

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР
СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

ЕВ_1941_AKS_90

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ
СЕВЕРНОЙ КАМЧАТКИ
И ОСТРОВА КАРАГИНСКОГО

ТРУДЫ КАМЧАТСКОЙ
КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

1936 — 1937 гг.

Выпуск 3

AKP
566

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1941 ЛЕНИНГРАД

Главный редактор акад. *А. Н. Завирицкий*

Ответственный редактор *В. П. Володавца*

Д. С. ХАРКЕВИЧ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК О. КАРАГИНСКОГО**ВВЕДЕНИЕ**

Остров Карагинский до наших исследований летом 1937 г. оставался геологически неизученным, если не считать тех скудных сведений о геологии острова, которые были доставлены участником экспедиции Федора Литке — Постельсом в начале прошлого столетия.

Остров Карагинский расположен в западной части Берингова моря, у северо-восточных берегов полуострова Камчатки.

Постельс только в нескольких строках своего сочинения указывает на наличие на о. Карагинском дислоцированных слоев конгломератов, песчаников и известняков, содержащих раковины пластинчатожаберных из рода *Tellina*, и на отсутствие пород вулканических. Это утверждение, как показали наши исследования, является ошибочным, ибо магматические породы пользуются широким распространением на восточном и северо-восточном побережьях острова, где Постельсу, повидимому, не удалось произвести наблюдений. Он ограничился наблюдениями на западном побережье острова, где широким развитием пользуются осадочные породы третичного возраста. Постельс правильно отмечает различие в строении поверхности возвышенной восточной и западной равнинной частей острова.

Со времени экспедиции Литке о. Карагинский не был предметом специальных геологических исследований, и это послужило основанием акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу включить в план рекогносцировочных геологических исследований Камчатки 1937 г., проводимых Камчатской комплексной экспедицией СОПС АН СССР, геологическое изучение о. Карагинского, которое и было возложено на меня. В качестве топографа мною был привлечен к работе В. Д. Троицкий.

2 августа 1937 г. мы приступили к полевой работе, которую закончили окончательно 21 октября. За это время мы обошли весь остров и совершили несколько его пересечений. Весь рабочий маршрут составил около 700 км.

ГЕОЛОГИЯ ОСТРОВА

Остров Карагинский в геологическом отношении является частью п-ова Камчатки, связанной общностью геологической истории и геологического строения с полуостровом, и именно — с восточной его частью. Приступая к описанию геологии острова, мы должны, следовательно, коснуться основных черт геологического строения Камчатки.

Среди осадочных образований Камчатки различают четыре группы.

1. Докембрийские, или палеозойские образования, возраст которых точно установить нельзя, так как эти образования палеонтологически не охарактеризованы и определение их возраста производится по аналогиям с другими районами, гнейсы и кристаллические сланцы, представленные слюдяными, ставролитовыми и другим сланцами, а также амфиболитами и фил-

литами. Богданович на основании наблюдаемой тесной связи слюдяных гранитов и гнейсов считал большинство гнейсов ортогнейсами, но позднейшие работы геологических отрядов АН СССР (Щербаков, 1938) показали, что большинство гнейсов Камчатки представляет собою парагнейсы, содержащие в своем составе силлиманит, кордиерит, ставролит и графит, т. е. те минералы, которые выдают первичную осадочную природу гнейсов. Гнейсы и кристаллические сланцы докембрия или палеозоя имеют ограниченное распространение на полуострове и составляют только южную часть Срединного хребта в пределах, лежащих между долинами рр. Быстрой и Облуковицы, и хребет Ганальские Востряки. Этот комплекс метаморфических пород сложно дислоцирован в складчатые структуры северо-западного простирания (Срединный хребет) и вмещает интрузии слюдяных и двуслюдяных гранитов и их жильных отщеплений — слюдяных и турмалиновых пегматитов и аплитов. Необходимо отметить, что эти граниты не образуют больших массивов, а внедряются в метаморфические породы в виде многочисленных неправильных жил и тонких инъекционных прожилков. Эти прожилки образуют расплывчатые контакты с вмещающими породами, что указывает, наряду с сильной мигматизацией гнейсов, на возможное анатектитовое происхождение гранитного расплава.

2. Очень широким распространением пользуются осадочные породы, представленные глинистыми и кремнистыми сланцами, граувакковыми песчаниками и другими породами. Названные породы являются редко метаморфизованными до степени кристаллического сланца верхних зон метаморфизма. Но обычно сильно трещиноватые и лишенные метаморфизма нормально-осадочные слоистые породы морского происхождения в своем залегании тесно связаны с диабазами, диабаз-порфиритами, порфиритами и их туфами и туфобрекчиями (Bogdanowitsch, 1904). Выходы этих пород известны на юге у подножий Мутновского вулкана и в окрестностях бухты Ахонтен; значительная часть восточной Камчатки, от Петропавловска до м. Начикинского, сложена этими породами, где они составляют хребты Валагинский и Кумроч, горы Камчатского и Начикинского мысов; встречаются они также в районе бухты Корфа (Машковцев и Чурин, 1931) и т. д. В западной и центральной Камчатке эти породы не менее распространены; этот комплекс пород является до некоторой степени складчатым фундаментом Камчатки, на котором покоятся третичные осадочные и вулканические породы. Часто наблюдаемый выход их на поверхность объясняется поднятием глыб по линиям радиальных дислокаций (хребет Медвежий, мыс Омгон и др.) (Дьяков, 1935). Фациальные особенности этого комплекса пород поразительно напоминают породы францисканской свиты североамериканских Кордильер, но (правда, немногочисленные) находки органических остатков в виде радиолярий и некоторых пластинчатожаберных с большой определенностью говорят не о юрском возрасте этого комплекса, а о меловом, начиная от нижнего и до верхнего (Дьяков, 1932). Мезозойские породы Камчатки сильно пликативно дислоцированы с образованием структур главным образом северо-восточного простирания и прорваны интрузиями перидотитов, пироксенитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, сопровождаемых иногда кварцевыми монцититами. При этом, как нами наблюдалось в хребте Ганальские Востряки, интрузии перидотитов предшествовали интрузиям гранодиоритов. Гранодиориты по своему минералогическому составу, структуре и химическому составу, а также по характеру сопровождающих их жильных и боковых пород, обнаруживают поразительное сходство с гранодиоритами североамериканских Кордильер и южных Анд. Такое же сходство гранодиоритов можно установить с кавказскими неинтрузиями, с которыми их сближает наличие санидина, имеющего подчиненное значение в минералогическом составе породы по сравнению с зональными плагиоклазами состава лабрадора-олигоклаза.

3. В периферических частях полуострова большим развитием пользуются осадочные морские и континентальные породы третичного возраста, залегающие в большинстве случаев с угловым несогласием на мезозойских слоях. Третичные породы, в свою очередь, также пликтивно дислоцированы, но в гораздо меньшей степени, чем мезозойские, а также часто дизъюнктивно дислоцированы. Направление дислокаций третичных слоев следует направлению дислокаций мезозоя. Широкое развитие сбросов, по которым выдвинуты отдельные глыбы мезозоя, находящиеся в районах развития третичных пород, а также сравнительно слабая пликтивная тектоника их, не сопровождающаяся метаморфизмом и интрузиями, ставится нами в зависимость от наличия ранее консолидированного мезозойского фундамента, реагировавшего на тангенциальные напряжения разрывами. Дислокации третичного времени сопровождались излияниями лав андезитового и андезито-базальтового состава. Отложение третичных пород охватывает период от эоцена до верхнего плиоцена.

4. Среди четвертичных образований Камчатки различают морские осадки, залегающие на высоких террасах, ледниковые отложения, озерные, речные и делювиальные. Четвертичные осадки не испытали складчатых деформаций, но отложение их сопровождалось эффузивной вулканической деятельностью. Как можно судить по наличию высоких морских террас, Камчатка испытала в четвертичное время значительное поднятие, которое, повидимому, продолжается и теперь.

Таково в общих чертах геологическое строение Камчатки. К этому необходимо добавить, что в настоящее время вулканическая деятельность проявляется в восточной и южной частях полуострова, где сосредоточены ныне действующие вулканы, в то время как в западной части полуострова вулканическая деятельность прекратилась в значительной степени в плиоцене и раннем антропогене.

