второстепенные – цеолитизированные пепловые туфы, гравелиты, конгломераты и угли. Средние содержания вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах формации приведены в табл. 28.

Песчаники формации относятся к собственно грауваккам, полевошпатовым грауваккам, кварц-полевошпатовым грауваккам и граувакковым аркозам кислоплагиоклазовым.

Элементарные породные ассоциации: песчаники, алевролиты, иногда аргиллиты; конгломераты, гравелиты, песчаники, иногда алевролиты; песчаники, углистые аргиллиты, угли; конгломераты, угленасыщенные песчаники, угли.

руч. Безымянный (по А.С. Шувавеу, 1967 г.)		р. Суринка		Усредненный состав формации	
Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
742	61,8	269	15,6	454	32,3
6	0,5	–	–	20,2	1,4
392	32,7	1405	81,7	766,0	54,6
14	1,2	175	10,2	68,0	4,8
–	–	15	0,9	128,5	9,2
–	–	15	0,9	3,8	0,3
–	–	–	–	0,8	0,1
41	3,4	–	–	29,5	2,1
24	2,0	1	0,1	17,5	1,2
1	0,1	–	–	0,2	0,0
–	–	10	0,6	2,5	0,2
–	–	19	1,1	4,7	0,3
1200	100	1719	100	1403,7	100

Таблица 28

Тип пород	Количество замеров	Среднее содержание обломочного материала, в %	
		вулканомиктового	терригенного
Конгломераты	7	45	55
Гравелиты	11	45	55
Песчаники	48	45	55

ОЛЬДОНСКАЯ ВУЛКАНОМИКТОВО-ТЕРИГЕННАЯ ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Ольдонская формация на большей части территории п-ова Терпения согласно залегает на отложениях заслоновско-туровской формации. Между оз. Балатон и м. Пята она с размывом и незначительным угловым несогласием местного значения перекрывает угленосные отложения туровской свиты (рис. 16). По объему выделенная формация соответствует ольдонской свите (дат). Граница между ольдонской и заслоновско-туровской формациями отчетлива и устанавливается по смене парагенезисов пород и по появлению в верхней части заслоновско-туровской формации "границных минеральных образований" (Шатский, 1965) — углей и углистых аргиллитов.

Средняя мощность ольдонской формации составляет 990 м. Минимальную мощность она имеет в бассейне р. Суринка — 790 м, максимальная мощность формации Ю.М. Ковтуновичем (1970б) оценивается примерно в 2000 м.

Ольдонский комплекс в качестве самостоятельной формации выделяется по строению. Для рассматриваемой формации характерно чередование пачек (40—150 м) песчано-алевролитово-аргиллитового флиша с мощностью отдельных прослоев от 1—5 см до 10—30 см с пачками тонко горизонтально-слоистых алевролитов или аргиллитов мощностью 7—40 м. В алевролитах и аргиллитах присутствует большое количество послойно ориентированных лепешковидных или дисковидных карбонатных конкреций и конкреционных слоев.

Таблица 29

Литологический состав и содержание пород в ольдонской формации

Тип пород	оз. Щучье — оз. Балатон		р. Суринка		Усредненный состав формации	
	Σh , м	%	Σh , м	%	Σh , м	%
Алевролиты	819,5	69	510	64,6	665	67,2
В том числе:						
с пуддинговой структурой	40	3,4	—	—	20	2,0
Песчаники	299,5	25,2	280	35,4	290	29,2
Аргиллиты	55	4,6	—	—	27,5	2,8
Туфы	0,5	0,0	—	—	0,25	0,0
Эффузивы	16	1,2	—	—	7,5	0,8
В том числе:						
палеотрахибазальты	16	1,2	—	—	7,5	0,8
	1190	100	790	100	990	100

Таблица 30

Тип пород	Количество замеров	Среднее содержание обломочного материала, в %	
		вулканомиктового	терригенного
Конгломераты	3	50	50
Песчаники	22	45	55

Основные породы формации – алевролиты, песчаники, аргиллиты; второстепенные – конгломераты, туфы и эфузивы (табл. 29). Средние содержания вулканомиктового и терригенного материала в обломочных породах формации приведены в табл. 30. Песчаники формации относятся к собственно грауваккам, полевошпатовым грауваккам, кварц-полевошпатовым грауваккам, полевошпат-кварцевым грауваккам и граувакковым аркозам кислоплагиоклазовым и калишпатовым.

Для отмеченных выше пачек песчано-алевролитово-аргиллитового флиша характерна ритмичность, заключающаяся в закономерной смене пород, образовании их сочетаний, построенных по одному принципу. В составе ольдонской формации отмечены пачки со следующей сменой пород в ритме (или иначе, элементарными породными ассоциациями): алевролиты, аргиллиты; песчаники, алевролиты, аргиллиты; песчаники, алевролиты. Пачки с первыми двумя типами ритма характерны для нижней части формации, а с последним типом ритма – для ее верхней части. Отсутствие в породах, слагающих отмеченные флишевые пачки, гиероглифов, весьма характерных для пород "нормального" флиша, свидетельствует, на наш взгляд, о том, что формирование их происходило в более глубоководном, чем это отмечено Н.Б. Вассовичем, морском бассейне.

Выводы:

1. В строении верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Восточно-Сахалинских гор принимают участие следующие формации и подформации:

кремнисто-глинистая (кремнисто-сланцевая) формация;

кремнисто-вулканогенная формация, состоящая из следующих подформаций:

1) вулканогенной кремнисто-спилитовой, 2) вулканогенной кремнисто-кварц-альбитофировой, 3) яшмовой, 4) глинисто-кремнисто-пирокластической;

вулканогенно-кремнисто-терригенная формация, состоящая из трех градаций:

1) северо-восточной эфузивно-кремнисто-терригенной, 2) западной кремнисто-терригенной, 3) юго-восточной пирокластическо-вулканомиктово-терригенной флишоидной;

вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация, состоящая из двух градаций: 1) субаэральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктово-пирокластических пород, 2) субмаринных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-пирокластических пород;

вулканомиктово-терригенная угленосная формация;

вулканомиктово-терригенная флишевая формация.

2. Выделенные формации, подформации и градации образуют формационные ряды, отражающие направленность в развитии верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Восточно-Сахалинских гор (рис. 17, вкл.).

Для северо-западной части комплекса установлен следующий вертикальный формационный ряд (снизу–вверх): кремнисто-глинистая формация → вулканогенная кремнисто-спилитовая подформация → яшмовая подформация → глинисто-кремнисто-пирокластическая подформация → эфузивно-кремнисто-терригенная и кремнисто-терригенная градации вулканогенно-кремнисто-терригенной формации.

Для юго-восточной части комплекса установлен следующий вертикальный формационный ряд (снизу–вверх): кремнисто-глинистая формация → вулканогенная кремнисто-кварц-альбитофировая подформация → яшмовая подформация → глини-

Таблица 31

Содержание элементов в пробах, в %	Частота встречаемости элементов в туфах, в %					
	Mn		Cu		Ni	
	1	2	1	2	1	2
0,0001–0,001	—	—	2	2	—	—
0,001–0,01	—	—	6	92	75	100
0,01–0,1	89	100	34	6	25	—
0,1–0,3	3	—	—	—	—	—
0,3–1,0	5	—	—	—	—	—
>1,0	3	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Проанализированы 52 пробы яшм и 62 пробы туфов из ракитинской (1) формации и 50 пробы яшм и 50 пробы туфов из березовской (2) формации.

Таблица 32

Содержание элементов в пробах, в %	Частота встречаемости элементов в яшмах, в %					
	Mn		Cu		Ni	
	1	2	1	2	1	2
0,0001–0,001	—	—	—	—	—	—
0,001–0,01	—	—	86	92	8	98
0,01–0,1	55	84	14	—	18	—
0,1–0,3	14	12	—	—	—	—
0,3–1,0	25	4	—	—	—	—
>1	6	—	—	—	—	—

то-кремнисто-пирокластическая подформация → пирокластическо-вулканомиктово-терригенная флишоидная градация вулканогенно-кремнисто-терригенной формации → вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация → вулканомиктovo-терригенная угленосная формация → вулканомиктово-терригенная флишевая формация.

3. Формации северо-западной части региона относятся к вулканогенно-кремнистой формационной группе, типичной для эвгеосинклинальных прогибов геосинклинальных областей (Шатский, 1965).

Формации юго-восточной части региона, очевидно, представляют формационную группу, характеризующую эпизвеосинклинальные, по М. Кэю, прогибы (Кузнецов, 1964).

4. Участие в строении верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса формаций, сходных с ранее установленными и достаточно детально изученными в других складчатых областях, позволяет определить перспективы его в отношении некоторых полезных ископаемых.

С богатинской кремнисто-глинистой формацией и ракитинской кремнисто-вулканогенной формацией могут быть связаны месторождения марганца, с березовской вулканогенно-кремнисто-терригенной (отдаленной кремнистой) формацией — месторождения фосфоритов. Интересные в этом отношении данные получены в 1969 г. В.Т. Шейко и А.В. Бубениным, исследовавшим частоту встречаемости в яшмах и туфах ракитинской и березовской формаций ряда элементов, определенных полуколичественным спектральным анализом (табл. 31, 32).

Частота встречаемости элементов в туфах, в %

Cr		Zn		Ag		Be	
1	2	1	2	1	2	1	2
—	—	—	—	86	—	38	—
70	70	—	—	—	—	—	—
27	—	8	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Частота встречаемости элементов в яшмах, в %

As		Zn		Ag		Ga	
1	2	1	2	1	2	1	2
—	—	—	—	—	91	—	48
—	50	—	—	—	—	96	22
—	—	11	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Как видно из приведенных таблиц, повышенные содержания марганца наиболее характерны для туфов и яшм именно ракитинской (1) кремнисто-вулканогенной формации.

С учирской трахиандезитовой формацией могут быть связаны эпiterмальные телескопированные полиметаллические месторождения (Кузнецов, 1964). К заслоновско-туровской формации приурочены мелкие непромышленные месторождения бурого угля.

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ГЕНЕЗИСА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Вулканогенно-осадочные формации широко развиты в древних и в современных геосинклиналях в таких геологических структурах, в которых формировалась в прошлом и формируется в настоящее время континентальная земная кора. Нарастивание ее осуществляется при тесном взаимодействии двух основных процессов — магматогенного и гипергенного, включающих вынос на поверхность огромных количеств глубинных веществ (леплов, бомб, лав, интрузивных пород, разнообразных газов, металлов, воды), разрушение под воздействием поверхностных агентов вновь образованных вулканитов, а также горных пород, слагающих прилегающие участки консолидированной суши. Именно в сочетании магматогенного и гипергенного процесса заложена возможность образования вулканогенно-осадочных формаций. В зависимости же от конкретной тектонической и физико-географической обстановки, в которой реализуются отмеченные процессы, от типа и особенностей проявления вулканизма, от того какие дополнительные источники вещества поставляют седиментационный материал образуются комплексы пород определенного вещественного состава, структур и текстур, с определенными пространственными взаимосвязями, или иначе вулканогенно-осадочные формации.

Роль каждого из перечисленных факторов в образовании отдельных пород или их формаций неоднократно рассматривалась в специальной литературе. Например, Н.М. Страхов (1960) основными факторами образования формаций считает физико-географические и тектонические условия, причем важное значение он придает климату. Определяющее значение тектоники, важная роль климата и фактора времени в образовании формаций неоднократно подчеркивалась Н.С. Шатским (1965) и Н.П. Херасковым (1967). Достаточно полно основные факторы образования формаций рассмотрены в работе И.В. Хворовой (1963). Этот исследователь приходит к выводу о том, что вещественный состав формаций определяется не только отмеченными предыдущими авторами условиями, но и исходным веществом. Например, состав формаций, связанных с эфузивным вулканизмом, определяется в первую очередь выносом вулканических продуктов. Состав обломочных терригенных наложений зависит не только от того, в какой обстановке происходило выветривание, но и от того, какие породы ему подвергались. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд рассмотрена в работах Г.С. Дзоценидзе (1965, 1969), а роль вулканизма в формировании континентальной земной коры — в работах Е. К. Мархинина (1967). Учитывая исследования перечисленных авторов, мы пришли к выводу, что роль вулканизма нельзя сводить только к источнику веществ, так как влияние его на формирующиеся комплексы отложений по существу весьма разностороннее.

Таким образом, рассматривая условия образования вулканогенно-осадочных формаций и учитывая все вышеизложенное, отметим, что ведущим фактором, обеспечивающим обособление литологических комплексов в самостоятельные формации, является тектоника. Именно приуроченностью к определенным тектоническим структурам — геосинклиналям с устойчивым погружением в них земной коры — определяются многие основные черты вулканогенно-осадочных формаций: размеры, мощности, особенности внутреннего строения и литологического состава. Тектонический фактор определяет существенные черты физико-географической обстановки и обуславливает действие эндогенных или экзогенных процессов, поставляющих основную массу седиментационных продуктов.

Вулканизм выступает прежде всего как поставщик огромных количеств разнообразного ювенильного материала. Вулканическая деятельность имеет огромное значение в формировании солевого состава гидросфера. Изменяя соленость и газовый состав океанической воды и атмосферы, вулканизм тем самым оказывает значительное влияние на течение процессов подводного разложения осадков (гальмополиза) и наземного выветривания горных пород. Большое значение имеют вулканические процессы в формировании рельефа суши и дна бассейнов седиментации. От типа вулканизма и его структурной приуроченности зависят состав и разнообразие накапливающихся вулканических продуктов, характер рудных концентраций и особенности постумной газово-гидротермальной деятельности. Периодичность вулканических извержений определяет многие особенности внутреннего строения формирующихся литологических комплексов. Наконец, вулканизм — это единственное явление, обеспечивающее накопление осадков даже при отсутствии прогибания земной коры.

Существенное влияние на формирующиеся литологические комплексы оказывает физико-географическая обстановка, регулирующая количество поступающего в седиментационные бассейны обломочного материала, его гранулометрический и минералогический состав и распределение в пределах седиментационной области. Перечисленные параметры находятся в прямой зависимости от высокогорности и степени расчлененности рельефа суши и дна бассейна, климатических особенностей местности и жизнедеятельности организмов, гидродинамической активности бассейна, наличия подводных течений, удаленности области накопления от области питания и др. Как правило, существенные перестройки ландшафтов служат причиной образования новых вулканогенно-осадочных формаций.

Образование вулканогенно-осадочных формаций в значительной степени способствует и смена источников вещества, определяющих содержание в них терригенного, вулканогенного, гидрогенного и биогенного материала.

Ниже мы постараемся выяснить роль каждого из главных факторов в образовании отмеченных вулканогенно-осадочных формаций Восточно-Сахалинских гор.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Излагаемые ниже материалы по палеогеографии верхнего мела опираются в основном на личные наблюдения автора. В отдельных случаях привлечены материалы В.П. Клюева, Д.Ф. Семенова, В.Е. Горетого и А.С. Шубаева, М.З. Новиковой. Реконструкции палеогеографических условий накопления отложений базируются на отмеченных в предыдущих главах признаках пород, указывающих на условия их образования.

Сравнение основных признаков, свидетельствующих об условиях образования верхнемеловых пород (главы II—IV) с аналогичными признаками, установленными для современных осадков (Наливкин, 1956; Страхов, 1960; Рухин, 1969 и др.), позволяет в соответствии с масштабом проведенных исследований выделить следующие крупные группы генетических типов¹ отложений: морские генетические типы и континентальные генетические типы. Морские генетические типы подразделены на прибрежные, мелководные, умеренно глубоководные и глубоководные отложения открытого и обособленного бассейна. Континентальные генетические типы подразделены на отложения прибрежных заболоченных равнин и накопления вулканических островов.

Прибрежные отложения представлены конгломератами с удлиненной хорошо окатанной галькой, глыбовыми брекчиями, гравелитами, грубообломочными туфами и туффитами или аргиллитами и алевролитами с рассеянной хорошо окатанной галькой. В перечисленных породах присутствуют обильный растительный детрит, иногда крупные фрагменты обугленной древесины, обломки раковин иноцерамов и брахиопод. Ассоциируют они с мелководными отложениями или отложениями заболоченных прибрежных равнин.

¹ Под генетическими типами отложений понимаются естественные группы пород, обладающие характерным сочетанием основных признаков, отражающих определенные условия образования (Давыдова, Гольдштейн, 1949).

Мелководные отложения достаточно широко распространены среди изученных отложений. Для них характерна большая пестрота состава пород (преимущественно мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы, туффиты, ракушняки, местами эфузивы), менее совершенная сортировка обломочного материала, присутствие карбонатных конкреций и конкреционных слоев, растительного дегрита и остатков фауны гастропод и пелеципод. Ассоциируют мелководные отложения с прибрежными или умеренно глубоководными отложениями.

Умеренно глубоководные отложения представлены смешанными кремнисто-глинисто-пирокластическими породами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами, кремнистыми туфами или туффитами, глинистыми яшмами и пепловыми туфами, а также пуддинговыми породами I подтипа. Характеризуются они тонкозернистостью и однообразием состава, сохранностью присущих в них тончайших скелетных частей раковин, радиолярий, наличием правильной горизонтальной слоистости, а также постоянством разреза на всей площади распространения. Эти отложения ассоциируют с мелководными или глубоководными отложениями.

Глубоководные отложения представлены яшмами, радиоляритами, разнообразными эфузивами и их туфами. Последним присущи градационные текстуры. Характеризуются глубоководные отложения почти полным отсутствием терригенного материала и широким развитием радиолярий, захороненных в кремнистых осадках.

Отложения открытого бассейна характеризуются значительными мощностями и выдержанностью по простиранию различных типов пород. Для отложений обособленного бассейна весьма характерны ритмичное строение флишоидного или флишевого типа и быстрая смена одних литотипов другими по латерали и в разрезе.

Отложения прибрежных заболоченных равнин представлены углами, углистыми аргиллитами и ассоциирующими с ними песчаниками и конгломератами, содержащими крупные фрагменты обугленной древесины. В разрезе эти отложения чередуются с прибрежными морскими осадками.

Накопления вулканических островов представлены потоками кирпично-красных лав, чередующимися с грубообломочными плохо отсортированными пирокластическими и вулканомиктовыми породами или спекшимися туфами.

Опираясь на установленные генетические типы отложений и данные об изменении состава изученных пород по латерали (рис. 14–16), восстановлены наиболее характерные условия образования выделенных формаций.

БОГАТИНСКОЕ ВРЕМЯ

В богатинское время рассматриваемая территория острова была занята обширным очевидно, унаследованным с раннемелового времени, довольно глубоководным морским бассейном скрытого типа с весьма плоскими формами рельефа дна. Об этом свидетельствуют: тонкозернистый и довольно однообразный состав накапливающихся осадков (кремнистые и глинистые илы с примесью вулканического пепла), сохранность присущих в них тончайших скелетных частей раковин радиолярий, однообразная правильная горизонтальная слоистость отложений. В течение рассматриваемого отрезка времени конфигурация и глубины седиментационного бассейна, очевидно, были весьма устойчивы. Имевшее место незначительное прогибание дна бассейна обычно компенсировалось осадконакоплением, что привело, в конечном счете, к формированию довольно мощной и однообразной толщи кремнисто-глинисто-пирокластических пород. Наиболее глубоководные участки бассейна располагались в северо-восточной части территории, что устанавливается по появлению здесь в разрезе богатинской формации сильно глинистых и глинистых яшм. В юго-западном направлении в составе отложений формации заметно возрастает содержание обломочного материала алевритовой и псаммитовой размерности (рис. 18). Эти изменения, очевидно, фиксируют направление приноса терригенного материала. Таким образом, суши, питавшая в богатинское время седиментационный бассейн терригенным материалом, располагалась в юго-западной части района и была значительно удалена от области современного распространения отложений богатинской формации.