Из этих четырех групп осадочных или первичноосадочных образований, играющих существенную роль в геологическом строении Камчатки, на о. Карагинском отсутствует только первая группа докембрийских или палеозойских кристаллических сланцев, все же остальные группы на острове широко распространены.

Мезозой

Мезозойские отложения о. Карагинского представляют собой в фациальном отношении полнейшую аналогию с такими же отложениями на Камчатке. Характер осадочных пород также одинаков для мезозоя острова и Камчатки.

Областями распространения мезозойских пород на о. Карагинском являются восточная гористая часть острова и возвышенный массив южного полуострова. Наиболее полно представлены они на востоке острова, где слои их образуют моноклиналиную структуру с северо-восточным простиранием и с северо-западным падением.

По петрографо-минералогическому признаку мезозой о. Карагинского может быть разделен на две крупные толщи: осадочную, представленную почти исключительно осадочными породами, среди которых в подчиненных количествах залегают излившиеся магматические породы, и порфиритовую толщу, в которой главную роль играют эффузивные авгитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии. Роль осадочных пород в составе этой толщи ничтожна. Наиболее древней является осадочная толща.

Дальнейшее деление внутри осадочной толщи возможно на основании литологических различий и условий залегания. Нами на этих основаниях осадочная толща разделена на две свиты, древнейшую из которых мы называли свитой м. Ровного, а покрывающую ее — свитой м. Промежуточного.

Свита мыса Ровного. Породами этой свиты слагаются крайние восточные части острова, примыкающие к району м. Ровного. Областью распростра-

нения этих пород является широкая полоса, тянущаяся в северо-восточном направлении от устья р. Чгейваям до устья р. Очкрныи. Отличительной особенностью этой свиты является наличие в составе пород, ее образующих, слоев черных и зеленых кремнистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками темносерого цвета и черными глинистыми оскольчатыми сланцами. Довольно часто среди слоев осадочных пород встречаются пластовые залежи спиллитов, обладающих иногда шаровой отдельностью, излияния которых происходили одновременно с отложением осадков, т. е. носили характер подводных излияний.

Кремнистые и глинистые сланцы при сравнительно небольших усилиях раскалываются на мельчайшие остросребристые обломочки, что является, конечно, результатом механического воздействия на них во время орогенного процесса, происходившего при невысокой температуре и поэтому не сопровождавшегося процессами перекристаллизации пород. В кремнистых сланцах и других осадочных породах содержатся обычно вкрапления шприта и шаровые конкреции серного колчедана до 4 см в диаметре. Палеонтологических остатков в породах свиты м. Ровного обнаружить не удалось, и только под микроскопом в шлифах кремнистых сланцев встречены минеральные псевдоморфозы по радиоляриям, имевшим шаровые очертания. По всей вероятности, эта свита, продолжаясь севернее в район бухты Корфа, отвечает слоям кремнистых сланцев, встреченных Чуриным и Малковцевым в районе бухты Корфа.

Среди мезозойских отложений Камчатки кремнисто-сланцевые породы пользуются довольно широким распространением; они встречены Богдановичем в Срединном хребте, в районе водораздела рр. Облуковины и Кирганика, Щербаковым — в районе западных склонов Ганальских Востряков, в хребтах Валагинском и Срединном, в верховьях р. Компаковой, другими авторами — в различных областях распространения мезозойских пород. Если на о. Карагинском кремнисто-сланцевые породы свиты м. Ровного являются наиболее древними и находятся в основании мезозойских пород, то в других районах Камчатки таких отношений установить нельзя и появление их там ограничено не только нижним мелом, но как результат отложения местных фаций они встречаются в различных по возрасту отделах мезозоя.

Свита мыса Промежуточного. Свита м. Ровного в верхних своих частях, постепенно лишаясь слоев кремнистых сланцев, переходит в свиту м. Промежуточного, тянущуюся широкой полосой западнее области распространения пород свиты м. Ровного, от устья р. Кайкоютваям до устья р. Перевальной. В состав свиты м. Промежуточного входят темносерые среднезернистые песчаники, находящиеся то в более или менее тонком, то в грубом переслаивании с черными оскольчатыми глинистыми сланцами. Точно так же, как и в составе свиты м. Ровного, в составе свиты м. Промежуточного принимают участие пластовые и жильные залежи спиллитов и диабазовых порфиритов.

Темносерые среднезернистые песчаники состоят главным образом из плохо окатанных зерен плагиоклаза и кварца, к которым примешивается иногда некоторое количество вулканогенного обломочного материала. По своему внешнему виду и минералогическому составу они неотличимы от граувакковых песчаников, упоминаемых Наливкиным и Щербаковым; это сходство проявляется и в характере слоистости и в переслаивании с глинистыми сланцами. Упомянув здесь термин «глинистый сланец», мы должны подчеркнуть, что глинистые породы свиты м. Промежуточного не являются настоящими глинистыми сланцами, так как в них не наблюдаются сланцеватые текстуры и минеральные новообразования в виде серицита, но они представляют собой плотные глинистые породы, окрашенные мелко рассеянной примесью углистых веществ в черный цвет, сильно разбитые мелкой сетью трещинок,

по которым вся порода чрезвычайно легко раскалывается на многочисленные остроугольные обломочки. Южнее устья р. Кайкокотваям в глинистом сланце удалось обнаружить чрезвычайно неясные обуглившиеся мельчайшие остатки растений. Как в глинистых сланцах, так и в песчаниках встречаются вкрапления и небольшие конкреции серного колчедана.

Среди мезозойских пород Камчатки во многих пунктах указываются отложения, аналогичные отложениям свиты м. Промежуточного о. Карагинского, т. е. состоящие из переслаивающихся слоев граувакковых песчаников и глинистых сланцев (Наливкин, Щербаков). Насколько возможно параллелизовать все эти аналогичные образования по времени их отложения — сказать нельзя, так как они оказываются палеонтологически немymi. Наливкин, например, граувакковую свиту Срединного хребта параллелизует с лесновской толщей Двали, часть которой палеонтологически охарактеризована верхнемеловыми формами.

Порфиритовая свита. Осадочная толща мезозоя о. Карагинского покрывается мощной толщей порфиритов, их туфобрекчий и туфогенов, среди которых залегает пачка слоев переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев, выделяемая нами под названием слоев Цвейтатыр. Преобладающими в составе этой свиты являются, однако, темнозеленые, различных оттенков порфириты, описание которых дано в главе об изверженных породах. Порфиритовая свита слагает собой западную часть гористой зоны и тянется непрерывной полосой от м. Горбатого до устья р. Цвейтатыр, а также хребты Голенищева, Отдельный, Западный и горы южной части острова.

Слой Цвейтатыр. Среди порфиритовой свиты, приурочиваясь к ее верхам, залегает пачка слоев до 200 м мощности, состоящая из переслаивающихся темнозеленого туфогенного песчаника и плотного оскольчатого глинистого сланца. В песчаниках наблюдаются небольшие шаровые песчанистые конкреции. Встречены слои Цвейтатыр по западному склону м. Голенищева, в восточной части Оканской депрессии, в верховье р. Анотванна, по западному склону Центрального хребта и в устье р. Цвейтатыр. По всем местам своего появления они обладают одинаковым характером слоистости и литологического состава. В устье р. Цвейтатыр в одном из слоев глинистого сланца удалось собрать плохой сохранности фауну, представленную семействами *Dentalidae*, и очень плохой сохранности раковины пластинчатожаберных, повидимому, из семейств *Nuculidae*. Характер раковин *Dentalidae* (до конца не обработаны) позволяет считать возраст слоев Цвейтатыр в промежутке между верхним мелом и эоценом.

* * *

Порфиритовые излияния предшествовали крупной орогении, смявшей слои мезозоя, и происходили, повидимому, в аналогичных условиях, какие мы наблюдаем в Курильской и Алеутской вулканических дугах.

Мощность мезозоя о. Карагинского не может быть сейчас определена более или менее точно, но она несомненно измеряется километрами, что свидетельствует об отложениях этой породы в бассейне геосинклинального типа. Мезозойские отложения о. Карагинского интродуцированы ультраосновной перидотитовой магмой и вмещают довольно большие массивы перидотитов и связанных с ними дунитов, пироксенитов, гарцбургит-серпентинитов, серпентинитов и др. Самый крупный из этих массивов имеет в длину около 25 км и наибольшую ширину 4—5 км и протягивается от восточных берегов острова, между устьями рр. Цвейтатыр и Кайкокотваям на юге, до северных отрогов горного массива Саконоваль, проходя по западным его склонам. Второй крупный массив расположен в южной части острова и слагает гору Южную. Вмещает эти массивы ультраосновных пород главным образом порфиритовая свита. За внедрением перидотитовой магмы

следовали внедрения диоритовой магмы, образовавшей небольшие массивы по западной окраине центрального перидотитового массива, а также ряд жил лампрофира, кварцевого диорита, диорит-порфирида и др. С диоритовой магмой связаны внедрения кварцево-диоритовых и гранодиоритовых пород, часто встречающихся в береговых гальках и валунах и характеризующихся наличием в их составе свежего санидин-анортитового полевого шпата. Главные массивы этих пород располагаются, вероятно, в абрадированной части о. Карагинского, откуда выносятся течениями и прибоем гальки и валуны их.

Мезозойская толща о. Карагинского после своего отложения была пликтивно дислоцирована с образованием структур северо-восточного простирания. В части, развитой на о. Карагинском в настоящее время, мезозойские слои представлены в моноклиальной структуре, с простиранием слоев СВ—ЮЗ и падением на СВ. Пликтивные дислокации мезозоя происходили, по видимому, в палеогеновое время, но точно определить время этих дислокаций не представляется возможным вследствие недостатка палеонтологического материала. Известно, что олигоцен-миоценовые морские слои залегают с угловым несогласием на мезозойских отложениях, но более точных данных о времени пликтивных дислокаций мезозоя о. Карагинского у нас нет.

Кайнозой

Кайнозойские отложения третичного и четвертичного периодов пользуются на острове широким распространением в его южной и западной частях. За редкими исключениями почти все свиты, выделенные на основании различий в литологическом составе, оказываются хорошо палеонтологически охарактеризованными, что дает возможность непосредственного определения их возраста. Третичные отложения представлены почти исключительно нормальноосадочными породами морских мелководных фаций, и роль туфогенных образований в общем составе этих отложений ничтожна по сравнению с ролью этих образований в составе третичных отложений восточной Камчатки. В настоящем очерке мы сознательно отказываемся от параллелизации разреза третичных отложений о. Карагинского с таковыми восточной Камчатки, для которой еще нет определенной стратиграфической схемы, и западной Камчатки, так как работами Нефтяного геолого-разведочного института для последней получен ряд новых данных, в корне меняющих те представления о стратиграфии третичных, которые опубликованы в работах Дьякова (1935) и Слодкевича (1936). Вопрос ставится не только об уточнении возраста отдельных свит, выделенных на основании литологического состава, но и об их стратиграфической последовательности. Так, выделенные ранее в самостоятельные стратиграфические единицы литологические свиты оказываются по новым данным лишь фаціальным изменением одной и той же свиты (устное сообщение Дьякова). С другой стороны, если в прежнем представлении третичные в своих нижних частях относились ко времени не древнее олигоцена, то в настоящее время ряд новых данных позволяет установить эоцен и даже палеоцен.

Существенной особенностью третичных отложений о. Карагинского является отсутствие континентальных фаций, которые известны в западной Камчатке и в районе залива Корфа (угленосный олигоцен), и вся толща их представлена морскими осадками, правда, не глубоководными.

Третичные отложения

Третичные отложения пользуются широким распространением в южной и западной частях острова; из них состоят также Каккальтская, Оканская и северная часть Пыкынской депрессий. На складчатом мезозое они зале-

гают трансгрессивно с угловым несогласием, и материалом для образования мощных терригенных толщ их служили, несомненно, мезозойские породы, что подтверждается наличием галек и обломков мезозойских пород в третичных конгломератах и песчаниках. Дислоцированы третичные отложения в гораздо меньшей степени, чем мезозойские отложения; при этом направленные дислокационные напряжения оставались прежними, и это обусловило параллельность простирания складчатых структур мезозоя и третичных. Пликативные дислокации третичных сопровождались дизъюнктивными дислокациями, что стоит в связи с наличием ранее консолидированного мезозойского фундамента, реагировавшего на позднейшие тангенциальные напряжения разрывами.

В возрастном отношении в составе третичных отложений острова принимают участие отложения олигоцена, миоцена и плиоцена.

Палеоген

Олигоцен. Оканские базальные слои. В восточной части Оканской депрессии в береговом обрыве обнажены мезозойские слои Цвейтатыр, падающие на ЮВ под $\angle 70^\circ$, на которых с угловым несогласием залегают слоистые грубые конгломераты, содержащие крупные валуны и гальки мезозойских пород, главным образом порфиритовой свиты, переслаивающейся выше с грубыми серыми песчаниками и постепенно переходящими в серые грубые полимиктовые песчаники с редко рассеянной галькой мезозойских пород и содержащих отпечатки и ядра *Tellina* sp., *Nucula* sp.

Падение конгломератов и песчаников на СЗ 320° , $\angle 30^\circ$. Мощность (неполная) базальных слоев — около 100—150 м.

Плохая сохранность фауны исключает возможность точного ее определения, и это не дает возможности непосредственно определить возраст слоев. С другой стороны, оканские базальные слои выступают в изолированном выходе, где не удастся наблюдать налегание на них слоев, возраст которых определился бы точно, чем давалась бы возможность судить до некоторой степени определенно о возрасте базальных слоев. Мы склонны ставить их в основание разреза третичных отложений о. Карагинского, в составе которых принимают участие миоценовые отложения, и, таким образом, относить условно возраст оканских базальных слоев к верхнему олигоцену.

Неоген

Миоцен. Туфогенная свита. На восточном берегу о. Карагинского, севернее устья р. Мейнкаккальту, в районе устья р. Ильтун и в районе м. Тонс выступают слои туфогенной третичной свиты, состоящей из слоистых грубых темносерых туфогенных песков, переслаивающихся с туфобрекчиями андезито-базальтов, содержащих глыбы и обломки андезито-базальтов и вулканические бомбы, и туфоконгломератов, содержащих окатанные гальки андезито-базальтов. В составе этой свиты принимают участие залежи андезито-базальтов и базальтов (р. Мейнкаккальту, м. Тонс). Палеонтологических остатков в породах этой свиты обнаружить не удалось, так же как и выяснить соотношение с базальными слоями Оканан, так как в Оканской депрессии, да и вообще на севере острова, туфогенная свита отсутствует. Севернее устья р. Мейнкаккальту туфогенная свита находится в тектоническом контакте с мезозойскими слоями, и ее нормальное соотношение с мезозоем установить также не удалось.

По всей вероятности, туфогенная свита в некоторой своей части представляет собой вулканогенную фацию слоев Оканан, отлагавшуюся близ центров вулканических извержений. Она покрывается слоями среднего миоцена, фаунистически охарактеризованного, что служит основа-

нием считать туфогенную свиту нижнемиоценовой и, частью, олигоценной.

Мощность этой свиты — не менее километра.

Песчаники с *Laternula besshoensis* J o k. В западной части Каккальтской депрессии, где сходятся своими верховьями рр. Мейнкаккальту и Лимимти, согласно налегая на туфогенную свиту, выступают плотные слоистые тонкоплитчатые светложелтые в выветрелом состоянии и серые в свежем изломе среднезернистые песчаники, содержащие шаровые известковистые конкреции, в которых часто содержатся раковины пластинчатожаберных и гастропод, а также иногда кости позвоночных.

Из моллюсков здесь встречены: *Acila* sp., *Cardita* sp., *Laternula (Aegla) besshoensis* (J o k.), *Macoma nasuta* (C o n r a d.), *Thyasira disjuncta* (S t e w.) var. *ochotica* (L. K r i s h.), *Turritella tokunagai* (J o k.).

Аналогичные песчаники встречены в нижнем течении р. Ильгутуп по западному склону хребта Западного, сложенного туфогенной свитой. Здесь удалось определить: *Thyasira disjuncta* (S t e w.) var. *ochotica* (K r i s h.), *Macoma* cf. *nasuta* (C o n r a d.).

В береговых обрывах западного берега острова, несколько севернее перешейка Аттарман, выступают тонкоплитчатые серые песчаники с редкими шаровыми конкрециями темносерого известняка, среди которых встречаются прослой тонкослоистых косослойных мелкогалечных конгломератов, содержащих шаровые известковые конкреции. Здесь удалось собрать фауну, заключенную в конкрециях, из которой определены: *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* (J o k.), *Liocyra fluctuosa* (G l d.), *Macoma nasuta* (C o n r a d.), *Macoma* sp., *Thyasira* sp.