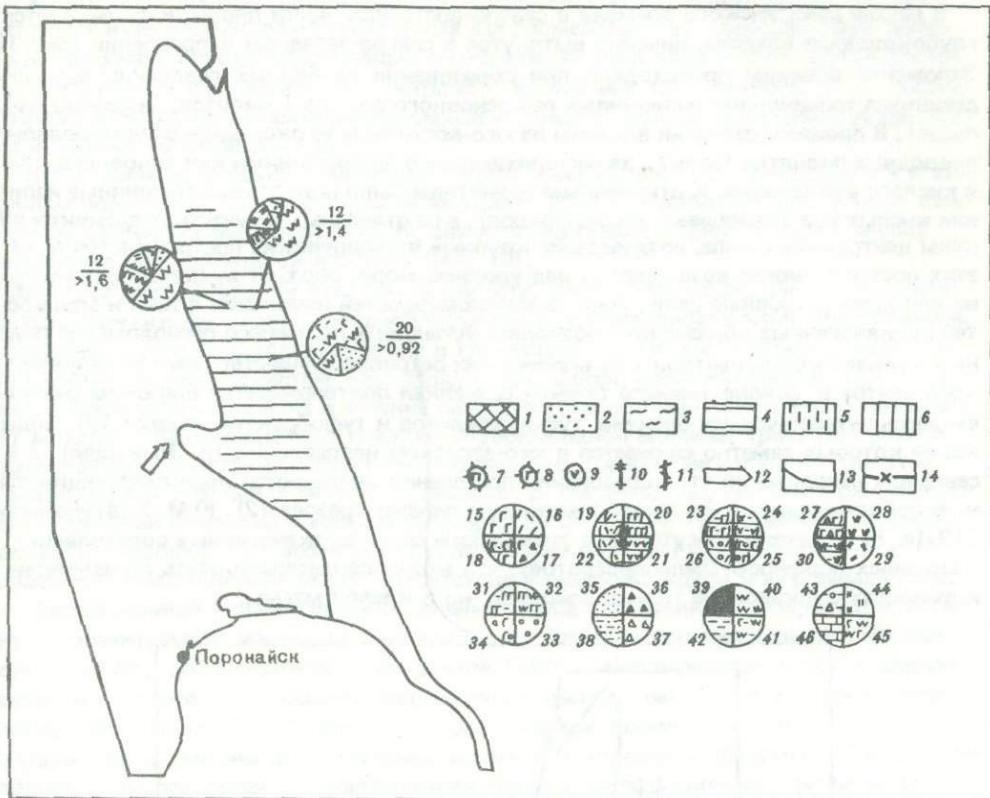


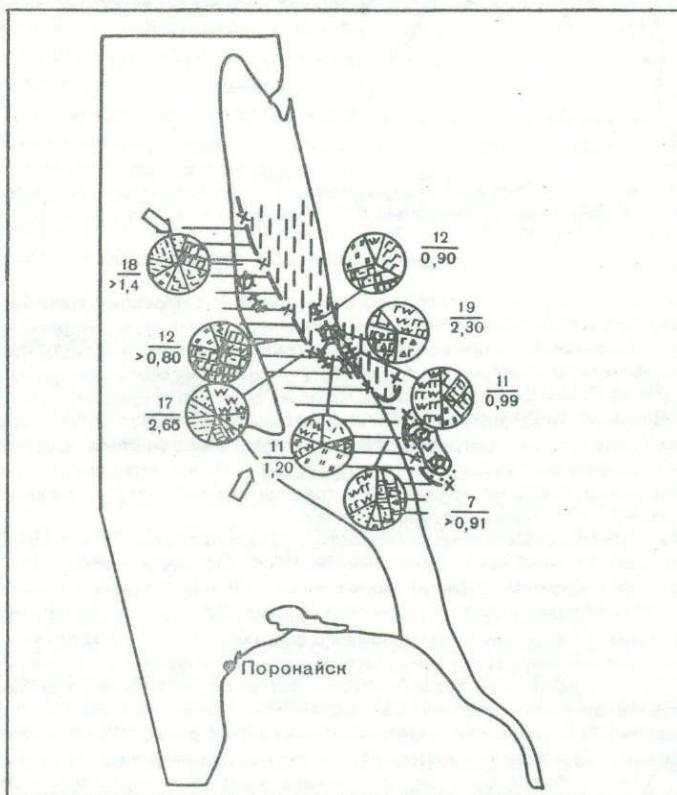
Рис. 18. Схематическая литолого-палеогеографическая карта богатинского времени. При составлении карты использован разрез, изученный А.С. Шуваяевым и М.З. Новиковой (см. циклограмму $\frac{20}{0,92}$)

Фациальные зоны: 1 – суша, область размыва; 2 – прибрежное мелководье, периодически превращающееся в береговую отмель и заболоченную низменную равнину; 3 – мелкая часть шельфа; 4 – глубокая часть шельфа и континентальный склон; 5 – глубоководная впадина; 6 – глубокая область обособленного бассейна; 7 – предполагаемое местонахождение вулканов центрального типа с вулканическими накоплениями основного, среднего и кислого состава; 8 – то же, с вулканическими накоплениями основного и среднего состава; 9 – предполагаемое местонахождение вулканических островов; 10 – предполагаемое местонахождение центров трещинных излияний лав основного и среднего составов; 11 – то же, лав кислого состава; 12 – направление сноса терригенного материала; 13 – граница современного распространения верхнемеловых отложений; 14 – граница фациальных зон.

Породы: 15 – эффузивные породы основного и среднего составов; 16 – эффузивные породы кислого состава; 17 – вулканические брекции; 18 – крупнообломочные туфы основного состава; 19 – крупнообломочные туфы кислого состава; 20 – мелкообломочные туфы основного состава; 21 – мелкообломочные туфы кислого состава; 22 – мелкообломочные туфы среднего состава; 23 – тонкообломочные туфы основного состава; 24 – тонкообломочные туфы среднего состава; 25 – пуддинговые туфы основного состава с включениями гальки; 26 – то же, кислого состава; 27 – пуддинговые туфы основного состава с включениями щебенки; 28 – субщелочные эффузивы основного состава; 29 – то же, кислого состава; 30 – тонкообломочные туфы трахиандезитов; 31 – глинистые и сильно глинистые туффиты; 32 – кремнистые и сильно кремнистые туффиты; 33 – конгломераты; 34 – туфогенные конгломераты; 35 – песчаники; 36 – турбидиты; 37 – глыбовые брекции; 38 – алевролиты; 39 – угли; 40 – кремнистые и сильно кремнистые аргиллиты; 41 – кремнисто-туфогенные и туфогенно-кремнистые аргиллиты; 42 – аргиллиты; 43 – пуддинговые аргиллиты с включениями щебенки и гальки; 44 – относительно чистые силициты (яшмы, фтаниты и др.); 45 – туфогенные силициты; 46 – известняки. Цифровые обозначения при циклограммах: числитель дроби – порядковый номер разреза, знаменатель – мощность интервала разреза (в км), для которого составлена карта

РАКИТИНСКОЕ ВРЕМЯ

В начале ракитинского времени в северо-восточной части площади формируется глубоководная впадина, линейно вытянутая в северо-западном направлении (рис. 19). Заложение впадины происходило при образовании глубинных разломов, сопровождающихся трещинными излияниями лав основного состава (спилитов, базальтов, диабазов). В процессе развития впадины на юго-восточном ее окончании сформировались подводные поднятия (валы), характеризующиеся проявлениями как основного, так и кислого вулканизма. К отмеченным поднятиям были приурочены трещинные излияния кислых лав (кварцевых альбитофиров), а на отдельных их участках возникли вулканы центрального типа, создававшие крупные вулканические постройки. Часть из этих построек могла возвышаться над уровнем моря, образуя вулканические острова или даже островные цепи. Анализ закономерностей изменения фаций и мощностей вулканогенных образований позволяет установить примерное расположение подобных вулканических центров и вулканических островов. Существование вулканического центра в районе нижнего течения р. Мелкая подтверждается широким развитием здесь вулканических брекчий, туфогравелитов и туфобрекчий (разрез 19), содержание которых заметно снижается в юго-западном направлении (р. Зловещая), а в северном направлении эти образования постепенно замещаются переслаивающимися мелкообломочными и крупнообломочными туфами (разрез 12). Ю.М. Ковтуновичем (1970а, б) отмечено присутствие в этом районе среди вулканогенных образований кварцевых порфиров (палеолипаритов), что может свидетельствовать об излиянии и выбросах вулканом не только основной, но и кислой магмы.



Район Охотского побережья между устьями рек Кривуля и Синдокан — единственное место, где в составе вулканогенных образований ракитинской формации присутствуют вулканомиктовые туфогенные конгломераты и вулканомиктовые песчаники, однозначно свидетельствующие о существовании в ракитинское время восточнее этого района вулканического острова с вулканами центрального типа, поставлявшими в бассейн седиментации огромные количества вулканокластических продуктов и вулканомиктовый материал.

Районы распространения отмеченных вулканических центров, приуроченных к подводным поднятиям, характеризуются не только специфическим составом, но и мощностями вулканогенных образований, значительно превосходящими аналогичные накопления глубоководной впадины (рис. 19).

Западнее глубоководной впадины, в области, соответствующей, очевидно, континентальному склону и глубоководной части шельфа, накапливались пирокластические и терригенные песчано-алевролитовые и глинистые осадки, а в отдельных местах — кремнистые и известковистые илы. Мощность осадков, накопившихся в этой части седиментационного бассейна в течение ракитинского времени, значительно превосходит мощность одновозрастных осадков глубоководной впадины (рис. 19). Для рассматриваемой зоны также характерны подводные трещинные излияния спилитов и диабазов, а в отдельных местах ее, севернее р. Пиленга, там, где В.С. Рождественским и другими отмечены с составе ракитинской формации туфобрекции, туфоконгломераты и порфиры, возможно, существовали вулканы центрального типа, возышавшиеся над уровнем моря. Присутствие в северо-западной и юго-западной частях формационной призмы пачек осадочных пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов) значительной мощности, очевидно, определяет направление сноса в седиментационный бассейн терригенного материала. Области сноса располагались к северо-западу и юго-западу от района современного распространения отложения ракитинской формации. Происходившее в ракитинское время прогибание дна седиментационного бассейна полностью или частично (например, в области глубоководной впадины) компенсировалось накоплением продуктов эфузивной и мощной эксплозивной вулканической деятельности.

НЕРПИЧЕНСКОЕ ВРЕМЯ

В нерпиченское время происходят значительные изменения в конфигурации и рельфе дна бассейна седиментации (рис. 20). В этот период тектонические движения становятся более контрастными, вследствие чего наряду с общим прогибанием области накопления на юго-западе и юго-востоке возникают участки с устойчивым поднятием, быстро превращающиеся в участки суши. Существование суши устанавливается по увеличению в отмеченных направлениях в составе отложений терригенного обломочного материала. В западном направлении заметно возрастает содержание песчаников (верхнее течение р. Богатая, разрез 12), а в восточном направлении в составе отложений появляются линзы и прослои гравелитов, конгломератов и мощные пачки пуддинговых пород I и II подтипов (устье р. Нерпичья — м. Шельтинга, разрезы 7, 9). Эти данные, а также определенная выше степень зрелости минеральной ассоциации обломочных пород (см. главу III) позволяют высказать предположение о том, что западная (Центрально-Сахалинская) суши имела не очень высокий, но достаточно расчлененный рельеф, а восточная (Охотская) суши представляла собой горную страну с резко расчлененным рельефом.

С возникновением суши значительно расширилась зона накопления обломочных и глинистых осадочных пород, постепенно охватившая весь рассматриваемый участок позднемелового седиментационного бассейна. И несмотря на прекращение с началом нерпиченского времени эксплозивной вулканической деятельности, седиментационный бассейн быстро заполняется, но теперь уже терригенным и вулканомиктовым обломочным и глинистым материалом. Этому во многом способствовало то, что скорость поднятия суши в этот период значительно превосходила скорость опускания области накопления (Белоусов, 1962, с. 61) за счет некоторого замедления прогибания в области накопления. Установившееся соотношение между скоростью приноса обло-

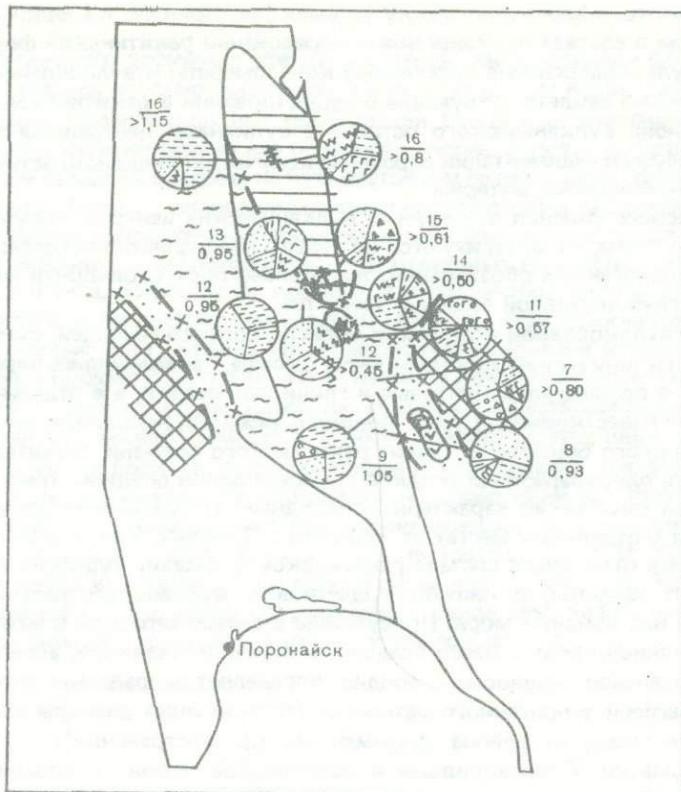


Рис. 20. Схематическая литолого-палеогеографическая карта нерпиченского времени

Условные обозначения см. на рис. 18

мочного материала, находящейся в прямой зависимости от скорости подъема суши, и прогибанием в области накопления способствовало быстрому общему обмелению седиментационного бассейна и превращению его на большей части рассматриваемой территории в мелководное море с довольно выровненным рельефом дна. Наиболее глубокий участок бассейна, соответствующий глубокой части шельфа или континентальному склону, располагался на месте сформировавшейся в ракитинское время глубоководной впадины. В нерпиченское время глубоководная впадина также быстро заполняется вулканомиктовым и терригенным обломочным и глинистым материалом ввиду чего сокращается в размерах и заметно мелеет, особенно в юго-восточной части. Этому в большой мере способствует близко расположенная с востока суши и возникший вблизи юго-восточного окончания впадины вулканический остров (рис.20). Однако в нерпиченское время рассматриваемый участок бассейна продолжает испытывать интенсивное прогибание, сопровождающееся глубокими расколами земной коры и подводными трещинными излияниями лав основного и среднего состава. В это же время впервые намечаются различия в условиях осадконакопления, существовавшие в дальнейшем на севере и юге района. На севере накопление осадков происходит в широком бассейне открытого типа, на юге — в бассейне, частично обособленном с запада и востока сушей, а с севера — вулканическими островами.

УЧИРСКОЕ ВРЕМЯ

В учирское время на севере района конфигурация, рельеф дна, глубины бассейна и прочие условия осадконакопления сохраняются прежними (продолжают накапливаться отложения березовской формации). Одновременно на юге происходят весьма существенные изменения, вызванные еще большим усилением контрастности тектонических движений. Наряду с продолжающимся подъемом суши, расположенной в за-

падной части площади, происходит интенсивное прогибание юго-восточной части бассейна, что приводит к образованию в этом месте относительно глубоководной впадины. Заложение впадины происходило при широком развитии глубинных разломов, с которыми, очевидно, связано проявление в учирское время интенсивного подводного и надводного вулканизма. К центральным участкам впадины приурочены подводные трещинные излияния субщелочных лав основного и среднего состава, к ее периферическим частям (относительно приподнятым блокам), расположенным в области мелкого моря, — вулканы центрального типа, создавшие крупные вулканические постройки, периодически возвышавшиеся над уровнем моря и образовавшие цепи вулканических островов (рис. 21). Возникшая относительно глубоководная впадина, окруженная со всех сторон подводными вулканами центрального типа или вулканическими островами, представляла собой обособленный бассейн, интенсивно заполнявшийся эффузивным, пирокластическим и вулканомиктовым материалом. Большая часть извержений вулканов центрального типа происходила, очевидно, в условиях прибрежного (островного) или мелкого моря, что, по-видимому, ограничивало разнос вулканокластических продуктов и способствовало формированию комплекса отложений, существенно отличающегося по составу от накоплений остальных участков бассейна седimentации (учирская формация). Во вторую половину учирского времени темпы прогибания в области относительно глубоководной впадины значительно снижаются, что приводит к ее быстрому заполнению вулканогенным и вулканомиктовым материалом.

Переходный по своим свойствам комплекс формируется в центральной части бассейна, ограниченной с запада и востока сушей, с юга — подводными вулканами и вулканическими островами и сообщавшейся с северным бассейном открытого типа. На этом участке накапливаются, преимущественно, смешанные по происхождению (тер-

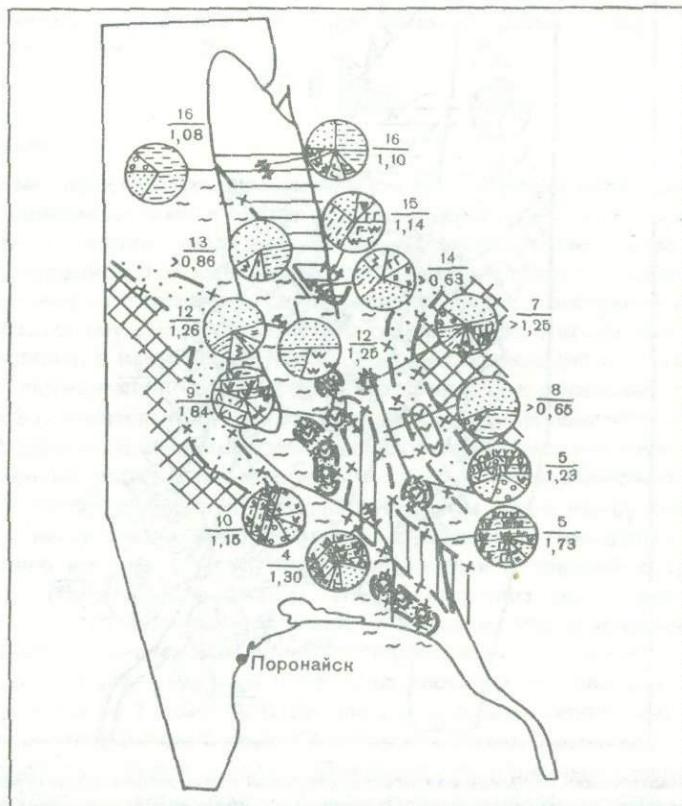


Рис. 21. Схематическая литолого-палеогеографическая карта учирского времени

Условные обозначения см. на рис. 18

ригенно-вулканомиктовые, вулканомиктово-терригенные) обломочные и глинистые породы. Условия осадконакопления в рассматриваемой части бассейна во многом были унаследованы с нерпиченского времени. Присутствие в разрезе 7 (р. Нерпичья — м. Шельтинга) углистых аргиллитов и включений янтаря свидетельствует о том, что зосточнее отмеченного разреза в зоне прибрежного периодически заболачиваемого мелководья могло происходить угленакопление, масштабы которого не ясны, так как в настоящее время эта площадь находится под водами Охотского моря.

ЗАСЛОНОВСКО-ТУРОВСКОЕ ВРЕМЯ

В заслоновско-туровское время существенно изменяется конфигурация позднемелового седиментационного бассейна. В это время он практически распадается на два самостоятельные бассейна: северный — открытого типа и южный — обособленный. Связь между ними осуществляется через зону прибрежного мелководья, расположенную между выступами западной (Центрально-Сахалинской) и восточной (Охотской) суши (рис. 22). Эти изменения были вызваны, с одной стороны, продолжавшимся подъемом суши и дальнейшим расширением ее, особенно в центральной и восточной части площади, с другой стороны — наметившимся в конце учирского времени снижением темпов прогибания. Все это наряду с одновременным прекращением экспозиционного вулканизма приводит к распространению в начале заслоновско-туровского времени зоны накопления терригенных и вулканомиктовых обломочных и глинистых пород на всю площадь южного бассейна. В результате описанных процессов на месте учирского бассейна со сложно расчлененным рельефом дна возникает обширный мел-

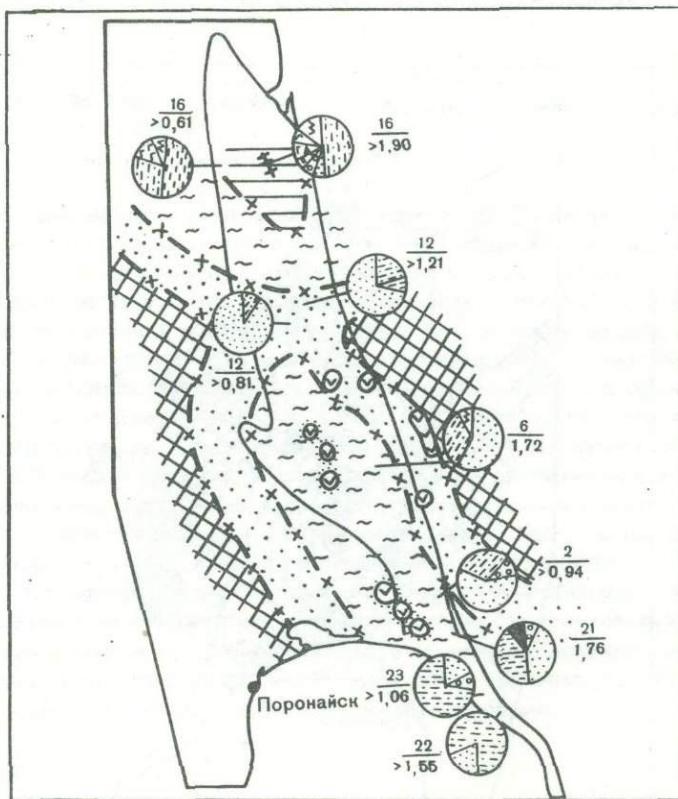


Рис. 22. Схематическая литолого-палеогеографическая карта заслоновско-туровского времени. При составлении карты использованы разрезы, изученные автором, а также А.С. Шувасовым, М.З. Новиковой (см. циклогramмы $\frac{21}{1,76}$; $\frac{22}{>1,55}$; $\frac{23}{1,06}$)

Условные обозначения см. на рис. 18

ководный заслоновско-туровский бассейн седиментации с довольно выровненным рельефом дна. Судя по наличию в ряде разрезов (р. Терновка, побережье Охотского моря между м. Попова и м. Гвоздева и др.) прослоев конкомератов и пачек пуддинговых пород I и II подтипа, обильному растительному детриту и т.п., осадконакопление в рассматриваемое время происходило большей частью в условиях подвижного мелководья. Это объясняется тем, что в течение заслоновско-туровского времени к концу каждого цикла осадконакопления интенсивность нисходящих движений уменьшалась. Замедление прогибания вызывало поступление в бассейн седиментации огромных масс обломочного материала, что приводило к быстрому его обмелению. В зоне прибрежного мелководья возникали заболоченные равнины, в которых происходило угленакопление. Наиболее длительное и устойчивое замедление прогибания отмечается в конце заслоновско-туровского времени. В этот период примерно вдвое сокращается область южного бассейна, а также прерывается связь его с северным бассейном. Периодически заболачиваемые прибрежные равнины значительно расширяются, захватывая области мелкого моря, существовавшего в этих местах в начале заслоновско-туровского времени (м. Пята, м. Братковского). В областях локальных поднятий ранее накопившиеся отложения подвергаются интенсивному размыву. На это указывают угловые несогласия (до 15°) и присутствие в составе грубообломочных пород вышелегающей ольдонской формации остроугольных обломков и гальки углей и песчаников туровской свиты (оз. Щучье – оз. Балатон).

В северном седиментационном бассейне в рассматриваемый отрезок времени также происходят изменения, но в целом менее значительные. Выражаются они в общем постепенном обмелении бассейна седиментации, заполняющегося терригенным обломочным и глинистым материалом. Значительно расширяется в это время область прибрежного мелководья, а область мелкого моря смещается в северо-восточном направлении, постепенно захватывая юго-восточное окончание относительно глубоководной впадины. Наиболее интенсивное прогибание с расколами земной коры и подводными трещинными излияниями лав происходит лишь на крайнем северо-востоке рассматриваемой площади (рис. 22).

ОЛЬДОНСКОЕ ВРЕМЯ

Ольдонское время характеризуется развитием контрастных тектонических движений и некоторыми видоизменениями в общем тектоническом плане. Эти изменения были вызваны, с одной стороны, продолжавшимся подъемом и дальнейшим расширением суши, расположенной в западной части площади, и некоторой стабилизацией или даже незначительным опусканием суши, расположенной в восточной ее части, что привело к некоторому смещению бассейна седиментации в восточном направлении. С другой стороны, в начале ольдонского времени происходит интенсивное прогибание южного седиментационного бассейна, что приводит к образованию в осевой части его узкой относительно глубоководной впадины с довольно крутыми склонами (рис. 23). Заложение впадины сопровождалось незначительными расколами земной коры и единичными подводными трещинными излияниями лав основного состава.

Строение ольдонской формации свидетельствует о том, что к концу каждого цикла осадконакопления интенсивность нисходящих движений увеличивалась, что привело к формированию мощной толщи ритмично слоистых отложений с трансгрессивной ритмичностью (терригенного флиша). Вторая половина ольдонского времени характеризуется тем, что периоды преобладания поднятий над опусканиями становятся более продолжительными. Это приводит к увеличению мощности псамmitовой части элементарных ритмов, а также к появлению прослоев песчаников с четкими контактами мощностью до 1,0–1,5 м, разделенных пакетами терригенного флиша.

В северном седиментационном бассейне в рассматриваемое время продолжается начавшееся в заслоновско-туровское время обмеление с постепенным смещением зон прибрежного мелководья, мелкого моря и относительно глубокого моря в северо-восточном направлении.

В конце ольдонского времени вся территория Восточно-Сахалинских гор вышла из-под уровня моря и осадконакопление в пределах ее прекратилось.

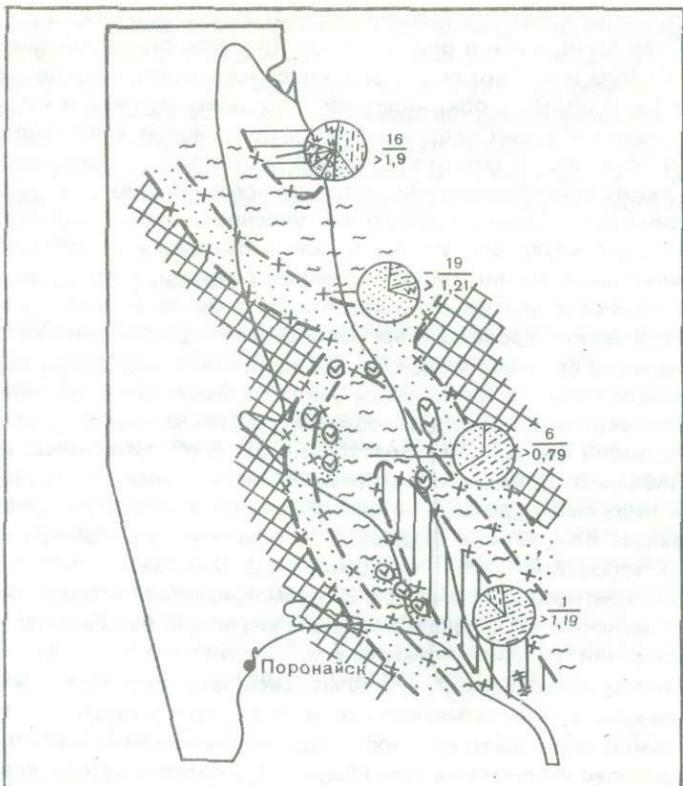


Рис. 23. Схематическая литолого-палеогеографическая карта ольденского времени

Условные обозначения см. на рис. 18

ИСХОДНОЕ ВЕЩЕСТВО

В зависимости от источника вещества материал, слагающий формации, может быть терригенным, вулканогенным, гидрогенным и биогенным (Хворова, 1963). Нами дополнительно вводится вулканомиктовый компонент, представляющий собой разновидность терригенного компонента. Необходимость выделения вулканомиктового компонента в качестве самостоятельного диктуется следующими соображениями. Как известно, в геосинклиналях вулканические острова возникают на разных стадиях их развития (включая и самые ранние; Хворова, 1968). Подвергаясь эрозии и абразии, они становятся новыми источниками обломочного материала, и если их высота и площадь имеют значительные размеры и существуют они достаточно долго, то в прогибах накапливаются большие массы вулканомиктовых продуктов. Формирование вулканомиктовых пород представляет собой осадочный процесс, не связанный с вулканализмом, но в тех случаях, когда вулканические постройки были полностью разрушены, они могут остаться почти единственными свидетелями проявления вулканализма, близкого по времени осадконакоплению. Важное значение имеет изучение вулканомиктовых пород (в особенности грубообломочных) для палеогеографических реконструкций, так как позволяет восстановить время и место существования вулканических островов, являющихся довольно важным фактором в мобилизации вещества вулканогенно-осадочных формаций. Не менее важное значение имеет учет вулканомиктовых продуктов при определении роли эндогенных и экзогенных источников обломочного материала в формировании мощных комплексов геосинклинальных областей.

Терригенный компонент – это твердые продукты физического выветривания горных пород. Поступая в конечные водоемы стока, они образуют терригенные осадки.

Вулканогенный компонент — это продукты эфузивной, эксплозивной, гидротермальной и эксгалиационной вулканической деятельности.

Гидрогенный компонент — это хемогенный осадок, возникающий за счет перехода в твердую фазу определенных веществ из общей солевой массы вод Мирового океана.

Биогенный компонент представлен минеральными остатками животных и растений.

Ниже рассмотрим, какова роль каждого из перечисленных компонентов в составе изученных вулканогенных и осадочных формаций Восточно-Сахалинских гор.

Петрофонд богатинской формации состоит из главных и второстепенных компонентов. Первые представлены терригенным материалом (глинистая составляющая аргиллитов, яшм и пирокластических пород), продуктами хемогенной и биогенной садки (кремнеземистая составляющая тех же пород) и продуктами эксплозий. (преимущественно пепловый, реже псаммитовой размерности пирокластический материал; рис. 24, вкл.). Показанные для этой формации в табл. 33, 34 и на диаграмме (рис. 24) содержания главных компонентов определены для пород, претерпевших значительные катагенетические изменения, и поэтому, очевидно, не соответствуют масштабам накопления их в период седиментации. Высокая степень катагенеза пород богатинской формации не позволяет также однозначно судить об источниках и способах поступления в морской бассейн кремнезема и некоторой части глинистых минералов. В главе IV отмечалось, что пепловые туфы богатинской формации очень часто полностью состоят из микрокристаллического или тонкозернистого агрегата вторичных минералов: хлорита, пумпеллиита, халцедона, кварца, альбита, цеолита, лейкоксена и титанита. Присутствие в составе вторичных минералов халцедона и кварца, в данном случае, может свидетельствовать о возможном происхождении части глинистых минералов и кремнезема за счет разложения пеплового материала (Дзоценидзе, 1969, с. 87) в бассейне седиментации. Образующийся при этом монтмориллонит в процессе катагенеза трансформировался, очевидно, в гидрослюду и хлорит.

Присутствие в вышележащей вулканогенно-кремнистой ракитинской формации кремнистых пород, аналогичных богатинским, залегающих непосредственно выше вулканогенных кремнисто-спилитовой и кремнисто-кварц-альбитофирировой подформаций, позволяет предполагать, что и отложения богатинской формации формировались после проявления в раннем мелу интенсивного подводного вулканизма. С другой стороны, строение ракитинской формации свидетельствует о том, что по длительности кремнеобразование значительно превышает период активного вулканизма, а это значит, что основным поставщиком кремнезема в данном случае могут являться более продолжительные гидротермальные поствулканические процессы. Прямыми доказательством возможности подводного поступления кремнезема "снизу" даже там, где лавовых излияний не было, служит обнаруженный недавно в Красном море (Miller et al., 1966) подводный вынос обогащенных кремнеземом горячих минерализованных рассолов с образованием в районе их выходов кремнисто-железистых илистых осадков.

Петрофонд ракитинской формации необходимо рассматривать дифференцированно, так как в отдельные этапы ее формирования ведущее значение преобретали то одни, то другие процессы, поставляющие в бассейн основную массу седиментационных продуктов. Эти изменения в источниках веществ определили образование в составе ракитинской формации четырех подформаций: вулканогенных кремнисто-спилитовой и кремнисто-кварц-альбитофирировой, яшмовой, кремнисто-глинисто-пирокластической.

Петрофонд вулканогенной кремнисто-спилитовой подформации состоит из следующих основных компонентов: 1) продуктов вулканической деятельности — эфузивы и их пирокластические производные, 2) продуктов вулкано-хемогенного происхождения — кремнистые породы с примесями окислов марганца и железа. Второстепенные компоненты представлены: 1) продуктами выветривания горных пород или подводного разложения пеплов — глинистая составляющая кремнистых пород, 2) хемогенными образованиями — известняками, 3) органогенными образованиями — радиоляритами.

Формирование рассматриваемой подформации происходило в глубоководной впадине, располагавшейся в северо-восточной части площади. Связанные с ее заложением глубокие расколы земной коры послужили причиной проявления интенсивного

Таблица 33

Средние содержания (в %) вулканогенного и осадочного материала в верхнемеловых формах

Подформация, градация	Средняя мощность	Эффузивный материал		Пирокластический материал
		основного и среднего состава	кислого состава	
Богатинская кремнисто-глинистая формация				
	1500	—	—	15,5
Ракитинская кремнисто-вулканогенная формация				
Кремнисто-спилитовая подформация	390	35,1	—	49,6
Кремнисто-кварц-альбитофировая подформация	830	—	29,0	43,5
Яшмовая подформация	130	—	—	29,6
Глинисто-кремнисто-пирокластическая подформация	520	—	—	63,4
Градации верхнего, среднего и нижнего течения р. Богатая и среднего течения р. Герань	420	—	—	54,6
Градации нижнего течения р. Герань и Охотского побережья в районе рек Кривуля и Синдокан	720	—	—	70,1
Березовская вулканогенно-кремнисто-терригенная формация				
Северо-восточная эффузивно-кремнисто-терригенная градация	1790	8,4	—	3,3
Западная кремнисто-терригенная градация	2860	0,1	—	—
Юго-восточная пирокластическо-вулканомиктово-терригенная градация	1780	—	—	8,9
Учирская вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация				
	1450	4,1	3,0	76,7
Заслоновско-туровская угленосная формация				
	1400	—	—	0,1
Ольдонская флишевая формация				
	990	0,8	—	—

подводного вулканизма, продукты которого (спилиты, базальты, диабазы) являются одним из основных компонентов подформации. Возникшие в этот период в наиболее приподнятых участках дна седиментационного бассейна вулканы центрального типа являлись поставщиками основной массы вулканокластического материала. Причем в глубоководную впадину, в которой происходило накопление отложений рассматриваемой подформации, попадал в основном мелкообломочный и более тонкий пирокластический материал. Перемещение взрывоизвесткового материала осуществлялось по воздуху, донными морскими течениями, а также, очевидно, турбидными потоками. В процессе транспортировки этот материал испытывал заметную сортировку и отложился в виде слоистых серий вулканогенных обломочных пород. Аналогичные

циях Восточно-Сахалинских гор

Вулкано-миктовый материал	Терригенный материал		Хемогенный материал			
	обломочный	глинистый	кремнезем	карбонаты седиментационные	карбонаты рассеянные (CO_2)	Органоген-ный матери-ал ($C_{\text{орг. первичный}}$)
Богатинская кремнисто-глинистая формация						
—	0,6	52,4	31,5	—	—	—
Ракитинская кремнисто-вулканогенная формация						
—	—	0,5	12,2	2,6	—	—
—	—	6,8	20,7	—	—	—
—	—	—	70,4	—	—	—
0,8	3,2	14,0	18,1	—	—	0,5
0,2	—	15,5	29,7	—	—	—
7,1	1,1	11,9	9,2	—	—	0,6
Березовская вулканогенно-кремнисто-терригенная формация						
9,2	29,2	38,7	9,0	0,6	0,7	0,8
19,3	54,5	22,3	2,7	—	0,4	0,8
36,4	25,2	27,8	0,2	0,1	0,4	1,0
Учирская вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация						
11,6	1,5	0,7	1,5	—	0,4	0,5
Заслоновско-туровская угленосная формация						
33,2	39,1	24,8	0,3	—	1,6	1,0
Ольдонская флишевая формация						
26,2	34,6	35,6	—	—	1,8	0,9

образования И.В. Хворовой (1963) были названы сортированными морскими туфами. Гидротермы и газовые эксгалации, сопровождавшие подводные извержения, выносили основную массу кремнезема, окислов марганца и железа, за счет которых были сформированы прослои и линзы яшм и других кремнистых пород, залегающих между потоками эффузивов и пачками туфов. Повышенное содержание кремнезема в морском бассейне вызвало пышный расцвет организмов с кремнистым скелетом (в частности, радиолярий), что, по-видимому, способствовало образованию таких органогенных пород, как радиолирыты.