Одновременными с этими песчаниками или несколько древнее их следует считать то мелкозернистые песчаники с конкрециями известняка, то крупнозернистые серые песчаники с прослоями конгломерата и тонкими линзочками (в 1 см мощностью) блестящего угля или черно-серыми песчаниками, выходящими в обрывах восточного берега в районе перешейка Аттарман, где удалось собрать фауну и определить: *Cardita* sp., *Laevicardium (Cerastoderma) californiense* (D e s h.), *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* (J o k.), *Liocyra fluctuosa* (G l d.), *Liocyra* n. sp. *Macoma nasuta* (C o n r a d.), *Bulla* sp., *Natica clausa* (B r o d. and S o w.), *Neptunea (Sulcosipha) magna* (D a l l.) var. *stantoni* (A r n.), *Turritella tokunagai* (J o k.). В обрывах восточного берега, южнее м. Слюнина, где грубые песчаники с прослоями конгломератов с галькой мезозойских пород и гранита содержат фауну моллюсков, ветвистых кораллов и растительных детрус, определены: *Laevicardium (Cerastoderma) rhomboideum* (K h o m.), *Laevicardium (Cerastoderma) shinjiense* (J o k.), *Macoma* sp., *Natica* cf. *clausa* (B r o d. and S o w.).

Состав фауны, именно наличие форм, не выходящих за пределы миоцена (*Laternula (Aegla) besshoensis* и *Laevicardium (Cerastoderma) rhomboideum*), определяет возраст этих отложений миоценовым. Мы склонны считать возраст этих отложений среднемиоценовым.

Пестроцветная свита. По западному берегу, севернее выходов песчаников предыдущей свиты, в береговом обрыве выходят окрашенные по плоскостям отдельности в яркие красно-бурые железистые тона слоистые песчаники, переслаивающиеся с плотными черными глинистыми сланцами скорлуповатой отдельности. Залегают они на нижележащих песчаниках согласно.

Южнее м. Голенищева по западному берегу пестроцветная свита в своем основании состоит из плотных конгломератов, окрашенных в охристые цвета, выше постепенно переходящих в чередующиеся слои песчаника и глинистого сланца скорлуповатой отдельности, содержащего мелкие мергелистые конкреции, в одной из которых удалось найти раковину *Fusinus* sp. Мощность этой свиты около 500 м.

Породы пестроцветной свиты были нами встречены в Пыкынской депрессии и в верхнем течении р. Гнунваям, где в них содержатся крупные шаровые и дисковидные конкреции мергеля.

Бедность фаунистическими остатками не дает возможности сделать определенное заключение о возрасте этой свиты; учитывая факт более высокого залегания этих слоев по сравнению со свитой с *Laternula besshoensis*, мы относим пестроцветную свиту к верхнему миоцену. Все вышеперечисленные свиты можно синхронизировать, по всей вероятности, с воямпольской свитой западной Камчатки.

П л и о ц е н

Песчаники с *Mya karaginskiensis* n. sp. На размытой поверхности ранее дислоцированных слоев пестроцветной свиты с угловым несогласием залегает мощная толща грубозернистых серых песчаников, плохо слоистых, обладающих крупной глыбовой отдельностью и содержащих часто в своем составе гальку мезозойских пород острова, гранита и андезито-базальта. Кроме этого, песчаники этой свиты содержат в чрезвычайно большом количестве крупные шаровые песчанисто-мергелистые конкреции. Встречены выходы этих песчаников в северо-западной части острова, по берегу моря, севернее м. Пропущенного, где отчетливо наблюдается угловое несогласие между ними и пестроцветной свитой, и в юго-западной части острова — в береговом обрыве южнее устья р. Пыхтаным и севернее выходов пестроцветной свиты.

Интересно отметить, что в северо-западной части острова песчаники содержат чрезвычайно много конкреций, которые при разрушении песчаников морем остаются неразрушенными; скопления их устилают морской пляж в районе развития песчаников.

В северо-западной части нам удалось собрать следующую фауну: *Cardita* sp., *Macoma* sp., *Maetra* (*Maetrotoma*) *californica onnechiura* (Otuka), *Nuculana* (*Leda*) sp., *Serripes grönlandicum* (G m e l i n), *Natica* cf. *clausa* (B r o d. and S o w.). В юго-западной части в песчаниках нам удалось собрать несколько экземпляров *Mya karaginskiensis* n. sp. В песчаниках иногда встречаются обуглившиеся древесные остатки, что свидетельствует о прибрежном мелководном их происхождении.

Фауна не дает возможности точно установить возраст этой свиты, но наличие *Serripes grönlandicum*, типичной плиоценовой и плейстоценовой формы, позволяет нам отнести эту свиту к плиоцену. Стратиграфическое положение свиты позволяет нам отнести ее к нижнему плиоцену. Мощность свиты около 600 м.

Свита мыса Плоского. Стратиграфически выше песчаники с *Mya karaginskiensis* сменяются согласно налегающей мощной толщей однообразных желтовато-белых с поверхности и серых в свежем изломе слоистых опоковидных пород. Опоковидные породы тонкозернисты, обладают раковинчатым изломом, содержат редкие гальки гранитных и мезозойских пород и многочисленные шаровые и линзовидные мергелистые конкреции. Обнажена эта свита в северо-западной части острова в береговом обрыве, в районах мысов Пропущенного и Плоского, в юго-западной части острова — в районе устья р. Пыхтаным, где она также обнажена прекрасно в береговых обрывах, в районе с. Лимимтэ, где среди опоковидных пород залегает слой туфобрекчий и где они вмещают шток оливинового базальта, в контакте с которым они превращаются в кремнь, и в других местах. Обычно опоковидные породы этой свиты содержат очень плохой сохранности фауну моллюсков, но на м. Плоском среди них залегает небольшая линза грубого песчаника, из которого удалось собрать фауну хорошей сохранности, представленную: *Acila divaricata* (H i n d s.), *Cardita karaginskiensis* n. sp., *Cardita* sp., *Macoma* sp., *Joldia scapha* (J o k.), *Joldia tokunagai* (J o k.), *Psephea weavery* (T e g l a n d).

Фауна носит довольно смешанный характер из форм миоценовых (*Joldia tokinagai* и *Pserphea weavary*) и плиоценовых. Возраст этой свиты мы определяем как нижне- и среднеплиоценовый. Мощность около 1200 м.

Свита Аютванна. Опоковидные породы свиты м. Плоского покрываются мощной свитой слоистых грубообломочных пород, представленных грубыми, слабой плотности серыми песчаниками и конгломератами, в состав которых входят гальки мезозойских пород, кайнотипных эффузивных пород и опоквидных пород свиты м. Плоского. Это свидетельствует о некотором несогласии в залегании конгломерато-песчанистой свиты Аютванна и свиты м. Плоского, не наблюдаемом, однако, непосредственно в обнаженных контактах этих свит.

В северо-западной части острова низы этой свиты обнажены в обрыве морского берега на м. Пропущенном; в юго-западной части эта свита полностью обнажена в береговом обрыве между устьями рр. Пыхтаным и Лимити; в центральной части острова она выступает в береговых обрывах р. Талеваям, правого притока р. Аютванна, где удалось собрать фауну в виде ядер и отпечатков раковин, а также найти ребро крупного млекопитающего, повидимому китообразного, и обуглившиеся растительные остатки.

Из моллюсков здесь определены: *Cardita* sp., *Cardium* sp., *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *corbis* (M a r t.), *Laevicardium* (*Trachycardium*) cf., *burchardi* (D u n k e r), *Macra* (*Spisula*) *polynyma* (S t i m p.), *Serripes grönlandicum* (G m e l i n), *Tellina* cf., *lutea* (G r a y). Фауна носит типичный плиоценовый характер. Среди перечисленных форм большинство существует до настоящего времени. На основании главным образом стратиграфического положения мы эту свиту относим к низам верхнего плиоцена. Мощность ее — около 400 м.

Свита Лимити. На песчанисто-конгломератовую свиту Аютванна налегает мощная свита тонкозернистых песчаников, обладающих слабой плотностью, серо-зеленоватым цветом и содержащих конкреционные пропластки и конкреции мергеля с большим количеством раковин моллюсков.

Прекрасно обнажается эта свита в обрыве морского берега южнее устья р. Лимити.

В нижней и средней частях свиты была собрана фауна, из которой определены: *Acila* (*Truncacila*) *cobboldiae* (S o w.), *Cardita crabricostata* (K r a u s e), *Serripes grönlandicum* (G m e l i n), *Macoma nasuta* (C o n r a d), *Macoma dissimilis* (M a r t.), *Mya arenaria* (L.) var. *japonica* (J a y), *Nuculana* (*Leda*) sp., *Joldia traciaeformis* (S t o r e r), *Neptunea lirata* (M a r t.).

В верхней части свиты собрана фауна, из которой определены: *Astarte borealis* (S c h u m.), *Laevicardium* (*Trachycardium*) *burchardi* (D u n k e r), *Pecten* sp., *Serripes grönlandicum* (G m e l i n), *Natica clausa* (B r o d. and S o w.), *Neptunea* n. sp., *Balanus* sp. Фауна — плиоценового характера; большинство перечисленных форм доживает до настоящего времени. Нами эта свита отнесена к верхнему плиоцену. Мощность — около 400 м.

Слой бухты Ложных Вестей. На берегу бухты Ложных Вестей, южнее поселка рыбного комбината, обнажены опоквидные, плохо слоистые, тонкозернистые, слабой плотности породы, содержащие редкие шаровые мергелистые конкреции, в которых обычно включены раковины.

Установить соотношение этих слоев со свитой Лимити не удалось, но следует предполагать, что слой бухты Ложных Вестей является верхним членом этой свиты.

Фауна, собранная здесь, представлена: *Joldia* sp., *Joldia traciaeformis* (S t o r e r), *Macoma brota* (D a l l), *Colus halimeris* (D a l l), *Neptunea plicata* (A d a m s).

Раковины имеют поразительную свежесть, так что сохраняется прозрачность раковины *Joldia* sp. Все эти формы доживают до настоящего

времени, кроме *Joldia* sp., которая, возможно, представляет собою новый вид. Таким образом, фауна не дает основания считать эти слои плиоценовыми (правда, наши сборы недостаточны для категорического утверждения), и, возможно, эти слои следует отнести к постплиоцену, дислоцированному в одну фазу с плиоценом. Мощность их не выяснена.

Нижнеанотванские пески. На западном морском берегу, севернее устья р. Анотванна, в основании 10-метровой морской террасы залегают рыхлые косослойные серые пески, содержащие в большом количестве обугленные корневища ламинарий. На размытой поверхности этих песков с ламинариями залегают слоистые валунно-галечники плейстоценовой морской трансгрессии. Мощность нижнеанотванских песков выяснить не удалось.

Нижнеанотванские пески мы склонны отнести к плейстоцену, так же как и слои бухты Ложных Вестей.

Четвертичные отложения

Морские отложения. Плейстоценовая трансгрессия моря, охватившая многочисленные области побережий Тихого океана и его морей, оставила свои следы на о. Карагинском в виде нескольких абразионных террас, покрытых слоем морских галечников и песков, мощность которых на 50-метровой террасе достигает 20—25 м. Галечники и пески, покрывающие морские террасы, встречены на террасах, абсолютные превышения которых составляют 100, 50, 25—20, 12—10 и 7—5 м. Обычно эти галечники и пески являются рыхлыми и не содержат фауны.

С л о и А т т а р м а н. Несколько севернее и южнее м. Слюнина отложения плейстоценовой морской трансгрессии выполняют большие промоины среди дислоцированных третичных слоев. Ширина промоины, расположенной южнее м. Слюнина, достигает 1.5 км, а севернее мыса — 0.75 км.

В промоине, расположенной южнее м. Слюнина (обнажения до 25 м высоты), состав отложений следующий:

а) в основании залегает слой рыхлого песка, содержащий обломки третичных пород, развитый по бокам промоины, а к центру уходящий под уровень моря;

б) выше залегает линза (до 10 м мощности) черной, вязкой, богатой мелкими обуглившимися растительными остатками глины, содержащей чрезвычайно тонкостенные раковины пластинчатожаберных;

в) покрываются глины рыхлыми песками и галечниками, содержащими в чрезвычайно большом количестве морскую фауну идеальной сохранности. Здесь определены: *Cardita crebricostata* (Krause), *Laevicardium* (*Cerastoderma*) *californiense* (Desh.), *Macoma nasuta* (Conrad), *Macoma inquinata* (Desh.), *Mya arenaria* (L.) var. *japonica* (Jay), *Mytilus edulis* (L.), *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* (Stimpson), *Seliqua alta* (Broad and Sow.), *Balanus* sp., *Tellina venulosa* (Schrenk.), *Paphia adamsi* (Reeve), *Venus rigida* (Gld., Oji.), *Natica clausa* (Broad and Sow.), *Purpura Freycinetii* (Desh.), *Ranella* (*Priene*) *oregonensis* (Redfield), *Patella* sp. Фауна носит характер современной фауны северной части Тихого океана.

* * *

В западной части о. Карагинского, между долинами рр. Анотванна и Маркеловской, развита низкая морская терраса (7—5 м абс. выс.), сложенная песками и галечниками, которые включают линзы и покрываются пластами лугового торфа. Повидимому, здесь мы имеем дело с отложениями былых маршей.

В устьях рр. Анотванна и Гнунваям, а также в районе м. Лекало, песчано-галечные морские отложения образуют сравнительно большие площади путем причленения друг к другу древних береговых валов. По своему

возрасту эти отложения являются самыми молодыми из морских четвертичных отложений. Одновременными с ними являются песчано-галечные отложения, слагающие морскую намывную косу, отгораживающую бухту Ложных Вестей.

Ледниковые отложения. Четвертичное оледенение на острове носило исключительно локальный характер и было приурочено к наиболее возвышенной части острова, именно — к горному массиву Саконоваль. В районе массива Саконоваль существуют мертвые кары, количество которых с западной стороны достигает трех. Ледники спускались по долинам до подножий хребта. Длина их не превышала 4 км. У западных подножий массива Саконоваль сохранились гряды конечных морен, сложенных песчано-валунным материалом

Аллювиальные отложения приурочены к речным долинам, где ими слагаются пойменные части долин и речные террасы, которые не всегда хорошо выражены в долинах различных рек. Значение этих отложений в строении острова ничтожно.

ТЕКТОНИКА ОСТРОВА

В стратиграфическом очерке мы указали на некоторые элементы тектоники отдельных свит и на несогласие в залегании этих свит. Ясно выраженное угловое несогласие, существующее между верхним мелом (?) и олигоцен (?)—миоценом, показывает, что в промежуток времени от верхнего мела до олигоцен (?)—миоцена район о. Карагинского был подвержен сильной складчатости, создавшей структуры северо-восточного простирания, — складчатости, по времени совпадающей, по видимому, с Ларамийской складчатостью Кордильер Северной Америки. В неогене отчетливо выражено угловое несогласие между пестроцветной свитой и свитой песчаников с *Mura karaginskiensis* и, вероятно, существует некоторое несогласие между свитой м. Плоского и свитой Аногванна. Если относить к низам плейстоцена свиту бухты Ложных Вестей и нижнеанотваннские пески с остатками корневищ ламинарий, как это указывалось в стратиграфическом очерке, то можно сказать, что в плейстоцене происходила сильная складчатость, сопровождающаяся большими разломами, определившая угловое несогласие между нижним плейстоценом и слоями Аттарман и соответствующая по времени Каскадной складчатости запада Северной Америки. Неогеновые фазы складчатости и плейстоценовая складчатость действовали в одном направлении с Ларамийской складчатостью и образовали структуры, параллельные структурам Ларамийской складчатости.