В составе подформации линзы хемогенных известняков встречаются исключительно редко. Обычно они ассоциируют с потоками эффузивов и линзами или прослоя-

Таблица 34

Средние содержания С_{орг.} и СО₂ (%) в породах верхнемеловых формаций Восточно-Сахалинского региона

Подформация, градация и порода	Количество образцов, включенных в подсчет	CO ₂	Fe ⁺⁺ пир.	Fe ⁺⁺ HCl	C _{орг.} остаточный	C _{орг.} первичный
1	2	3	4	5	6	7
Ракитинская кремнисто-вулканогенная формация						
1. Глинисто-кремнисто-пирокластическая подформация, градация Охотского побережья в районе рек Кривуля и Синдокан						
Туфы	2	0,55	0,54	3,01	0,10	1,25
Песчаники	1	0,09	0,07	1,90	0,08	0,56
Березовская вулканогенно-кремнисто-терригенная формация						
2. Северо-восточная эфузивно-кремнисто-терригенная градация						
Песчаники	20	1,48	0,07	2,51	0,12	0,73
Алевролиты	9	0,53	0,07	2,34	0,20	0,76
Аргиллиты	4	0,70	0,08	2,52	0,19	0,81
Кремнистые аргиллиты	4	0,49	0,17	2,29	0,16	0,81
Туфогенные кремнисто-глинистые породы	1	0,23	0,03	2,30	0,22	0,76
3. Западная кремнисто-вулканомиктово-терригенная градация						
Песчаники	8	0,35	0,06	2,66	0,15	0,79
Алевролиты	4	0,23	0,11	2,56	0,23	0,89
4. Юго-восточная пирокластическо-вулканомиктово-терригенная градация						
Туфы	6	1,53	0,11	1,89	0,07	0,59
Песчаники	6	0,99	0,52	2,64	0,11	1,16
Алевролиты	3	0,11	0,70	2,30	0,18	1,32
Учирская вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация						
5. Туфы	3	0,41	0,18	1,87	0,11	0,68
Песчаники	2	—	0,09	1,66	0,07	0,49
Алевролиты	2	—	0,12	1,97	0,12	0,66
Заслоновско-турковская формация						
6. Песчаники	20	2,40	0,10	2,28	0,31	0,90
Алевролиты	8	0,81	0,08	2,24	0,30	0,86
Аргиллиты	2	0,46	0,04	1,90	1,32	1,78
Ольдонская флишевая формация						
7. Песчаники	12	3,04	0,13	2,47	0,12	0,78
Алевролиты	8	0,61	0,09	2,56	0,26	0,90
Аргиллиты	4	0,20	0,16	2,59	0,21	0,92

ми сургучных яшм, но иногда залегают среди туфов. Цвет известняков молочно-белый или розовый за счет тонко распыленных окислов железа. Приведенные данные свидетельствуют о подавленности карбонатонакопления в этот период. В то же время широкое распространение в туфах подформации различно ориентированных прожилков кальцита, придающих им некоторое сходство с описанными Л.Н. Формозовой шальштейнами, свидетельствует о том, что при подводных извержениях и процессе газо-гидротермальной деятельности углекислый газ выделялся в морскую воду в большом количестве. Как известно, избыток CO_2 мешает осаждению известняков, так как согласно известной зависимости $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO})_3$ увеличение количества CO_2 смещает реакцию вправо и при этом не только не будет осаждаться карбонат, но даже уже отложенный карбонат кальция начнет растворяться с переходом в бикарбонат (Дзоценидзе, 1969). Согласно Г.С. Дзоценидзе (1969) благоприятная для карбонатонакопления обстановка может возникнуть в местах нагрева морской воды, так как в этом случае растворимость углекислого газа резко понизится и он начнет мигрировать от нагретой зоны в область с более низкой температурой, вследствие чего в приведенной выше равновесной системе реакция должна пойти влево и будет осаждаться карбонат кальция. Как показывают проведенные исследования, аналогичные условия возникали в районах трещинных излияний или в местах выхода горячих гидротерм, обогащенных кремнеземом и окислами марганца и железа (так же, как, например, в Красном море; Miller et al., 1966). При этом, очевидно, определенное значение имеет глубина проявления подводного вулканизма, ограниченная условиями, в которых возможна эксгальваническая деятельность (Страхов, 1965; Дзоценидзе, 1965). Присутствие в известняках тонко распыленных окислов железа в какой-то степени подтверждает высказанное выше предположение о возможной приуроченности в условиях определенных глубин карбонатообразования к местам выхода горячих гидротерм. Благоприятные для карбонатонакопления условия могут также возникнуть в местах, значительно удаленных от центров вулканизма, где происходит выделение в атмосферу или утилизация растениями лишнего CO_2 . В этом случае решающим фактором образования известняков является ограниченный принос в бассейн седиментации обломочного материала (Страхов, 1963).

Петрофонд кремнисто-кварц-альбитофировой подформации отличается от петрофона описанной выше подформации кислым составом лав трещинных излияний, присутствием в отдельных участках подформации крупнообломочных и грубообломочных вулканокластических продуктов, фиксирующих примерное расположение палеовулканов центрального типа, значительно большими масштабами кремненакопления и несколько отличным составом образовавшихся кремнистых пород (туфогенные фтанитоподобные силициты и подчиненные им яшмы), присутствием кремнисто-глинистых туффитов, более широким распространением глинистого материала, возможно, также имеющего двоякое происхождение, и, наконец, значительно большей мощностью всех перечисленных накоплений (рис. 24). Эти отличия определяются несколько иными условиями образования осадков, а иногда и иными источниками вещества. Например, наряду с трещинными подводными излияниями более ощутима роль в накоплении и распределении по площади вулканокластических продуктов вулканов центрального типа, возникших на склонах подводных поднятий. Накопление кремнистых осадков сопровождалось слабой вулканической деятельностью близко расположенных вулканов и происходило в тех участках бассейна седиментации, в которые поступало некоторое количество растительного дегрита с периодически возызвавшихся над поверхностью моря вулканических островов. Состав кремнистых пород указывает на возможное образование части кремнезема и глинистых минералов при гальмировании разложении пирокластического материала.

Петрофонд яшмовой подформации состоит из продуктов вулкано-хемогенного происхождения — яшм и продуктов эксплозивной вулканической деятельности — туфов. Второстепенные компоненты представлены хемогенными образованиями — известняками. Формирование яшмовой подформации происходило в глубоководной части бассейна в обстановке полного прекращения эффузивной и слабого проявления эксплозивной вулканической деятельности. Создавшиеся условия оказались благоприятными для накопления хемогенных осадков. Отчетливая приуроченность отложений яшмовой

подформации к районам развития продуктов подводных трещинных излияний достаточно убедительно свидетельствует о том, что основным поставщиком кремнезема, окислов марганца и железа в этот период служила поствулканическая газо-гидротермальная деятельность.

В составе яшмовой подформации встречаются пачки тонкого флишоидного переслаивания сургучных яшм и розовых известняков. Совместное нахождение этих пород, являющихся антиподами при климатических типах литогенеза, указывает на тесную связь их образования с явлениями вулканизма. Но вулканизм в данном случае являлся, очевидно, только источником веществ — кремнезема и углекислого газа. Благоприятность же условий для осадки кремнезема и карбоната кальция определялась, главным образом, ограниченным поступлением в этот период в бассейн седиментации вулканокластического материала. Более детально вероятный механизм образования известняков рассмотрен выше.

Петрофонд глинисто-кремнисто-пирокластической подформации характеризуется разнообразием компонентов и быстрой сменой их в латеральном направлении. Основные компоненты подформации представлены продуктами эксплозивной вулканической деятельности (разнообразные туфы и туффиты), продуктами хемогенной и биогенной садки (кремнистые породы, кремнеземистая составляющая смешанных пород). Второстепенные компоненты представлены вулканомиктовым (конгломераты, песчаники, алевролиты) и терригенным (песчаники, алевролиты) обломочным материалом. Площадное распределение перечисленных компонентов проясняет некоторые стороны их генезиса. Так, например, несмотря на то, что кремнистые породы подформации формировались уже после прекращения активной вулканической деятельности, сосредоточены они преимущественно в том же районе, что и продукты подводного вулканизма. Это подтверждает ранее высказанную точку зрения о существенной роли гидротермального кремнезема в образовании кремнисто-сланцевых формаций. Эксплозивные продукты сосредоточены в районах действия палеовулканов центрального типа, располагавшихся в юго-западной и северо-восточной части площади. Вулканомиктовые накопления приурочены только к району островного вулканизма (р. Кривуля — р. Синдокан). В составе вулканомиктовых обломочных и пирокластических пород из этого района установлено присутствие растительного дегрита, сносишегося с покрытых растительностью вулканических островов. Среднее содержание первичного $C_{\text{орг}}$ в песчаниках составляет 0,56%, а в туфах — 2,25%.

Петрофонд березовской формации характеризуется разнообразием составляющих его компонентов при резком преобладании терригенного компонента. Главными процессами, поставлявшими основную массу седиментационных продуктов в период формирования березовской формации, являлись эрозия и абразия участков суши, располагавшихся в юго-западной и юго-восточной частях площади. Количество терригенного обломочного и глинистого материала, его гранулометрический и минералогический состав и распределение в пределах бассейна седиментации регулировалось палеогеографической обстановкой, т.е. высокогорностью и степенью расчлененности рельефа суши и дна бассейна, климатическими особенностями местности, гидродинамической активностью бассейна, наличием подводных течений, удаленностью области питания от седиментационного бассейна и др. Важную роль в разносе материала в наиболее глубоководные участки бассейна играли мутевые потоки и оползни, возникавшие при частых моретрясениях. Продукты их, пуддинговые породы I и II подтипа с градационной слоистостью и включениями обломков подстилающих отложений, широко распространены в составе березовской формации. Скорость накопления терригенных продуктов и их гранулометрический состав определялись также соотношением, устанавливавшимся в отдельные промежутки времени между скоростью подъема суши и прогибанием дна бассейна седиментации. Во времени все перечисленные выше причины в основном определили образование березовской формации и ее градаций.

Важно отметить, что области распространения градаций березовской формации совпадают со следующими устойчивыми в прошлом зонами бассейна седиментации: прибрежной и мелководной (западная градация), глубоководной (северо-восточная градация) обширного бассейна открытого типа и мелководной, ограниченной с запада и востока сушей, а с севера — вулканическими островами (юго-восточная градация,

рис. 19–23). Некоторые различия в составе отмеченных градаций обусловлены проявлением в пределах глубоководной впадины подводного эфузивного вулканизма трещинного типа, с которым связано накопление в составе северо-восточной градации спилитов, базальтов, диабазов и разнообразных кремнистых пород, а также разрушением вулканических островов, расположавшихся в юго-восточной части района, что определило значительное участие в составе обломочных пород юго-восточной градации вулканомиктового материала (рис. 24). Рассматриваемые градации отличаются средними содержаниями первичного $C_{\text{орг}}$ (т.е. первично содержащегося в осадке к началу редукции железа) в однотипных породах (табл. 33–34). Наибольшие средние значения характерны для песчаников и алевролитов юго-восточной градации, несколько меньшие – для тех же пород западной градации и минимальные – для пород северо-восточной градации, сформировавшихся в наиболее глубоководных условиях. Отмеченное увеличение содержания первичного $C_{\text{орг}}$ в однотипных породах по мере приближения к источникам сноса свидетельствует о том, что в накоплении органического вещества в осадках главное значение принадлежало растительному дегриту,носимому с участков суши и вулканических островов. Закономерное возрастание первичного $C_{\text{орг}}$ в ряду песчаник – алевролит – аргиллит объясняется, очевидно, различной ролью в этих породах органического вещества, обязанного своим происхождением планктонной пленке (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959). Приведенные сведения о распределении первичного $C_{\text{орг}}$ в породах градаций березовской формации находятся в хорошем соответствии с проведенными в предыдущем подразделе реконструкциями палеогеографической обстановки их формирования.

Петрофонд учирской формации. Главные компоненты – продукты эксплозий, продукты эфузий и продукты разрушения вулканических построек и островов. Второстепенные компоненты представлены терригенным обломочным и глинистым материалом, а также хемогенными (яшмы, кремнистые породы) и органогенными (ракушки) образованиями.

Формирование учирской формации обусловлено мощной вспышкой подводного и надводного вулканизма, связанного с глубинными разломами, по которым в этот период происходило заложение в юго-восточной части бассейна относительно глубоководной впадины. Возникшие в обрамлении впадины цепи подводных и надводных вулканов центрального типа поставляли в седиментационный бассейн огромные массы вулканокластических продуктов и в меньшем объеме – эфузивный материал в виде потоков субщелочных и известково-щелочных лав. В центральных участках впадины одновременно происходили трещинные излияния лав и внедрения в слаболитифицированные осадки согласных залежей эфузивов. Преобладание в этот период эксплозивного вулканизма обусловило накопление мощной толщи разнообломочных, как правило, хорошо отсортированных туфов. Вблизи вулканических очагов происходило накопление наиболее грубообломочных пирокластических пород (в т.ч. и спекшихся туфов), а за счет разрушения постройки здесь же формировались валунные и галечные вулканомиктовые конгломераты.

В участках бассейна, наиболее удаленных от вулканических центров, накапливались мелкообломочные и тонкообломочные пирокластические породы. Интенсивное накопление вулканических продуктов на морском дне вблизи очагов способствовало тому, что отдельные вулканические постройки быстро разрастались и выступали над поверхностью моря, превращаясь в областях устойчивых поднятий в вулканические острова. На значительные скорости описанных процессов указывают присутствующие в основании некоторых пачек грубообломочных отложений глыбовые брекчии, обычно образующиеся при разрушении вулканических островов с крутыми обрывистыми склонами в прилегающих относительно глубоких участках морского бассейна. Периодически возвышавшиеся над уровнем моря отдельные вулканические постройки и вулканические острова служили дополнительными источниками обломочного материала. Перемещение вулканомиктового и пирокластического материала в наиболее глубоводные участки впадины осуществлялось по воздуху, донными морскими течениями, а также, очевидно, турбидными потоками. Периодичность поступления обломочного материала в бассейн седиментации послужила причиной широкого распространения в учирской формации ритмично построенных пачек вулканокластических пород, обладающих отчетливой градационной слоистостью.

Обильное поступление в бассейн седиментации обломочного материала создавало в целом неблагоприятную обстановку для накопления хемогенных осадков. Линзы светло-зеленых и голубовато-зеленых яшм и прослои кремнисто-глинисто-пирокластических пород образовались в небольшом количестве лишь в наиболее глубоких участках впадины. Причем одним из возможных способов их образования являлось гальмиролитическое разложение тонкообломочного пирокластического материала (табл. XXV, фото 97). Характерным для рассматриваемой формации является и то, что яшмы, обычно в изобилии образующиеся при подводных трещинных излияниях, в составе ее присутствуют лишь внутри потоков в качестве цемента, заполняющего промежутки между подушками лавы, и за пределами лавовых потоков не встречаются. Последнее обстоятельство свидетельствует, с одной стороны, о незначительном выносе кремнезема постумными гидротермальными растворами, а с другой — может указывать на иной способ образования кремнезема, например, на извлечение его в результате взаимодействия раскаленной лавы с морской водой (Хворова, 1968).

Биогенный компонент в учирской формации представлен редко встречающимися органогенно-обломочными известняками (ракушняками), образовавшимися при масовой гибели иноцерамов, обильно населявших прибрежные отмели вулканических островов.

Присутствие в составе формации в небольшом количестве терригенного обломочного и глинистого материала (табл. 33) объясняется влиянием суши, располагавшейся юго-западнее и юго-восточнее глубоководной впадины (рис. 21). Частично глинистый материал мог образоваться при подводном разложении пепла.

Петрофонд заслоновско-туровской и ольдонской формаций в общем довольно сходен (рис. 24; табл. 33) и отличается лишь средними содержаниями главных компонентов и составом второстепенных компонентов. Главными компонентами отмеченных формаций являются: терригенный обломочный и глинистый материал и вулканомиктовый материал. Главными процессами, поставлявшими в этот период основную массу седиментационных продуктов, являлись эрозия и абразия участков суши, располагавшихся в юго-западной и юго-восточной частях площади, и вулканических островов, возвышавшихся над поверхностью моря. В прибрежных периодически заболачиваемых участках происходило образование торфа, за счет которого в процессе катагенеза образовались бурые угли, встречающиеся в заслоновско-туровской формации. Количество поступавшего в бассейн седиментации обломочного и глинистого материала, его гранулометрический и минералогический состав и распределение на площади, как и в случае формирования березовской формации, регулировалось палеогеографической обстановкой (рис. 22, 23). Скорость накопления обломочных и глинистых продуктов и их гранулометрический состав также определялись соотношением, устанавливавшимся в отдельные промежутки времени между скоростью подъема суши и прогибанием дна бассейна седиментации. Обоснобление же рассматриваемых комплексов пород в качестве самостоятельных формаций определилось в конечном счете направленностью изменения отмеченного соотношения, или иначе характером тектонических колебательных движений.

Некоторые различия в составе рассматриваемых формаций обусловлены проявлением в пределах узкой глубоководной впадины, существовавшей на юге площади в ольдонское время, слабого эфузивного вулканизма трещинного типа, а также присутствием в составе заслоновско-туровской формации единичных прослоев и линз кремнисто-глинисто-пирокластических пород. Отмеченные формации характеризуются также наиболее высокими средними содержаниями первичного $C_{org.}$ рассеянных и концентрированных в виде конкреций и конкреционных слоев карбонатов (табл. 33, 34).

Сравнение общих масс эндогенного¹ и экзогенного² материала, участвующего в сложении отдельных формаций и всей изученной части осадочной оболочки. При-

¹ В данном случае в состав эндогенного материала включен вулканомиктовый материал эндогенный по своей природе (вещество вынесено из глубин Земли) и экзогенный по происхождению (переотложенный).

² Экзогенный материал представлен продуктами разрушения выступов консолидированной суши.

веденный в работе учет материала различного происхождения позволяет количественно оценить значение эндогенных и экзогенных источников веществ в образовании как отдельных формаций, так и всей изученной части осадочной оболочки Земли. Нижеприведенные расчеты выполнены по методике, разработанной автором (Гранник, 1975). Средние содержания в формациях, подформациях и градациях разнообразного материала и средние мощности перечисленных образований приведены на рис. 24 и в таблице 33. Объемы формаций¹ подсчитаны для территории современного распространения их в пределах острова (рис. 1). Поскольку все при водимые ниже расчеты выполнены для участка осадочной оболочки, собранной в складки, при определении истинной поверхности формаций вводился коэффициент k , характеризующий степень ее деформированности (смятости). Коэффициент k выражает отношение ширины выпрямленного слоя к его проекции на горизонтальную плоскость в смятом состоянии. Отмеченные величины определялись по геологическим разрезам, построенным вкрест простирания структур, после чего рассчитывалось среднее значение k для рассматриваемого участка осадочной оболочки, равное в нашем случае 1,4.

Объемы вулканогенного и осадочного материала определялись по формуле: $V_m = \frac{k \cdot s \cdot h \cdot c}{100}$, где k – коэффициент, учитывающий степень деформированности

формации (или осадочной оболочки), s – проекция поверхности формации на горизонтальную плоскость, h – средняя мощность формации, c – среднее содержание материала в формации.

Общая площадь территории современного распространения формаций в пределах острова составляет 5240 кв. км.

Результаты подсчета объемов вулканогенного и осадочного материала с учетом уничтоженных эрозией отложений приведены в табл. 35. При определении площадей проекций формаций на горизонтальную плоскость в этом случае привлекались палеогеографические реконструкции (рис. 18–23).