Дислокации мезозоя

Мезозойские отложения о. Карагинского, как уже указывалось, были пликвативно дислоцированы в палеогене при Ларамийской складчатости. В настоящее время мы наблюдаем только часть какой-то большой складчатой структуры, в которой слои имеют северо-восточное простирание и моноклинально падают на СЗ. Правда, в пределах северо-восточных простираний мы имеем большие колебания в направлениях от 10° СВ до 80° СВ, но преобладают направления $40-55^\circ$ СВ, что служит основанием считать общее направление складчатости северо-восточным, а те или другие уклоны от этого направления в залегании слоев нужно приписать или второстепенной складчатости, или наличию глыбовых смещений по линиям радиальных дислокаций. Так, слои Цвейтатыр в верховье р. Аногванна и западнее м. Голенищева имеют северо-восточное простирание $50-70^\circ$ и падение на СЗ под $\angle 50-70^\circ$, согласно с направлением складчатости мезозоя, но при устье р. Цвейтатыр они имеют простирание СЗ 340° , падение под $\angle 75^\circ$ на ЮЗ и между устьями р. Оканап и м. Горбатым — падение

под $\angle 70^\circ$, на ЮВ 135° , что должно быть объяснено наличием радиальной дислокации, которая и наблюдается отчетливо в области м. Горбатого. Углы падений слоев за редкими исключениями колеблются в пределах от 45° до 90° , но преобладают углы падений от 45° до 70° .

Вообще говоря, наблюдается усиление пликативной тектоники мезозоя с запада на восток, где в области развития свиты м. Ровного сильно проявляется кливаж и возникает второстепенная складчатость, ориентированная простиранием осей складок параллельно общему простиранию мезозойских слоев. Наблюдавшиеся второстепенные складки имеют ширину до 3—4 м и, как правило, наклонены или доведены до почти лежачего положения с наклоном оси на СЗ и, следовательно, с опрокидыванием на ЮВ.

Наблюдения над радиальными дислокациями мезозоя, синхроничными Ларамийской складчатости, затруднены чрезвычайным однообразием литологического состава мезозойских отложений, что позволяет лишь наблюдать или небольшие смещения слоев по сбросам, или крупные разломы, которые, однако, вероятнее всего, относятся к более позднему времени. Ряд параллельных сбросов северо-восточного простирания наблюдается между м. Горбатым и долиной р. Окана, где по ним выдвинута небольшая глыба песчаников и глинистых сланцев с конкрециями типа пород свиты м. Промежуточного и приведена в стык с породами порфиритовой свиты. Здесь же слой Цвейтатыр секутся сбросами небольшой амплитуды с падением сбрасывателя на СЗ под $\angle 50^\circ$.

Повидимому, радиальные дислокации, синхроничные Ларамийской складчатости, предопределили собой возможность внедрения магматических масс перидотитового и диоритового состава, что видно из распределения массивов перидотитов и их северо-восточного удлинения в плане.

Все вышеизложенное показывает, что дислокации мезозоя происходили под воздействием тангенциальных сил СЗ—ЮВ направления с движением масс, как нам кажется, на ЮВ.

Дислокации неогена и постплиоцена

В неогене район о. Карагинского, как мы видели в стратиграфическом очерке и в начале этого раздела, подвергался неоднократно пликативным дислокациям, определившим угловое несогласие в залегании отдельных свит неогена. Наиболее сильно проявилась фаза складчатости в верхнем миоцене, определившая несогласие между свитой песчаников с *Mya karaginskiensis* и пестроцветной свитой, но главная фаза складчатости, пликативно дислоцировавшая слои плиоцена и постплиоцена (свиты бухты Ложных Вестей и нижнеанотванские пески) и сопровождавшаяся крупными разломами и сбросами, происходила в постплиоценовое время. Кроме этих двух фаз, мы предполагаем некоторое нарушение в плиоцене, определившее резкую смену фаций от опоковидных пород свиты м. Плоского к песчаникам и конгломератам свиты Анотванна. Тангенциальные направления имели те же направления, что и при Ларамийской складчатости, что и повело к образованию складчатых структур северо-восточного направления. Отличительной особенностью новейших дислокаций района о. Карагинского является наличие крупных радиальных разломов, по которым происходили вертикальные перемещения большой амплитуды, иногда измеряемой сотнями метров и километрами. В результате этих перемещений были приведены в тектоническое соприкосновение различные свиты третичных отложений и мезозойские слои с верхнеэоценовыми.

Пликативные дислокации миоценовых слоев, вообще говоря, выражены несколько сильнее, чем плиоценовых и постплиоценовых, но особенно

сильно дислоцирован миоцен (пестроцветная свита) в северной части Пыкынской депрессии, заключенной между хребтом Отдельным и хребтом Голенищева, где в долине р. Колькиваям слои миоцена падают на СЗ под углом от 80 до 70°; простирание слоев северо-восточное, с азимутом 35—55°. В верхнем течении р. Гнунваям слои пестроцветной свиты также показывают сильную дислоцированность с северо-западным падением под углом от 50 до 80°; несколько более спокойный характер в залегании миоценовых слоев наблюдается в северной части острова, между мысами Голенищева и Пропущенным, где при северо-западных падениях слоев углы падений не превосходят 50°, а также в южной части острова, по западному побережью, между устьями р. Пыхтыным и перешейком Атарман, где песчаники с *Laternula* и пестроцветные слои при северо-западном падении имеют угол падения до 32°. Плиоценовые и постплиоценовые слои (свита бухты Ложных Вестей и нижнеанотванские слои) дислоцированы несколько слабее миоценовых слоев. В общем замечается ослабление пликвативной дислоцированности слоев с востока на запад от более древних пород к более молодым. Плиоценовые и постплиоценовые слои имеют СВ 45° простирание и СЗ падение под углом до 25—30°.

Дизъюнктивные дислокации постплиоценового возраста, одновременные со складчатостью или происходившие несколько позднее ее, играют очень крупную роль в тектонике о. Карагинского. Именно ими обусловлено наличие тектонических депрессий, определяющих характер поверхности острова в северной и южной частях его, а равно и глыбовая тектоника третичных слоев в юго-восточной части острова. В северной части острова депрессия с долиной р. Оканан с запада ограничена хребтом Голенищева, выдвинутого по сбросу большой амплитуды северо-восточного 30° направления, по которому приведены в тектонический контакт плиоценовые слои свиты м. Плоского, залегающей восточнее плоскости сброса с порфиритовой свитой мезозоя, слагающей хребет Голенищева. Плоскость сброса несколько наклонена на СЗ. Этот большой сброс сопровождался более мелкими сбросами, секущими третичные слои в западной части Оканской депрессии, и вызвал в некоторой части их пологую второстепенную волнистость. По направлению к югу сброс затухает в районе с. Желанной, расположенной в верховье р. Оканан.

Западнее хребта Голенищева, отделяясь от него депрессией с долиной р. Пыкын, тянется параллельный хребет Таянхал, прорезанный поперечными долинами рр. Колькиваям, Маркеловской и др. и обремененный своим происхождением сбросу, по которому также приведены в тектонический контакт породы порфиритовой свиты мезозоя, слагающие хребет Таянхал, с пестроцветной свитой миоцена, слагающей северную часть Пыкынской депрессии. Этот сброс прослеживается от северного побережья острова, в восточной окраине хребта Таянхал и по долине р. Пыкын, левого притока р. Маркеловской, до массива Саконоваль, где он теряется, постепенно затухая.

Эти два больших сброса определяют виргацию горной зоны о. Карагинского в северной ее части.

Третий крупный сброс, амплитуда которого измеряется километрами и по которому приведены в тектоническое соприкосновение породы порфиритовой свиты мезозоя с миоценовыми слоями, содержащими *Laternula besshoensis* J o k., проходит по восточному склону хребта Западного. Этим сбросом определено наличие хребта Западного, сложенного порфиритами мезозоя, и Каккальтской депрессии с долиной р. Мейнкаккальту, сложенной туфогенными третичными слоями и нормальноосадочными морскими породами, содержащими раковины *Laternula besshoensis* J o k., — руководящий вид для среднего миоцена. Сброс прослеживался от устья р. Мейнкаккальту на восточном побережье острова до слияния главнейших исто-

ков р. Гнуиваям, где он постепенно затухает. Простираение Каккальтского сброса почти меридиональное.¹

Повидимому, параллельный предыдущему сброс, по которому приведены в контакт третичные туфогенные слои с порфиритами мезозоя, существует между рр. Мейнкаккальту и Цвейтатыр, но это осталось невыясненным.

В южной части о. Карагинского по сбросам видвинуты глыбы мезозойских порфиритов, вмещающих массивы перидотитов, восточный из которых имеет меридиональное, а западный — северо-восточное простираение.