При количественной оценке роли эндогенных и экзогенных источников вещества в образовании формаций и рассматриваемой части осадочной оболочки мы исходим из следующего. Бесспорное эндогенное происхождение имеют эффузивный и пирокластический материал, продукты его переотложения – вулканомиктовый материал (в известном смысле, см. примечание на с. 118), весь кремнезем независимо от способов его образования, рассмотренных выше. Бесспорное экзогенное происхождение имеют терригенный обломочный и органогенный материал. Сложный генезис имеют карбонаты и глинистый материал.

Для рассмотренных в изученном районе карбонатов можно считать установленным то, что, по крайней мере, CO_2 имеет бесспорно вулканическое происхождение. Второй компонент кальцита (этот карбонат исключительно широко развит среди рассматриваемых отложений) – Ca может иметь действительно сложное происхождение. Известно, например, что уже в начальную щелочную стадию химического выветривания участков суши Ca интенсивно выносится в составе легко растворимых солей (сульфатов, хлоридов) или вымывается как продукт гидролиза силикатов и алюмосиликатов и мигрирует в конечные водоемы стока (Страхов, 1960). В рассматриваемом районе, кроме того, он мог выноситься в бассейн гидротермами или высвобождаться при спилитизации основных лав. Какой из отмеченных процессов был главенствующим, в данном случае решить трудно. Но если учесть, что значительная часть его поступала в бассейн также при выветривании вулканических островов, то условно можно считать весь карбонатный материал эндогенным, совершая при этом незначительную ошибку в сторону преувеличения роли последнего.

Как показано выше (глава III), большая часть глинистого материала и особенно в верхней половине разреза имеет экзогенное происхождение. Но необходимо учитывать, что выветриванию подвергались наряду с выступами суши и вулкани-

¹ Подсчитанные объемы формаций являются приблизительными, примерными. Тем не менее, соотношения между объемами отдельных компонентов формаций правильно отражены в приведенных данных.

Таблица 35

Объемы вулканогенного и осадочного материала с учетом отложений, уничтоженных эрозией

Формация	v_g	v_p	v_t	v_b
Богатинская	5448	1611	62	—
Ракитинская	679	4115	115	29
В том числе:				
подформация кремнисто-спилитовая	5	528	—	—
подформация кремнисто-кварц-альбитофировая	169	1080	—	—
подформация яшмовая	—	220	—	—
подформация глинисто-кремнисто-пирокластическая	505	2287	115	29
В том числе:				
градация р. Богатой	226	795	—	3
градация Охотского побережья	279	1492	115	18
Березовская	3435	526	3959	2587
В том числе:				
градация западная	698	—	1705	601
градация северо-восточная	1490	127	1124	354
градация юго-восточная	1247	399	1130	1632
Учирская	23	2541	50	384
Заслоновско-туровская	1174	5	1771	1527
Ольдонская	1054	—	1024	778
Всего для изученной части осадочной оболочки	11813	8799	6981	5350

Примечание. v_g — глинистый материал, v_p — пирокластический, v_t — терригенный обломочный, v_b — вулканомиктовый материал, v_k — кремнезем, $v_{з.о.}$ — эфузивный материал

Таблица 36

Количественная оценка роли эндогенных и экзогенных источников вещества в образовании

Формация	v_p	v_b	v_k	$v_{з.о.}$
Северо-западный район				
Богатинская	537	—	1091	—
Ракитинская	—	—	—	—
В том числе:				
кремнисто-спилитовая подформация	528	—	23	374
ящмовая подформация	110	—	262	—
градация р. Богатой, глинисто-кремнисто-пирокластической подформации	795	3	433	—
Березовская	—	—	—	—
В том числе:				
западная градация	—	601	84	3
северо-восточная градация	127	354	35	323

Итого по северо-западному району

(в км³)

v _K	v _{Э.о.}	v _{Э.к.}	v _O	v _{К.р.}	v _{К.и.}
3275	—	—	—	—	—
1714	374	720	18	—	28
23	374	—	—	—	28
514	—	720	—	—	—
524	—	—	—	—	—
653	—	—	18	—	—
433	—	—	—	—	—
220	—	—	18	—	—
128	326	—	101	57	27
84	3	—	25	12	—
35	323	—	31	27	23
9	—	—	45	18	4
50	136	99	17	13	—
14	—	—	47	76	—
—	24	—	27	53	—
5181	860	819	210	190	55

основного и среднего состава, v_{Э.к.} — эфузивный материал кислого состава, v_O — органогенный материал, v_{К.р.} — карбонаты рассеянные, v_{К.и.} — карбонаты известняков.

формаций, в км³

v _{Э.к.}	v _{К.р.}	v _{К.и.}	v _{Г.в.}	v _{Энд.}	v _T	v _O	v _{Г.т.}	v _{Экз.}
Северо-западный район								
—	—	—	1543	3171	20	—	272	292
—	—	28	4	957	—	—	1	1
—	—	—	—	372	—	—	—	—
—	—	—	192	1423	—	—	34	34
—	12	—	174	874	1705	25	524	2254
—	27	23	372	1261	1124	31	1118	2273
				9058				4854

Таблица 36 (окончание)

Формация	v_p	v_b	v_k	$v_{\text{з.о.}}$
Ю г о - в о с т о ч н ы й р а й о н				
Богатинская	1074	—	2184	—
Ракитинская				
В том числе:				
кремнисто-кварц-альбитофи- ровая подформация	1080	—	514	—
яшмовая подформация	110	—	262	—
градация Охотского побережья	1492	.18	220	—
глинисто-кремнисто-пирокла- стической подформации				
Березовская				
В том числе:				
юго-восточная градация	127	354	35	323
Учирская	2541	384	50	136
Заслоновско-туровская	5	1527	14	—
Ольдонская	—	778	—	24
Итого по юго-восточному району				
Всего по обоим районам			$V_{\text{энд.}} = 28093$, $V_{\text{экз.}} = 11897$.	

Таблица 37

Объемы формаций в современном их состоянии

Формация	k	$s, \text{км}^2$	$h, \text{км}$	$V = k \cdot s \cdot h, \text{км}^3$
Богатинская	1,4	4956	1,5	10407
Ракитинская				
В том числе подформации:				
кремнисто-спилитовая	1,4	1912	0,39	1044
кремнисто-кварц-альбитофировая	1,4	2028	0,83	2356
ящмовая	1,4	3940	0,13	717
глинисто-кремнисто-пирокла- стическая				
В том числе градации:				
р. Богатой	1,4	2165	0,42	1273
Охотского побережья	1,4	1912	0,72	1927
Березовская				
В том числе градации:				
западная	1,4	1408	1,79	3528
северо-восточная	1,4	464	2,86	1858
юго-восточная	1,4	1124	1,78	2801
Учирская	1,4	1376	1,45	2793
Заслоновско-туровская	1,4	542	1,4	1062
Ольдонская	1,4	248	0,99	344
Итого				30150

ческие острова, т.е. часть этого материала имеет вулканомиктовое происхождение и возникла за счет дезинтеграции и переотложения продуктов вулканизма. Установить объем этой части прямыми методами на уровне проведенных исследований невозможно, так как помимо известных трудностей этому препятствует значительный катагенез пород, приведший к трансформации большой части глинистых минералов. Поэтому мы условно принимаем, что в каждой формации соотношение между глинистым материалом бесспорно терригенным и вулканомиктовым сохраняется аналогичным установленному для обломочного терригенного и вулканомиктового материала.

$v_{з.к.}$	$v_{к.р.}$	$v_{к.и.}$	$v_{г.в.}$	$v_{энд.}$	v_t	v_o	$v_{г.т.}$	$v_{экз.}$
Юго-восточный район								
—	—	—	3087	6345	42	—	546	588
720	—	—	144	2458	—	—	25	25
—	—	—	—	372	—	—	—	—
—	—	—	237	1967	115	18	42	175
—	27	23	312	1201	1124	31	935	2090
99	13	—	20	3213	50	17	3	70
—	76	—	528	2150	1771	47	646	2464
—	53	—	474	1329	1024	27	580	1631
				19035				7043

Кроме того, поскольку формационный состав и мощности отложений, развитых в северо-западном и юго-восточном районах, существенно различаются, количественная оценка роли эндогенных и экзогенных процессов в формировании структуры осадочной оболочки дается для каждого из них отдельно (табл. 36).

Объемы эндогенного и экзогенного материала подсчитываются исходя из данных таблицы 35 по формулам: $v_{энд.} = v_p + v_b + v_k + v_{з.о.} + v_{з.к.} + v_{к.р.} + v_{к.и.} + v_{г.в.}$; $v_{экз.} = v_t + v_o + v_{г.т.}$ ($v_{г.в.}$ — объем глинистого материала вулканомиктового происхождения, $v_{г.т.}$ — то же, терригенного происхождения).

Из таблицы 36 следует, что в северо-западном и юго-восточном районах при формировании осадочной оболочки превалировали эндогенные процессы, а экзогенные — имели подчиненное значение. При этом вынос эндогенного материала в юго-восточном районе был примерно вдвое интенсивнее, чем в северо-западном районе.

Для оценки интенсивности денудации сформировавшейся осадочной оболочки в послемеловой период определим объемы формаций в современном их состоянии по формуле $v = k \cdot s \cdot h$ (табл. 37). Площади проекций формаций на горизонтальную плоскость (s) определялись в этом случае по геологической карте (рис. 1), средние мощности формаций (h) приведены в табл. 34 ($k = 1,4$).

Разности объемов формаций, показанных в таблицах 36 и 37, свидетельствуют о значительном преобладании интенсивности денудации в юго-восточном районе по сравнению с этими процессами в северо-западном районе. Такое же преобладание в этом районе отмечалось и в отношении аккумуляции осадков. Эти процессы указывают на то, что в послемеловой период, несмотря на смену погружения поднятием, темп тектонических движений в юго-восточной части площади постоянно возрастал, очевидно, фиксируя тем самым более раннее проявление здесь складчатости.

ВУЛКАНИЗМ

Роль вулканизма в образовании верхнемеловых формаций в значительной степени уже освещена при характеристике палеогеографической обстановки и петрофона формаций. В этом небольшом подразделе остается лишь подчеркнуть, что вулканические явления оказались определяющими при образовании богатинской кремнисто-глинистой, ракитинской кремнисто-вулканогенной и учирской трахиан-

дезитовой формаций, их подформаций и градаций. Вулканические явления определили все отмеченные особенности перечисленных формаций. Вулканы трещинного типа сформировали эфузивную часть формаций, вулканы центрального типа обеспечили накопление мощных пачек разнообразных пирокластических и смешанных пород. Прерывистое поступление вулканокластического материала в седиментационный бассейн определило многие особенности внутреннего строения формировавшихся литологических комплексов. Интенсивная газово-гидротермальная деятельность, приуроченная к вулканическим очагам и разломам, контролирующим их размещение, обусловила накопление разнообразных кремнистых и частично карбонатных пород, обогащенных в отдельных местах марганцем, железом и другими металлами вулканического происхождения. Неравномерное накопление вулканических продуктов в седиментационном бассейне определяло основные особенности рельефа морского дна, от которых во многом зависело распределение обломочного материала. Образование вулканических островов приводило к обособлению определенной части морского бассейна, что также накладывало своеобразный отпечаток на состав, структуру и текстуру формировавшихся в этот период осадков. В периоды затишья вулканических явлений влияние их на формирование формаций было косвенным через вулканомиктовый компонент и обычно более продолжительной газово-гидротермальной деятельностью.

ТЕКТОНИКА

Роль тектонического фактора в образовании формаций также в значительной мере уже выяснена, особенно в части косвенного влияния его через физико-географическую обстановку, петрофонд и вулканизм. Остается подчеркнуть, что многие основные черты рассмотренных формаций определяются именно приуроченностью к определенной тектонической структуре — эвгеосинклинальной зоне Сахалинской геосинклинали. Тектонические процессы определили размеры, мощность и основные черты внутреннего строения рассмотренных формаций. Колебательные движения земной коры, происходившие во время накопления верхнемеловых формаций, отражались в распределении мощностей и литологического составаложений, а любое изменение в соотношении скоростей в областях сноса и накопления приводило к изменению ширины зоны распространения терригенного материала на дне бассейна и, в конечном счете, определяло образование толщ ритмично переслаивающихся пород. Именно благодаря такому механизму произошло обособление заслоновско-туровского и ольдонского литологических комплексов в самостоятельные формации.

Наконец, накопление всего комплекса верхнемеловых осадков, обладающих значительной мощностью, стало возможно только благодаря устойчивому погружению земной коры в эвгеосинклинальной зоне Сахалинской геосинклинали. Мы видели, что даже в случае формирования регressive заслоновско-туровской формации происходило устойчивое прогибание. Поднятие же испытывала лишь поверхность осадков за счет того, что принос обломочного материала происходил быстрее тектонического прогибания. Все это, в совокупности с ранее изложенным определяет ведущее значение тектонического фактора в образовании рассмотренных формаций.

Выходы:

1. Единство и взаимодействие таких факторов, как тектоника, вулканизм, физико-географическая обстановка и петрофонд, определили образование рассмотренных вулканогенных и осадочных формаций Восточно-Сахалинских гор. Несмотря на тесную взаимосвязь перечисленных факторов, каждый из них в определенные моменты геологической истории действовал на образование формаций в известной мере независимо, определяя те или иные их черты.

2. Существенные перестройки ландшафта (включая и рельеф дна бассейна седиментации) происходили в ракитинское, нерпиченское, учирское, заслоновско-туровское и ольдонское время.

Существовавший в богатинское время глубоководный бассейн с плоскими формами морского дна и значительная удаленность источников сноса способствовали

накоплению тонкозернистых осадков богатинской формации. Изменения рельефа дна бассейна в ракитинское время и вулканические явления определили накопление в глубоководной обстановке более пестрой по составу кремнисто-вулканогенной ракитинской формации. Длительное существование устойчивых зон в бассейне седиментации на северо-востоке площади обусловило формирование в течение нерпиченского, учирского, заслоновско-туровского и ольдонского времени северо-восточной, западной и юго-восточной градаций березовской формации. На юге площади конфигурация и рельеф дна седиментационного бассейна неоднократно изменялись, что способствовало формированию учирской, заслоновско-туровской и ольдонской формаций.

3. Обособление рассмотренных литологических комплексов в самостоятельные формации происходило и под влиянием смены источников веществ. Если для формаций нижней части верхнемелового разреза основными источниками веществ были подводный и надводный вулканизм и тесно с ним связанная газово-гидротермальная деятельность, то при формировании формаций верхней части разреза основными поставщиками седиментационных продуктов были эрозия и абразия вулканических островов и консолидированных участков суши.

4. Весь изложенный выше материал свидетельствует о том, что одним из ведущих факторов вулканогенно-осадочного породообразования в эвгеосинклинали Сахалина являлся вулканизм, с которым генетически связаны разнообразные породы: эфузивные, пирокластические, вулканомиктовые, кремнистые, отчасти глинистые, карбонатные, а также рудные накопления марганца и железа.

Вулканические явления оказались определяющими при образовании богатинской кремнисто-глинистой, ракитинской кремнисто-вулканогенной и учирской трахиандезитовой формаций. Заложение в ракитинское и учирское время глубоководных впадин сопровождалось наиболее интенсивными вулканическими явлениями. При этом расколы земной коры в глубоководных частях впадины вызывали трещинные излияния лав преимущественно основного состава, а аналогичные расколы в наиболее приподнятых блоках сопровождались трещинными излияниями кислых лав или вулканизмом центрального типа с резким преобладанием эксплозивной деятельности над эфузивной, с выбросами, внедрениями и излияниями разнообразных по составу и структурным признакам эфузивных и интрузивных (преимущественно жильных) пород, являющихся продуктами глубоко дифференцированной магмы.

Имевший место в позднем мелу интенсивный вулканический вынос кремнезема зафиксирован в широком распространении в составе формаций разнообразных кремнистых и смешанных кремнисто-глинисто-пирокластических пород. Разнообразие типов кремнистых пород было обусловлено, очевидно, разными источниками кремнезема и путями поступления его в морской бассейн. Значительные массы кремнезема поступали в растворенном виде вместе с гидротермами в периоды активной вулканической деятельности. Наличие обособленных кремнистых формаций и подформаций, которые формировались уже после прекращения активной вулканической деятельности, заставляет искать другие источники кремнезема. Возможно, и в этом случае основным поставщиком кремнезема были гидротермальные поступления вулканические процессы, но не исключено также образование части его при гальмировитическом разложении тонкообломочного пирокластического материала. При трещинных излияниях субщелочных лав среднего состава извлечение кремнезема могла проходить в результате взаимодействия раскаленной лавы с морской водой.

5. Ведущим фактором, обеспечившим обособление изученных литологических комплексов в качестве самостоятельных формаций, являлась тектоника. В процессе накопления верхнемеловых осадков именно тектонический фактор определял существенные черты физико-географической обстановки (рельеф) и обуславливал действие эндогенных или экзогенных процессов, поставлявших в морской бассейн основную массу седиментационных продуктов. Тектонические причины определили размеры, мощность и основные черты внутреннего строения рассмотренных формаций. И, наконец, накопление всего комплекса верхнемеловых отложений, обладающих значительной мощностью, стало возможно только благодаря устойчивому погружению земной коры в эвгеосинклинальной зоне Сахалинской геосинклинали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенного изучения последовательности наслоения, петрографического, химического состава и структурно-текстурных особенностей вулканогенных и осадочных пород в строении верхнемелового комплекса рассматриваемого района впервые выделены следующие формации: богатинская кремнисто-глинистая; ракитинская кремнисто-вулканогенная (включает четыре подформации: вулканогенные кремнисто-спилитовую и кремнисто-кварц-альбитофировую, яшмовую и глинисто-кремнисто-пирокластическую); березовская вулканогенно-кремнисто-терригенная (состоит из трех градаций: северо-восточной эфузивно-кремнисто-терригенной, западной кремнисто-терригенной и юго-восточной пирокластично-вулканомиктово-терригенной флишойдной); учирская вулканомиктovo-вулканогенная трахиандезитовая (состоит из двух градаций: субаэральных вулканитов и грубообломочных вулканомиктovo-пирокластических пород и субмаринных вулканитов и тонкообломочных кремнисто-вулканомиктovo-пирокластических пород); заслоновско-туровская вулканомиктovo-терригенная угленосная и ольдонская вулканомиктovo-терригенная флишевая. Установлено, что формации, развитые в северо-западной части площади, относятся к вулканогенно-кремнистой группе формаций и характеризуют ее как эвгеосинклинальную зону. Предполагается, что формации, развитые в юго-восточной части площади, определяют ее отношение к эпизеогеосинклинальной зоне.

Показано, что обособление накапливающихся в позднем мелу отложений в качестве самостоятельных формаций происходило под влиянием таких факторов, как тектоника, вулканизм, физико-географическая среда и петрофонд. Несмотря на тесную взаимосвязь, каждый из перечисленных факторов в определенные моменты геологической истории действовал на образование формаций в известной мере независимо, определяя те или иные их черты. Ведущим фактором, обеспечившим обособление изученных отложений в качестве самостоятельных формаций, являлась тектоника. В процессе накопления верхнемеловых осадков именно тектонический фактор определял существенные черты физико-географической обстановки и обусловливал действие эндогенных или гипергенных процессов, поставлявших в морской бассейн основную массу седиментационных продуктов. Тектонические причины определили размеры, мощность и основные черты внутреннего строения рассмотренных формаций. Вторым по значению ведущим фактором вулканогенно-осадочного породообразования в эвгеосинклинали Сахалина являлся вулканизм, с которым генетически связаны разнообразные породы (эфузивные, пирокластические, вулканомиктовые, кремнистые, частично глинистые и карбонатные), а также рудные накопления марганца и железа. Существенные перестройки ландшафта и смена источников веществ также способствовали обособлению накапливавшихся отложений в качестве самостоятельных формаций.