Все перечисленные крупные сбросы постплиоценового времени играют очень крупную роль в общей тектонике и орографии острова. Однако, кроме них, в юго-восточной части острова, южнее устья р. Ильгутун, почти до м. Крашенинникова, выступающие в береговых обрывах третичные породы в очень сильной степени пересечены многочисленными, небольшой сравнительно амплитуды сбросами меридионального, северо-западного и северо-восточного простираения. Поэтому определяющим в тектонике третичных слоев этой области является наличие многочисленных сбросов, разбивающих слои на многочисленные, сравнительно небольшие глыбы. Наличие этих глыб, смещенных друг относительно друга, совершенно затупевывает последовательность напластования третичных пород этой области, не дает возможности дать их стратиграфию и увязать таковую со стратиграфией третичных отложений других частей острова, где дизъюнктивные дислокации проявились значительно слабее. Морские отложения, покоящиеся на морских террасах плейстоценового времени, не обнаруживают следов пликативных и дизъюнктивных дислокаций.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ О. КАРАГИНСКОГО

Среди магматических пород о. Карагинского наибольшим распространением пользуются порфириты в эффузивной фации, в то время как в интрузивной фации играют доминирующую роль породы перидотитовой магмы: перидотиты, дуниты, пироксениты и связанные с ними серпентиниты. Сравнительно подчиненное значение имеют кайнотипные эффузивные породы третичного возраста.

I. Интрузивные породы

A. Семейство перидотитов и пироксенитов

Породы из семейства перидотитов и пироксенитов, залегающие среди меловых пород, пользуются очень широким развитием на о. Карагинском, где они образуют ряд крупных и мелких массивов. Наиболее крупный массив этих пород расположен в центральной части острова и протягивается сплошной полосой, постепенно суживающейся к северу, от м. Урилл, выступающего на восточном берегу острова между устьями рр. Цвейтатыр и Кайкокотваям, до северных отрогов горного массива Саконоваль, расположенного в верховьях рр. Уштуваям, Кеттонитон, Пыкын и Чгейваям. В южной, наиболее широкой своей части этот массив, который мы будем называть в дальнейшем Центральным, имеет ширину около 4—6 км, а в северной части, в районе массива Саконоваль, — около 500 м. Горы, сложенные породами этого семейства, обладают очень пологими формами, в большинстве случаев покрыты элювиальными глыбовыми россыпями и имеют очень характерную буроватую окраску, благодаря бурым цветам корки выветривания, характерной для пород семейства перидотитов. Второй крупный массив этих пород расположен в южной части острова, где он залегает

¹ Исследования 1939 г. показывают, что хребты Голенищева, Таянхал, Западный представляют собой типичные горсты, а заключенные между ними депрессии — грабены.

² Труды Камчатской экспед., вып. 3

в порфиритовой мезозойской толще пород и образует с. Южную. Северо-западнее м. Крапешинникова породы этого массива выступают в береговом обрыве. Ширина этого массива, который в дальнейшем мы будем называть Южным, около 1.5—2 км. Кроме этих двух крупных массивов, в разных частях о. Карагинского встречается ряд мелких массивов. К таким относится жилообразная залежь (до 100 м шириной) гарцбургит-серпентинита хребта Западного, расположенная в верхнем течении р. Кемберлей, левого притока р. Гнувьям, массив серпентинитов в долине р. Маркеловской и серпентиниты хребта Голенищева. Южнее устья р. Цвейтатыр встречается громадная оползшая глыба пироксенита, что дает основание предположить существование этой группы пород в коренном залегании в этой части острова. Наличие большого количества валунов серпентинизованных перидотитов в устье р. Мейнкаккальту служит основанием предполагать наличие коренных залежей этих пород в хребте Западном, в истоках р. Мейнкаккальту.

Главную массу пород в Центральном и Южном перидотитовых массивах представляют перидотиты, среди которых в южной части Центрального массива встречаются полосы сингенетичного дунита с шлирами хромистого железняка.

Пироксениты залегают в южной части Центрального массива, по западной его окраине, где они образуют большое тело, а также встречаются в виде тонких жилок, секущих перидотиты в Южном массиве. Только в центральных частях южной части Центрального массива, где он имеет максимальную ширину, перидотиты и дуниты почти не подверглись серпентинизации, но в других местах они или сильно серпентинизованы, или нацело превращены в серпентин, что наблюдается в приконтактных зонах Центрального массива и в небольших телах этих пород, где серпентинизация прошла до конца (гарцбургит-серпентинитовая залежь в долинах р. Кемберлей). Очень широкие контактные зоны Центрального массива характеризуются появлением сланцеватых серпентинитов, хлорит-талк-магнезиальных сланцев, магнезитов, появлением кварц-карбонатных пород, содержащих железисто-охристые глинообразные минералы. Характер пород, развитых в контактных зонах перидотитов, указывает на большую роль гидротермальных процессов с участием CO_2 , что в конечном ряду метаморфизма оливинных пород приводит к образованию карбонатов щелочных земель, кварца и гидроксидов железа.

Для перидотитов Центрального массива характерна первичная полосчатость, выражающаяся в чередовании полос дунитового состава, часто имеющих незначительную мощность, измеряемую сантиметрами, с полосами перидотита с пироксеном. Иногда в дунитовых полосах линейно располагаются зерна пироксена и хромита; хромит также образует вытянутые согласно с общей полосчатостью шлировые сегрегации от долей сантиметра до 1 м мощностью. Полосчатость перидотитов параллельна простиранию массива перидотитов.

Перидотиты (лерцолиты)

Перидотиты являются наиболее распространенной породой семейства перидотитов и пироксенитов о. Карагинского. В свежем виде они встречаются только в южной части Центрального массива, но в других частях Центрального и в Южном массивах они в значительной степени серпентинизованы.

Макроскопически лерцолиты обладают в свежем изломе темнозеленым цветом, псевдопорфировой текстурой, обусловленной наличием довольно крупных, с блестящими поверхностями спайности выделений пироксена, достигающих 3—4 мм в поперечнике, и бурой корой выветривания, на кото-

рой рельефно выделяются зерна пироксена и хромита. Преобладающим в породе минералом является оливин, образующий неправильные разнообразно округлой формы зерна, по своим размерам не уступающие другим составным частям породы, но разбитые сложной сетью трещинок, заполненных желтоватым серпентином, что и является причиной макроскопически наблюдаемой псевдопорфировой текстуры этих пород. В шлифе оливин совершенно бесцветен. При более сильных процессах серпентинизации лерцолита по оливину развивается петельчатый серпентин с выделением магнетита, очоурирующего тонкими пластиночками отдельные петли, в центре которых довольно часто остаются реликты свежего оливина.

Пироксеновая составная часть лерцолита представлена ромбическим и моноклинным пироксеном.

Ромбический пироксен в породе количественно преобладает над моноклинным пироксеном. Так же как и оливин, ромбический пироксен образует неправильные зерна. В шлифе он бесцветен, лишен плеохроизма, обладает отчетливой спайностью и низким двупреломлением. В некоторых случаях в кристаллах ромбического пироксена наблюдаются правильно оптически ориентированные мелкие линзовидные пертитообразные включения моноклинного пироксена, располагающиеся своей длинной осью параллельно спайности ромбического пироксена и являющиеся, повидимому, продуктами распада твердого раствора. Иногда наблюдается в одном кристалле не одновременное погасание включений моноклинного пироксена, асимметричное по отношению к плоскости спайности ромбического пироксена. В свежем лерцолите ромбический пироксен только в исключительных случаях незначительно подвергается баститизации, но по мере усиления серпентинизации породы ромбический пироксен все больше и больше баститизуется до полного замещения баститом. Бесцветный моноклинный пироксен диоксидового ряда количественно в породе занимает очень подчиненное положение, но образует иногда довольно крупные неправильные зерна. Часто в породе моноклинный пироксен ассоциирован с ромбическим пироксеном. При общем процессе серпентинизации породы моноклинный пироксен обнаруживает наибольшую устойчивость по сравнению с оливином и ромбическим пироксеном; в породе, почти нацело серпентинизованной, зерна моноклинного пироксена остаются свежими.

В качестве аксессуарного минерала в лерцолитах присутствует хромит, также развитый в неправильных зернах. В шлифе он просвечивает густым красно-бурным цветом.