Проведенное изучение вулканогенных и осадочных формаций и условий их образования позволило восстановить историю формирования структуры изученной части осадочной оболочки.

В позднемеловое время накопление отложений происходило при одновременном существовании эндогенных и экзогенных источников материала, первый из которых был доминирующим в коньякском — раннесантонском веке и весьма

существенным в позднекампанском-датском веке. Следовательно, осадочная оболочка в рассматриваемое время наращивалась главным образом за счет поступления магматического материала "снизу" (из земных глубин). При этом в коньякском-раннесантонском веке основными поставщиками вещества были подводный и надводный вулканализм и тесно с ним связанная газово-гидротермальная деятельность, а в позднекампанском – датском веке – эрозия и абразия вулканических островов и консолидированных участков суши. Осадконакопление происходило в условиях устойчивого погружения в область накопления и устойчивого поднятия в области сноса. Во вторую половину позднемелового времени, а также в периоды интенсивного вулканализма скорость осадконакопления нередко превышала скорость погружения, что приводило к формированию грубообломочных, часто угленосных отложений. Наиболее контрастными тектонические движения были в юго-восточной части площади. Переход поступавшего материала в осадки происходил в условиях изменявшейся палеогеографической обстановки, наложившей своеобразный отпечаток на сформировавшиеся комплексы отложений. В коньякском веке (богатинское время) осадки накапливались в глубоководном бассейне с плоскими формами морского дна, значительно удаленном от участков консолидированной суши. В раннем сантоне (ракитинское время) осадки накапливались в сформировавшейся в северо-западной части площади глубоководной впадине, окруженной единичными островными вулканами, и в прилегающей к ней области, соответствующей континентальному склону и глубоководной части шельфа. В позднесантонском – датском веке в северо-западном районе осадконакопление происходит в устойчивых во времени прибрежной, мелководной и глубоководной зонах обширного бассейна открытого типа, а в юго-восточной части – в бассейне, обособленном с востока и запада участками консолидированной суши и системами вулканических островов с неоднократно изменявшимися конфигурацией, глубиной и рельефом дна.

Примененный в работе метод количественного учета вещества дал дополнительный материал для характеристики и типизации формаций, а также способствовал познанию истории развития осадконакопления в бассейнах седиментации. Применение метода помогло выяснению генетических связей пород, служило основой более точной характеристики фациальной изменчивости отложений и воссоздания палеогеографии времени их накопления, способствовало, в частности, определению расположения вулканических центров и вулканических островов. Использование этого метода позволило приблизенно оценить количественно значение эндогенных и экзогенных источников веществ в образовании как отдельных формаций, так и всей изученной части осадочной оболочки.

Выполненные нами расчеты показывают, что в северо-западном и юго-восточном районах при формировании осадочной оболочки превалировали эндогенные процессы, а экзогенные – имели подчиненное значение. В постмеловое время в юго-восточном районе денудация происходила значительно интенсивнее, чем в северо-западном. Такое же преобладание в этом районе отмечалось и для аккумуляции осадков. Эти процессы указывают на то, что в постмеловой период, несмотря на смену погружения поднятием, темп тектонических движений в юго-восточной части площади постоянно возрастал, фиксируя тем самым более раннее проявление здесь складчатости.

Осуществленный формационный анализ и данные по распределению в литотипах ряда элементов позволили определить перспективы рассматриваемого вулканогенно-осадочного комплекса на некоторые полезные ископаемые. С богатинской кремнисто-глинистой и ракитинской вулканогенно-кремнистой формациями могут быть связаны месторождения марганца, с березовской вулканогенно-кремнисто-терригенной формацией – месторождения фосфоритов. С учирской трахиандезитовой формацией могут быть связаны эпимеральные телескопированные полиметаллические месторождения. К заслоновско-туровской вулканомиктово-терригенной формации приурочены мелкие не промышленные месторождения бурого угля.

Выполненные реконструкции палеогеографической обстановки накопления верхнемеловых отложений позволяют предполагать присутствие в составе березовской

(юго-восточная градация), заслоновско-туровской и ольдонской формаций крупных залежей каменного угля, скрытых в настоящее время под водами Охотского моря.

В заключение отметим, что проведенные исследования не претендуют на исчерпывающее решение всех затронутых вопросов, а должны рассматриваться лишь как начало в изучении литологии иformationного состава верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинских гор. Нам представляется, что дальнейшее изучение их может быть продолжено в следующих направлениях: 1) детальное изучение продуктивных формаций, 2) детальное изучение флишевых и флишоидных комплексов, достаточно широко распространенных в различных частях изученного разреза, с целью выяснения возможных причин образования ритмично слоистых отложений, 3) изучение геохимии отложений терригенных и вулкано-терригенных комплексов, 4) детальное изучение петрохимии, петрологии и металлогенической специализации эфузивных комплексов и их взаимосвязей с интрузивными формациями, 5) детальное изучение подводных и надводных палеовулканов и др.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблицы I—V, фото 1—20

Эффузивные породы

1. Базальт с дендритовой структурой основной массы; ракитинская свита. Шлиф 2194, увел. 80, николи +.
2. Пироксеновый палеотрахибазальт со скелетной структурой рудного минерала. Главный минерал титанавгит; ракитинская свита. Шлиф 2193, увел. 50, николь 1.
3. Палеобазальт с интерсертальной и микродиабазовой структурой основной массы; ракитинская свита. Шлиф 2194/5, увел. 80, николит+.
4. То же, николь 1.
5. Спилит с аповариолитовой структурой основной массы; ракитинская свита. Шлиф 2240/2, увел. 50, николи +.
6. Спилит с апоинтесртальной структурой; березовская серия. Шлиф 2265/2, увел. 150, николь 1.
7. Диабаз с альбитом (центральная часть подушки); березовская серия. Шлиф 2211, увел. 40, николи +.
8. Эсексит-диабаз с диабазовой структурой; березовская серия. Шлиф 220012, увел. 40, николи +.
9. Спилит-альбитофибр; березовская серия. Шлиф 2273/8б, увел. 80, николи +.
10. Альбитофибр; березовская серия. Шлиф 2259/1, увел. 40, николи +.
11. Кварцевый альбитофибр; ракитинская свита. Шлиф 2238/1, увел. 60, николи +.
12. Палеодакит с микрофельзитовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2080/3, увел. 40, николи +.
13. Палеотрахибазальт шлирово-микротакситового сложения. Микрошлиры сложены более крупными лейстами плагиоклаза и зернами пироксена, промежутки между которыми выполнены пелитизированными калиевым полевым шпатом или цеолитом; ольонская свита. Шлиф 2026/25, увел. 40, николи +.
14. Палеотрахиандезит флюидального сложения; учирская свита. Шлиф 2046/12, увел. 40, николи +.
15. Палеотрахиандезит с аксиолитовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2045/18, увел. 40, николи +.
16. Палеотрахиандезит с микролитовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2045/18, увел. 40, николит+.
17. Кварцодержащий палеотрахит с аксиолитовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2148, увел. 17, николи +.
18. Та же деталь строения. Шлиф 2148/2, увел. 40, николи +.
19. Палеотрахиандезит с вариолитовой и метельчатой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2046, увел. 110, николь 1.
20. Нижний контакт потока палеотрахиандезитов с кристаллокластическим туфом; учирская свита. Шлиф 2045/21, увел. 40, николь 1.

Таблицы VI, VII, фото 21—28

Пирокластические породы

21. Спекшийся туф трахитов с лентикулярной структурой; учирская свита. Шлиф 2022/4, увел. 40, николь 1.
22. Крупнообломочный витролитокластический туф трахиандезитов; учирская свита. Шлиф 2046/5, увел. 70, николь 1.
23. Спекшийся туф трахитов с брекчевой структурой; учирская свита. Шлиф 2150, увел. 8, николь 1.
24. Те же детали строения цементирующей массы. Отчетливо выражены спекание обломков и флюидальность. Шлиф 2150, увел. 40, николь 1.

25. Мелкообломочный витрокластический туф трахиандезитов; учирская свита. Шлиф 2056, увел. 80, николь 1.
26. Тонкообломочный кристалловитрокластический туф дацитов; нерпиченская свита. Шлиф 2071/10, увел. 80, николь 1.
27. Сильно измененный пепловый туф; богатинская свита. Шлиф 2182/7, увел. 150, николь 1.
28. Тонкообломочный туф с отчетливой горизонтальной слоистостью; учирская свита. Шлиф 2044/2, увел. 80, николь 1.

Таблица VIII, фото 29, 30

Конгломераты и гравелиты

29. Мелкогалечный конгломерат с карбонатным цементом. Отчетливо наблюдается вдавливание крепких пород в пластичные; заслоновская свита. Шлиф 2041/5, увел. 9, николь 1.
30. Туфогенный вулканомиктово-терригенный гравелит; туровская свита. Шлиф 2023/5, увел. 9, николь 1.

Таблицы IX–XVIII, фото 31–70

Петрографический состав галек конгломератов

31. Палеобазальт с микрофлюидальной структурой основной массы; нерпиченская свита. Шлиф 2072/19г, увел. 16, николи +.
32. Базальт с микродолеритовой структурой основной массы; березовская серия. Шлиф 2242/1д, увел. 16, николи +.
33. Оливиновый базальт с микродолеритовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2022/1г, увел. 70, николь 1.
34. Трахидолерит. Кристаллы плагиоклазов с тонкими оболочками из калиевого полевого шпата; учирская свита. Шлиф 2057/11г, увел. 16, николи +.
35. Спилит I типа с апогиалопилитовой структурой основной массы; нерпиченская свита. Шлиф 2073/24г, увел. 16, николь 1.
36. Спилит II типа с апоинтерсертальной структурой основной массы; березовская серия. Шлиф 2260/3в, увел. 70, николь 1.
37. Спилит I типа с микрофлюидальной структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2074/12е, увел. 16, николь 1.
38. Спилит II типа с микрофлюидальной структурой основной массы (деталь строения), березовская серия. Шлиф 2260/3д, увел. 105, николи +.
39. Спилит I типа флюидально-такситового сложения; учирская свита. Шлиф 2133/1а, увел. 16, николи +.
40. Роговообманковый андезит с гиалопилитовой структурой основной массы; березовская серия. Шлиф 2242/1г, увел. 16, николи +.
41. Палеотрахит. Слабо выраженная трахитовая структура (деталь строения); учирская свита. Шлиф 2045/7, увел. 220, николь 1.
42. Палеотрахит с трахитовой структурой (деталь строения); ольдонская свита. Шлиф 2031/12в, увел. 105, николи +.
43. Палеотрахит; учирская свита. Шлиф 2022/1в, увел. 16, николи +.
44. Альбитофир с слабо выраженной трахитовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2022/16, увел. 75, николи +.
45. Альбитофир; березовская серия. Шлиф 2260/36, увел. 16, николи +.
46. Риолитоидный палеодацит; учирская свита. Шлиф 2058/2л, увел. 16, николи +.
47. Кварцевый палеотрахит. Многочисленные миаролитовые пустотки с каемками мелкозернистого кварца; ольдонская свита. Шлиф 2031/20а, увел. 16, николи +.
48. Кварцевый палеотрахит с аксиолитовой структурой основной массы; ольдонская свита. Шлиф 2031/12г, увел. 16, николи +.
49. Кварцевый палеотрахит с трахитовой структурой основной массы; туровская свита. Шлиф 2033/7б, увел. 16, николит +.
50. Кварцевый альбитофир с апоаксиолитовой структурой основной массы; ольдонская свита. Шлиф 2031/20б, увел. 16, николи +.
51. Кварцевый альбитофир с микрофельзитовой структурой основной массы; заслоновская свита. Шлиф 2041/3п, увел. 75, николи +.
52. Кварцодержащий альбитофир со сферолитовой структурой основной массы; туровская свита. Шлиф 2038/15д, увел. 16, николи +.
53. Кварцодержащий альбитофир с аксиолитовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2054, увел. 16, николи +.
54. Кварцевый альбитофир со сферолитовой структурой основной массы; ракитинская свита. Шлиф 2105/1г, увел. 75, николи +.
55. Палеориолит. Метасферолиты кварца (деталь строения); нерпиченская свита. Шлиф 2111/16, увел 220, николи +.

56. Серцит-кварцевая порода; учирская свита. Шлиф 2058/3, увел. 105, николи +.
57. Щелочной кварцевый сиенит (нордмаркт) с гранофировыми коронами (микропегматитовые срастания кварца и ортоклаза); учирская свита. Шлиф 2022/а, увел. 16, николи +.
58. То же, деталь строения.
59. Кварцодержащий сиенит-аплит; учирская свита. Шлиф 2022/1г, увел. 16, николи +.
60. Сиенит-порфир (гаутеит) с оксиофитовой структурой основной массы; учирская свита. Шлиф 2022/1а, увел. 16, николи +.
61. Кварцодержащий альбитит тектитового сложения; туровская свита. Шлиф 2032/14з, увел. 75, николи +.
62. Туф литокристаллокластический; заслоновская свита. Шлиф 2041/3 м, увел. 80, николь 1.
63. Спекшийся (?) туф трахиандезитов кристаллолитокластический; туровская свита. Шлиф 2023/10е, увел. 16, николи +.
64. Туф риолитов кристалловитрокластический; туровская свита. Шлиф. 2023/36, увел. 80, николь 1.
65. Гравелит литокластовый; нерпиченская свита. Шлиф 2073/25а, увел. 16, николи +.
66. Песчаник горизонтально-слоистый за счет послойного обогащения магнетитом; нерпиченская свита. Шлиф 2072/196, увел. 16, николь 1.
67. Яшма с микрозернистой и волокнистой (вторичной) структурой; заслоновская свита. Шлиф 2036/12г, увел. 16, николи +.
68. Радиолярит; туровская свита. Шлиф 2033/2, увел. 70, николь 1.
69. Кварц-гематитовая порода с реликтовой структурой; туровская свита. Шлиф 2032/14в, увел. 80, николь, 1.
70. Оолитовый известняк; учирская свита. Шлиф 2075/76, увел. 80, николь 1.

Таблицы XIX, XX, фото 71–78

Петрографический состав обломков в гравелитах

71. Гравелит с преобладанием в составе обломков кремнистых пород. Ориентированное расположение обломков подчеркивает горизонтальную слоистость породы. Цемент – мелко- и тонкозернистый песчаник; заслоновская свита. Шлиф 2041/1, увел. 16, николь 1.
72. Гравелит с обломком альбит-эпидот-актинолитового сланца; туровская свита. Шлиф 2033/29, увел. 16, николь 1.
73. Пумпеллит-хлорит-кварцевая порода; туровская свита. Шлиф 2033, увел. 70, николи +.
74. Обломок метадиабаза; заслоновская свита. Шлиф 2041/5, увел. 70, николи +.
75. Хлорит-кварц-эпидот-олигоклазовая порода с пойкилобластовой структурой; учирская свита. Шлиф 2074/22, увел. 70, николи +.
76. Катаклизированный гранит; туровская свита. Шлиф 2025/1, увел. 70, николи +.
77. Микрогаббро; туровская свита. Шлиф 2033/8, увел. 70, николи +.
78. Вогезит; туровская свита. Шлиф 2025/1, увел. 70, николи +.

Таблицы XXI, XXII, фото 79–86

Песчаники

79. Песчаник терригенно-вулканомиктовый собственно граувакковый порфирит-базальтовый с карбонатным цементом; туровская свита. Шлиф 2024/1, увел. 40, николи +.
80. Песчаник вулканомиктовый собственно граувакковый порфирит-базальтовый; учирская свита. Шлиф 2133, увел. 50, николь 1.
81. Песчаник вулканомиктovo-терригенный собственно граувакковый порфирит-базальтовый. Углефицированный растительный детрит сгруппирован в микрослойки угля; заслоновская свита. Шлиф 2037/12, увел. 80, николь 1.
82. Песчаник вулканомиктovo-терригенный собственно граувакковый порфирит-базальтовый. Очень плотная упаковка с вдавливанием обломков крепких пород в пластичные; туровская свита. Шлиф 2025/19, увел. 40, николь 1.
83. Пуддинговый песчаник II подтипа с карбонатным цементом; заслоновская свита. Шлиф 2063, увел. 40, николи +.
84. Песчаник терригенно-вулканомиктовый полевошпат-граувакковый порфирит-базальтовый с хлорит-лейкосенсновым цементом; нерпиченская свита. Шлиф 2113, увел. 80, николь 1.
85. Песчаник вулканомиктovo-терригенный полевошпат-граувакковый литокластовый с хлорит-пумпеллитовым цементом; заслоновская свита. Шлиф 2037/86, увел. 130, николь 1.
86. Угленасыщенный песчаник полевошпат-граувакковый порфирит-базальтовый с хлорит-гидро-слюдистым цементом; учирская свита. Шлиф 2074/14, увел. 50, николь 1.

Таблицы XXIII, XXIV, фото 87–94

Алевролиты и аргиллиты

87. Алевролит с хлорит-гидрослюдистым цементом. Углефицированный растительный дегрит подчеркивает слоистость породы; березовская свита. Шлиф 2033/66, увел. 130, николь 1.
88. Контакт туфогенного алевролита и кристаллокластического мелкообломочного туфа; нерпиченская свита. Шлиф 2111, увел. 50, николь 1.
89. Кремнистый аргиллит. Ядра мелких радиолярий выполнены хлоритом; березовская серия. Шлиф 2277/3, увел. 130, николь 1.
90. Туфогенный аргиллит с углефицированным растительным дегритом; ракитинская свита. Шлиф 2102/2, увел. 80, николь 1.
91. Кремнистый аргиллит; березовская серия. Шлиф 2202/1, увел. 80, николи +.
92. Кремнисто-туфогенный аргиллит; березовская серия. Шлиф 2263/1, увел. 130, николи +.
93. Кремнистый аргиллит; березовская серия. Шлиф 2267, увел. 110, николи +.
94. Глинисто-кремнисто-туфогенная порода; березовская серия. Шлиф 2247/4, увел. 130, николь 1.

Таблица XXV, фото 95–98

Кремнистые и карбонатные породы

95. Радиолярит; березовская серия. Шлиф 2254/4, увел. 180, николи +.
96. Яшма с волокнистой и радиолитовой структурой; березовская серия. Шлиф 2249/2, увел. 80, николи +.
97. Глинистая яшма скрытокристаллического и криптозернистого сложения; учирская свита. Шлиф 2052, увел. 130, николи +.
98. Ракушняк туфогенный состоит из битой ракушки иноцерамов; учирская свита. Шлиф 2045/20, увел. 8, николи +.

Таблица XXVI, фото 99–102

Диагенетические образования

99. Песчаник вулканомиктово-терригенный кварц-полевошпат-граувакковый порфирит – базальтовый с пиритовым цементом; нерпиченская свита. Шлиф 2073/1, увел. 80, николи +.
100. Алевролит с микропятнистой текстурой. В процессе диагенеза около органических остатков образовались участки с "очищенным" кремнистым цементом; ольдонская свита. Шлиф 2025/29, увел. 50, николь 1.
101. Конкреция. Фитоморфоза сидерита по растительному дегриту содержит обилие включений пирита и марказита; ольдонская свита. Шлиф 2026/6, увел. 8, николь 1.
102. Конкреция с радиально расходящимися прожилками цеолита; ольдонская свита. Шлиф 2027, увел. 35, николь 1.

Таблицы XXVII, XXVIII, фото 103–110

Катагенетические образования

103. Собственно аркоз калишпатовый с гидрослюдисто-кремнисто-хлоритовым цементом. Укрупнение и срастание зерен кварца; березовская серия. Шлиф 2273/2, увел. 80, николи +.
104. Кремнистый аргиллит. Перекристаллизация породы с образованием агрегатов зерен кварца и волокнистого хлорита, березовская серия. Шлиф 2274, увел. 250, николи +.
105. Сильно туфогенный силицит. Образование прожилков, крустикационно выполненных кварцем и альбитом; заслоновская свита. Шлиф 2064/7, увел. 80, николи +.
106. Интенсивно измененный в процессе катагенеза пепловый туф. Радиальные агрегаты эпидота выделяются на фоне цеолит-хлорит-пумпеллитовой массы; богатинская свита. Шлиф 2182/8, увел. 150, николи +.
107. Прожилок кварца сечет зерно кварца и выполняет промежутки между обломками; нерпиченская свита. Шлиф 2073/24а, увел. 80, николи +.
108. Образование радиально-волокнистого халцедона и агрегатов мелкозернистого кварца в процессе раскрystаллизации яшмы; березовская серия. Шлиф 2249/2, увел. 80, николи +.
109. Кремнистый аргиллит. Разрастание прожилка кварца за счет перекристаллизации основной массы кремнистого аргиллита с отгоном посторонних включений в зольбанды прожилка; березовская серия. Шлиф 2250/2, увел. 80, николи +.
110. Развитие агрегата мелкозернистого кварца и альбита по основной массе туфогенного алевролита; нерпиченская свита. Шлиф 2073/19, увел. 80, николи +.

Таблица I





5



6



7



8



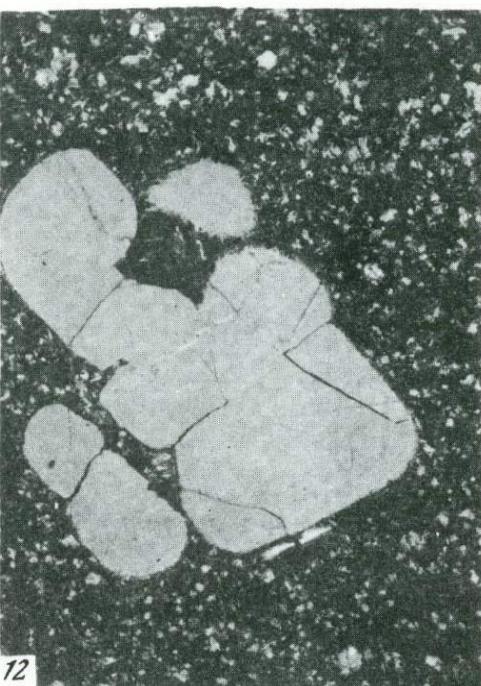
9



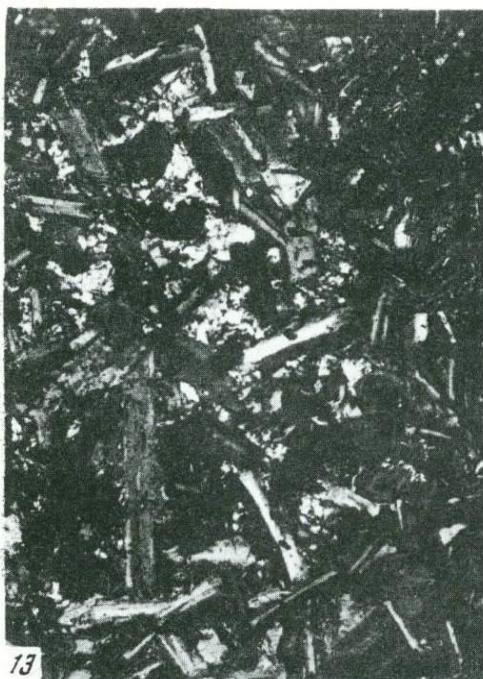
10

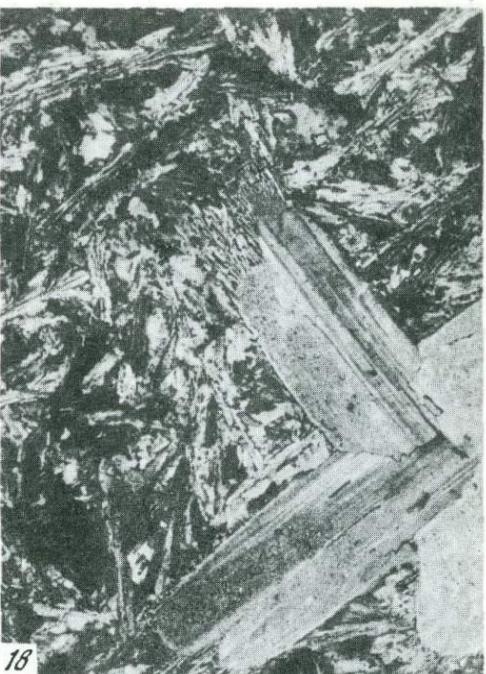
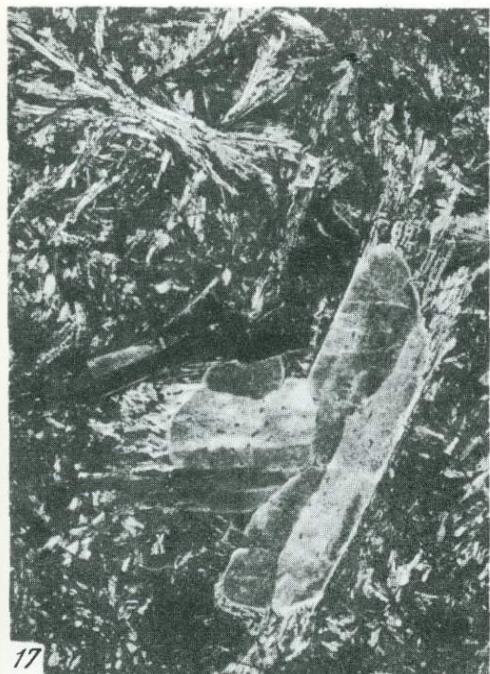


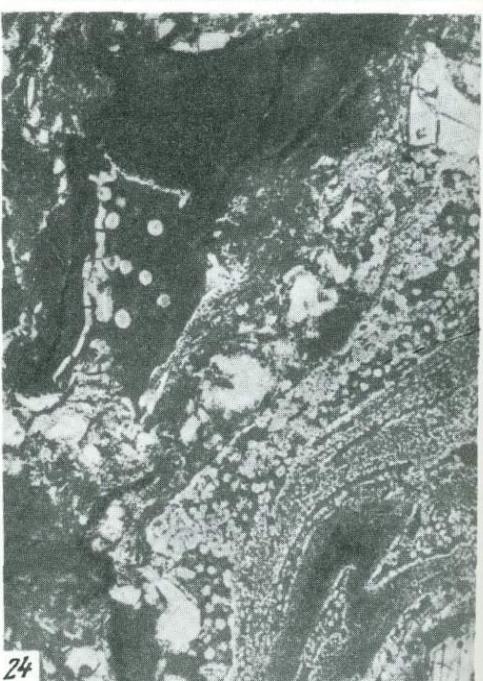
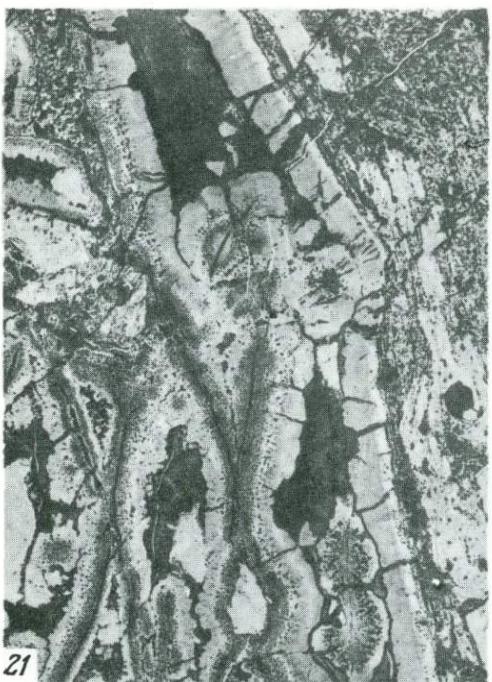
11



12







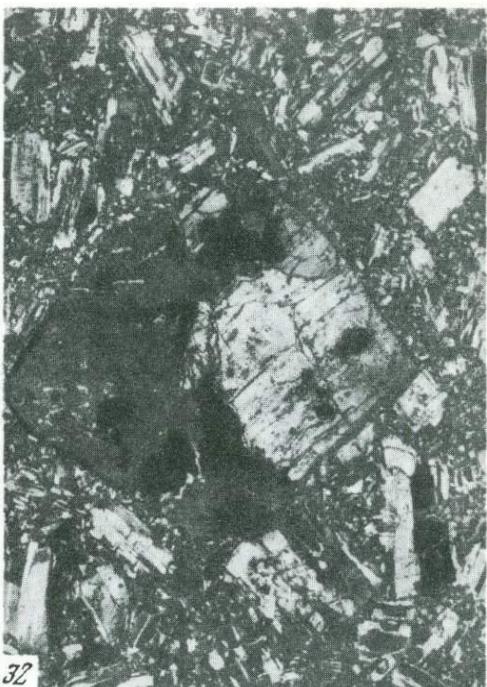


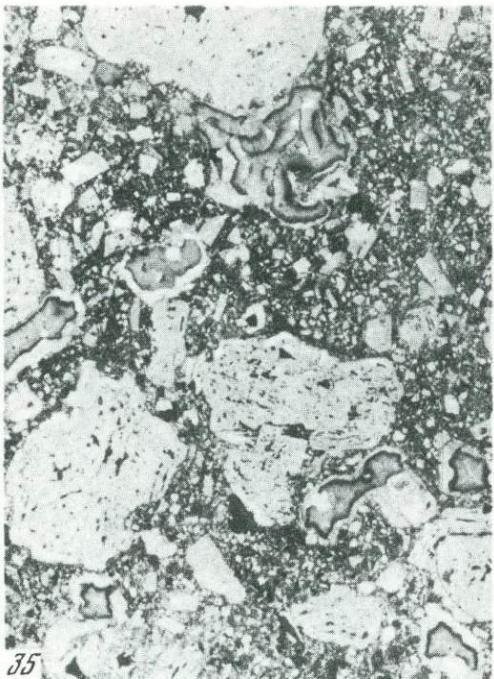


29

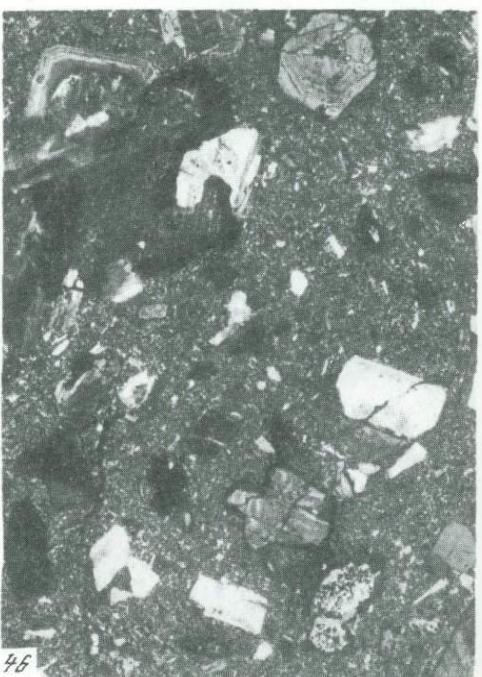


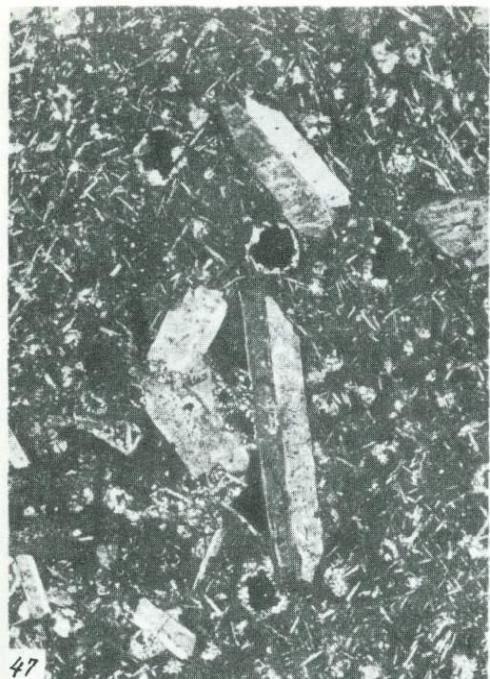
30

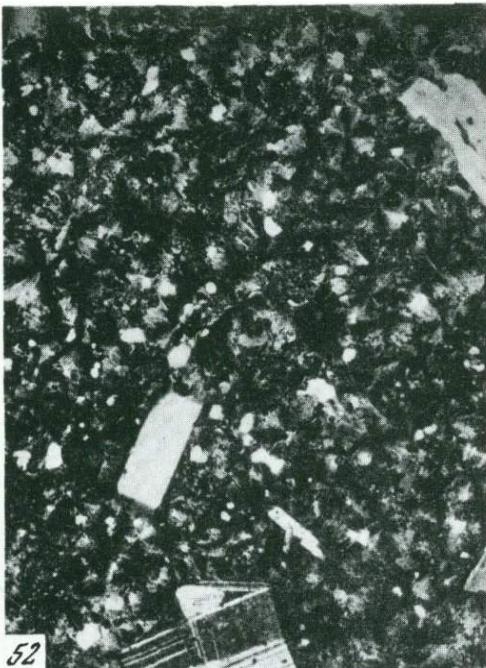














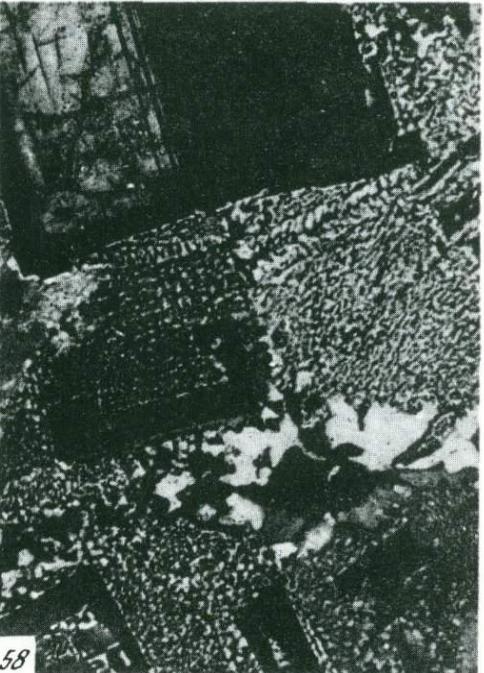
55



56



57



58





63



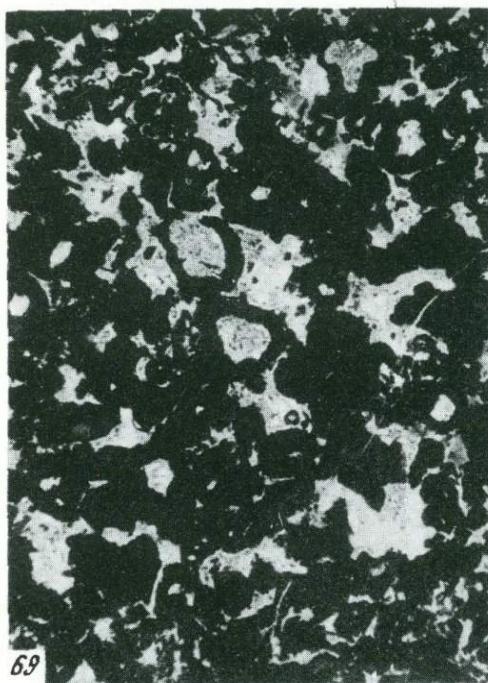
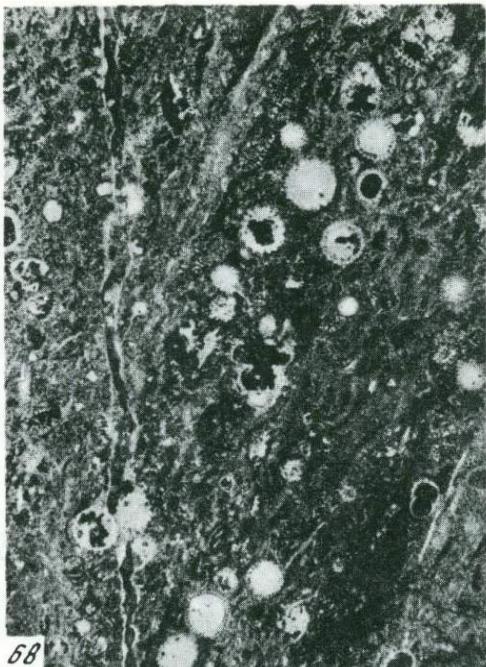
64

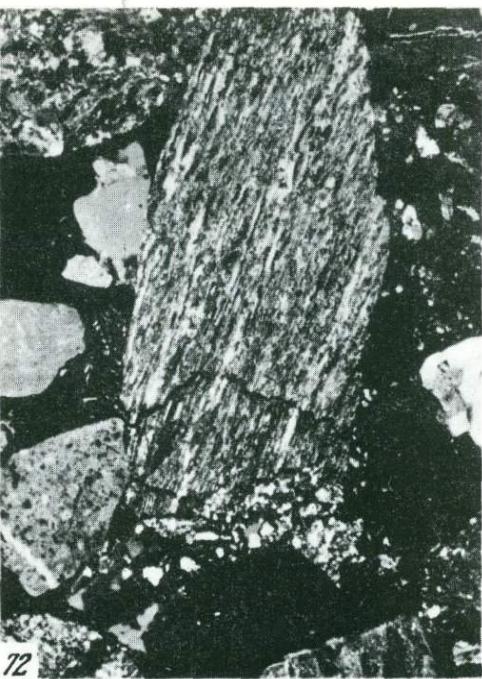
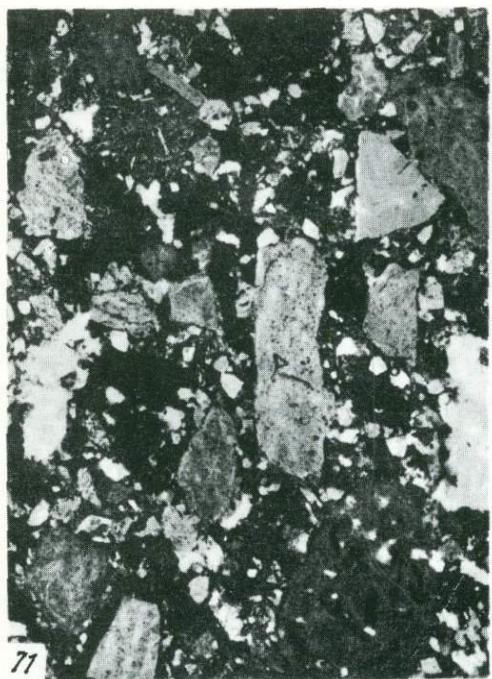


65

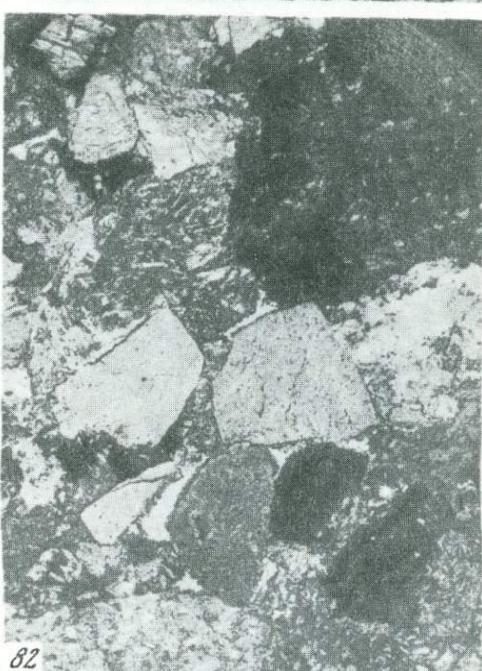


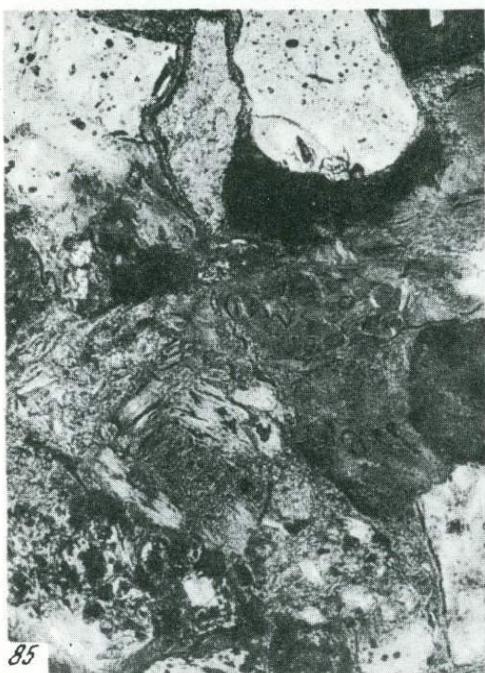
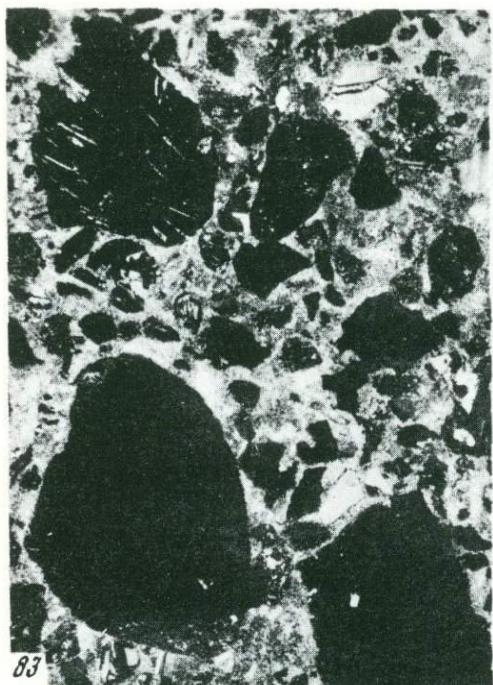
66

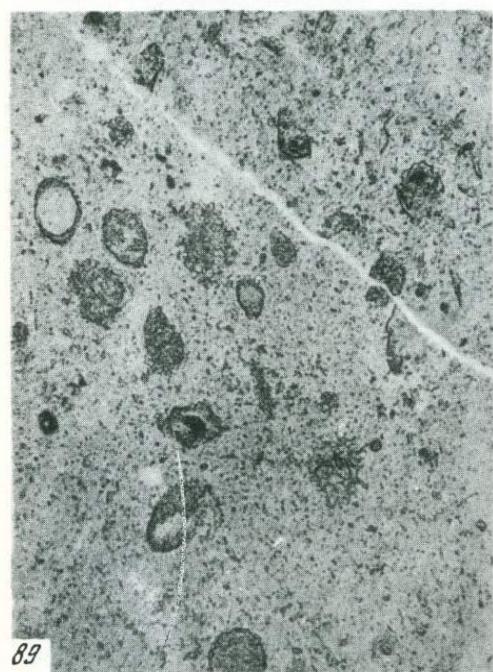


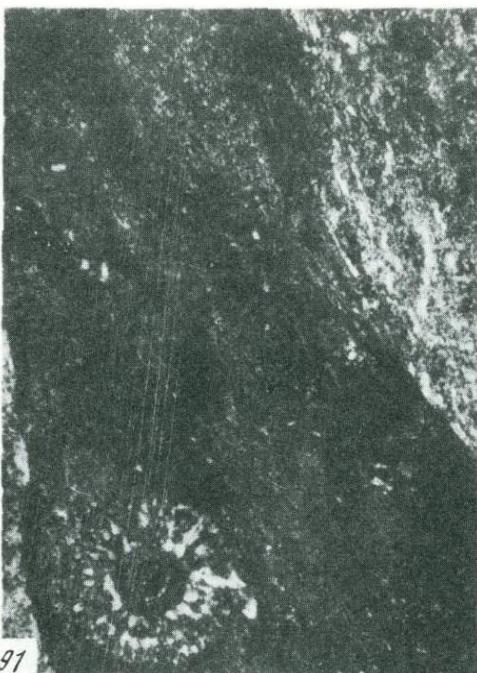




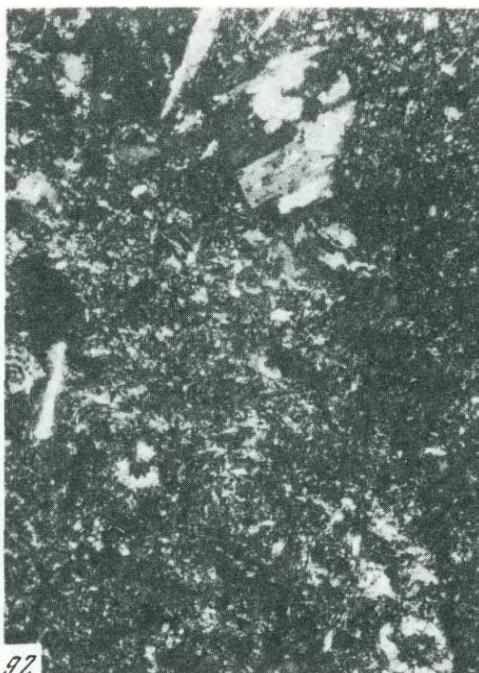








91



92



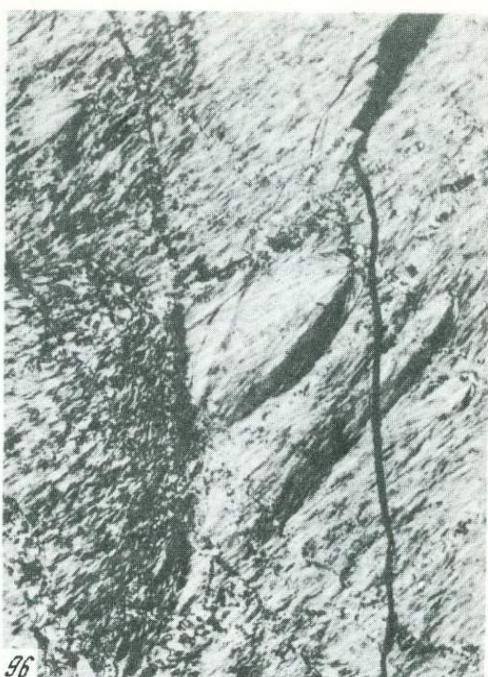
93



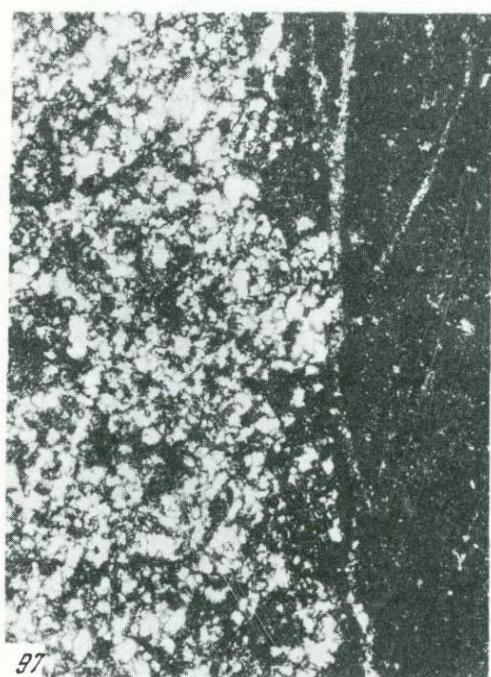
94



95



96



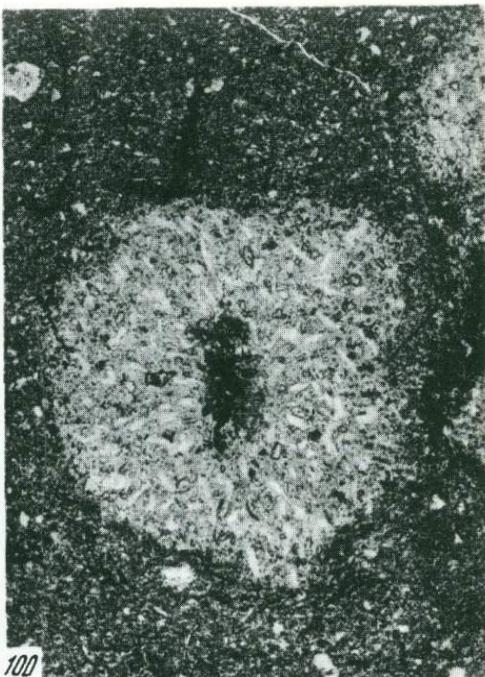
97



98



99



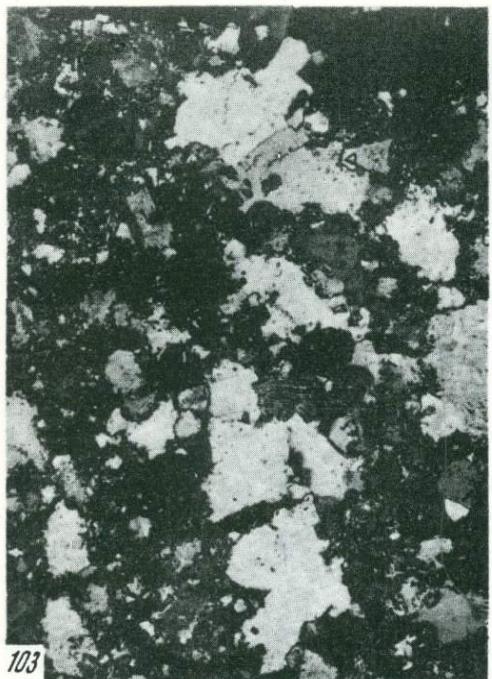
100

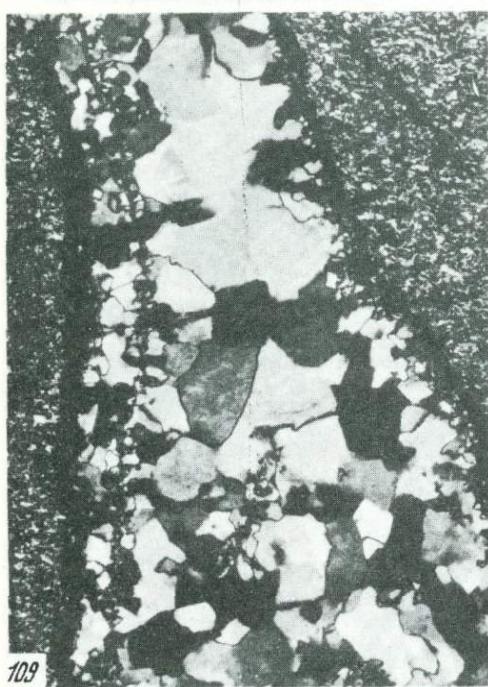
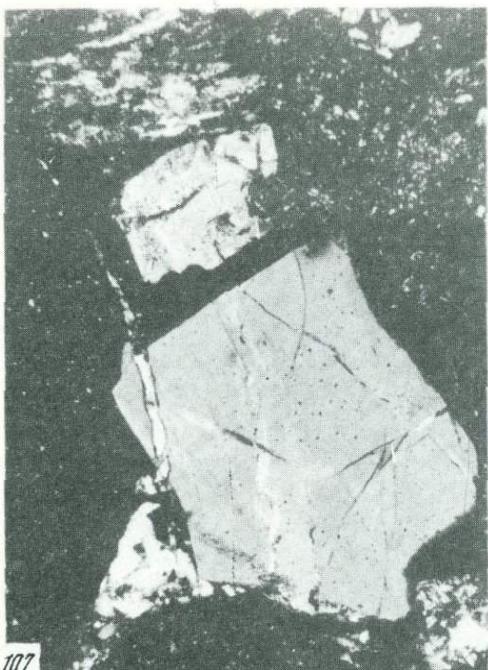


101



102





- род. — В кн.: Проблемы вулканализма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шувалов А.С.** Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. — Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 168.
- Мархинин Е.К.** Роль вулканализма в формировании земной коры. М., "Наука", 1967.
- Муратов М.В.** Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области Юга европейской части СССР и сопредельных стран. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Наливкин Д.В.** Учение о фациях. Т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород. — В кн.: Проблемы вулканализма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959. Авторы: В.С. Коптев-Дворников, Л.И. Блохина, М.Г. Ломизе, М.А. Петрова, Э.И. Тихомирова, Т.И. Фролова, Е.Б. Яковleva.
- Петелин В.П.** Гранулометрический анализ морских донных осадков. М., "Наука", 1967.
- Плещаков И.Б.** Геологическое строение и нефтеносность пограничного района Восточного Сахалина. — Труды ВНИГРИ. Нов. сер. 1956, вып. 99.
- Полевой атлас меловой фауны Северо-Востока СССР. Магадан, 1965. Авторы: В.Н. Верещагин, В.П. Кинасов, К.В. Паракецов, Г.П. Терехова.
- Полов В.И.** Очерки литологии (учение о геологических формациях). — Труды Ин-та геологии АН УзССР, 1948, вып. 2.
- Полов В.И.** Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Самарканд, Изд-во Узб. гос. ун-та, 1959.
- Полов В.И.** Опыт классификации и описания геологических формаций. М., "Недра", 1966.
- Ратеев М.А.** Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних бассейнах. — Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 112.
- Ритман А.** Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
- Рождественский В.С.** О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. — Геология и геофизика, 1966, № 3.
- Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И.** Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., "Наука", 1968.
- Рухин Л.Б.** Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1953.
- Рухин Л.Б.** О классификации смешанных осадочных пород. — Вестн. ЛГУ, 1966, № 12.
- Рухин Л.Б.** Основы литологии. Л., "Недра", 1969.
- Савицкий В.О., Маргулис Л.С.** Вопросы истории геологического развития Сахалина в мезозое. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 21.
- Семенов Д.Ф.** О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалин. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 22.
- Стратиграфия и состав метаморфических комплексов о. Сахалин. — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 22. Авторы: А.Е. Егоров, В.Ф. Евсеев, М.Г. Егорова, Д.И. Подзорова.
- Страхов Н.М.** Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5 и 8.
- Страхов Н.М.** Методы изучения осадочных пород. Т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н.М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н.М.** К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., "Наука", 1965.
- Страхов Н.М., Залмансон Э.С., Глаголева М.А.** Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Усов М.А.** Фации и формации горных пород. — В кн.: Вопросы геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1945.
- Формазова Л.Н.** Эксгальационно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Диль и геологическая обстановка их образования. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Хайн В.Е.** Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Хеорова И.В.** Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Хеорова И.В.** Задачи и некоторые результаты изучения формаций. — Труды ГИН АН СССР, 1963 вып. 81.
- Хеорова И.В.** Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1, 2. М., "Наука", 1968. (Труды ГИН АН СССР, вып. 195).
- Херасков Н.П.** Тектоника и формации. М., "Недра", 1967.
- Шатский Н.С.** Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Бюл. МОИП, 1945, вып. 216.
- Шатский Н.С.** Избранные труды. Т. 2, 3. М., "Наука", 1965.
- Штейнберг Д.С.** О химической классификации эффузивных горных пород. — Труды Ин-та геологии УФ АН СССР, Свердловск, 1964, вып. 72.
- Шувалов А.С.** Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Восточно-Сахалинских гор. — Сборник статей по геологии и гидрологии, вып. 5. М., "Недра", 1965.
- Шувалов А.С.** Маастрихт-датские отложения на п-ове Терпения (о. Сахалин). — Докл. АН СССР, 1968а, т. 183, № 3.
- Шувалов А.С.** Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о. Сахалина в позднемеловую эпоху. Автореф. канд. дис. Москва, 1968.
- Шутов В.Д.** Классификация песчаников. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Miller A.R., Densmore C.D., Degens E.T., Hathaway J.C., Manheim K.T., Mcfarlin P.F., Rock-lagatton R., Tokola A.** Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. — Geochim. et cosmochim. acta, 1966, 30, N3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Общие сведения о геологическом строении района	5
Глава вторая	
Стратиграфия верхнемеловых отложений	7
Рымникская серия	8
Березовская серия	10
Котиковская серия	11
Глава третья	
Петрографическая характеристика пород	16
Вулканогенные породы	—
Эффузивные породы	—
Пирокластические породы	34
Осадочные породы	40
Обломочные породы	—
Глинистые породы	64
Кремнистые породы (силициты)	71
Карбонатные породы	73
Глава четвертая	
Формационный анализ верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса	75
Богатинская кремнисто-глинистая формация	—
Ракитинская кремнисто-вулканогенная формация	78
Березовская вулканогенно-кремнисто-терригенная формация	84
Учирская вулканомиктово-вулканогенная трахиандезитовая формация	88
Заслоновско-турковская вулканомиктово-терригенная угленосная формация	94
Ольдонская вулканомиктово-терригенная флишевая формация	96
Глава пятая	
Главные факторы генезиса верхнемеловых вулканогенно-осадочных формаций	100
Палеогеографическая обстановка	101
Богатинское время	102
Ракитинское время	104
Нерпиченское время	105
Учирское время	106
Заслоновско-турковское время	108
Ольдонское время	109
Исходное вещество	110
Вулканлизм	123
Тектоника	124
Заключение	126
Таблицы и объяснения к ним	129
Литература	161

Валерий Маврович Гравнин

**ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР**

*Утверждено к печати
Сахалинским комплексным
научно-исследовательским институтом*

*Редактор Л.А. Рабинович
Редактор издательства И.С. Власов
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Бурова*

ИБ № 7070

*Подписано к печати 15.11.78. Т – 15081
Усл.печ.л. 14,4 + вкл. 0,7. Уч.-изд.л. 16,6
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 848 Цена 2р. 30к.*

Книга издана офсетным способом

*Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12*

2 р. 30 к.

2756