Из вторичных минералов в лерцолитах встречаются петельчатый желтовато-зеленоватый серпентин, развивающийся по оливину, бастит, образующий псевдоморфозы по ромбическому пироксену, незначительное количество наблюдаемого в некоторых случаях талька, развивающегося по ромбическому пироксену, в редких случаях наблюдаемый бесцветный тремолит, склонный к радиально-лучистому строению и развивающийся, повидимому, по ромбическому пироксену. Количество серпентина в породе колеблется от незначительного до 40% породы.

Химический анализ свежего лерцолита, произведенный В. А. Егоровым, показывает содержание (в %):

SiO ₂	41.91	MgO	42.98
TiO ₂	—	CaO	0.19
Al ₂ O ₃	—	BaO	не опр.
Fe ₂ O ₃	2.38	Na ₂ O	0.08
Cr ₂ O ₃	0.37	K ₂ O	0.15
FeO	6.87	P ₂ O ₅	—
NiO	0.41	H ₂ O ⁻¹¹⁰ . . .	0.62
MnO	0.11	П. п. пр. . .	4.16

100.23

Гарцбургит-серпентиниты

Гарцбургит-серпентиниты образуют жильную залежь около 100 м мощности среди порфиритов хребта Западного, в верхнем течении р. Кемберлей, левого притока р. Гнунваям. Простираение жилы северо-северо-восточное. В контакте с порфиритами здесь развиваются кварц-карбонатные, пропитанные железистыми гидроксидами породы.

Макроскопически гарцбургит-серпентинит представляет собой жирную на ощупь темнозеленую породу с афанитовой темнозеленой основной массой, состоящей из серпентина, на фоне которой выделяются блестящие зерна бастита, имеющие в поперечнике до 0.5 см. Микроскопически основная масса породы состоит из петельчатого серпентина, в центре петель которого располагаются серые в проходящем свете скопления мельчайших зернышек магнезита. Серпентин включает многочисленные зернышки магнезита и слегка просвечивающего темнобурым цветом хромита. Петельчатый серпентин заместил в породе первичный оливин.

Среди петельчатого серпентина располагаются псевдоморфозы бастита по первичному ромбическому пироксену. Насколько можно судить по формам этих псевдоморфоз, первичный ромбический пироксен имел ксеноморфные очертания. Бастит почти бесцветен, с еле уловимым зеленоватым оттенком. Спайность тонкая, параллельная. Судя по продуктам замещения первичных минералов, порода состояла из оливина и ромбического пироксена, т. е. представляла собой гарцбургит.

Дуниты

Дуниты не образуют самостоятельных тел, но встречаются в южной части Центрального массива в виде многочисленных полос среди лерцолитов. В дунитах встречаются шпирь хромистого железняка. Как геологически, так и по минералогическому составу существуют все переходы от лерцолитов через дуниты, содержащие в исчезающе малом количестве ромбический и моноклинный пироксен, к лишенному пироксенов чистому оливинному дуниту с аксессуарным хромитом. Дуниты обычно встречаются в центральных зонах южной части Центрального массива, где менее всего проявилась серпентинизация, что и является причиной свежести дунита.

Макроскопически дуниты вполне схожи с лерцолитами, отличаясь от последних отсутствием вкрапленников пироксена, определяющих порфировую структуру лерцолитов. Макроскопически дунит кажется мелкозернистым, но при микроскопическом рассмотрении выясняется, что отдельные первичные зерна оливина достигали относительно крупных размеров, и только наличие многочисленных трещинок, секущих зерна оливина, определяет макроскопически мелкозернистый габитус породы.

В лишенном пироксенов дуните массу породы составляют неправильные зерна бесцветного оливина, разбитые многочисленными трещинками, по которым развивается желтоватый серпентин. Многие зерна оливина обладают облачным погасанием, а в некоторых из них наблюдаются тонкие параллельные полоски, погасающие неодновременно, как это наблюдается при двойниковом строении. Наличие этих полосок облачного погасания в оливине, а равно раздробленность зерен свидетельствуют о механической деформации пород при горообразовательных процессах.

Хромит в виде единичных зерен рассеян равномерно в породе. В шлифе хромит просвечивает красно-бурым цветом. Иногда он обладает некоторым идиоморфизмом. Шлировые сегрегации хромита содержат зажатый между рудными зернами серпентин.

Из вторичных минералов в дуните содержится только серпентин в небольшом количестве.

Химический анализ свежего лишнего пироксена дунита, произведенный В. А. Егоровым, показывает содержание в породе (в %).

SiO ₂ . . .	38.13	MgO . . .	46.21
TiO ₂ . . .	0.03	CaO . . .	—
Al ₂ O ₃ . . .	0.68	Na ₂ O . . .	—
Fe ₂ O ₃ . . .	1.09	K ₂ O . . .	0.24
Cr ₂ O ₃ . . .	0.22	P ₂ O ₅ . . .	следы
FeO . . .	6.40	H ₂ O ⁻¹¹⁰ . .	0.96
NiO . . .	0.37	П. п. пр. . .	5.86
MnO . . .	0.11		
			100.30

В пироксенсодержащих дунитах пироксеновая часть представлена ромбическим и моноклинным пироксеном. Ромбический пироксен, развитый в породе в виде неправильных зерен, уступающих по своим размерам зернам оливина, в шлифе бесцветен и лишен плеохроизма. По краям ромбического пироксена иногда развиваются бастит и тремолит-тальковые агрегаты. Моноклинный пироксен имеет ксеноморфные очертания зерен, в проходящем свете бесцветен или имеет несколько буроватый оттенок. В одном из зерен моноклинного пироксена наблюдаются тонкие пластинчатые включения рудных зерен, располагающиеся строго параллельно между собой и под углом к трещинам спайности пироксена. Эти включения рудного минерала в пироксене являются, по видимому, продуктами распада твердого раствора в результате диагенетических изменений породы. Хромит в породе развит частью в правильных октаэдрических формах, а частью в виде неправильных зерен, включающих небольшие зерна оливина и пироксенов.

Пироксениты

Пироксениты встречены по западной окраине Центрального массива, в истоках р. Гнунваам, где они образуют довольно большое тело до 200 м мощности. Соотношения их с перидотитами геологически выяснить не удалось. В южном направлении массива пироксениты секут тонкими (20 см) жилками перидотиты. Южнее устья р. Цвейтатыр, на берегу моря, встречена огромная сплошная глыба диаллагита, что говорит о коренных месторождениях этой породы среди порфиритов мезозоя. Пироксениты Центрального массива и массива южнее устья р. Цвейтатыр представляют собой диаллагиты, а пироксениты Южного массива являются вебстеритами.

Диаллагиты. Макроскопически это темнозеленые крупнокристаллические породы, в которых отдельные кристаллы пироксена достигают 15 и более сантиметров в длину, но большая часть кристаллов пироксена измеряется от долей до нескольких сантиметров в длину. Иногда диаллагиты обнаруживают крупнопорфировое строение. Среди кристаллов пироксена встречаются неправильные небольшие участки черного серпентина; он иногда образует крупные линзы среди пироксенита в несколько метров мощности. В пироксените наблюдается некоторая линейность в расположении кристаллов пироксена, согласная простиранию массива.

Диаллаг в менее крупнозернистых разновидностях имеет ксеноморфные очертания. Отдельные кристаллы его обычно несколько удлинены по оси *c*. В проходящем свете бесцветен, обладает очень тонкой отдельностью, разбивающей кристаллы на тончайшие полоски. По плоскостям отдельности диаллага располагаются тончайшие пылеобразные включения магнетита, что делает такие кристаллы темносерыми в проходящем свете при небольших увеличениях. Часто кристаллы диаллага содержат в большом количестве включения рудных зерен и серпентина баститового облика. В некоторых случаях кристаллы диаллага переполнены включениями, обладаю-

щими расплывчатыми неправильными формами, вторичного тремолита и частью талька.

Серпентин петельчатого строения располагается большими или меньшими участками среди зерен диаллага. В проходящем свете он окрашен в желтовато-зеленоватый цвет. Обычно переполнен магнетитовой пылью и зернышками магнезита. Серпентин в породе развился на месте первичного оливина. Первичная порода была оливиновым диаллагитом.

Химический анализ диаллагита из верховьев р. Гипуваям, произведенный В. А. Егоровым, показывает содержание в породе (в %).

SiO ₂ . . .	49.41	MgO . . .	23.21
TiO ₂ . . .	0.06	CaO . . .	16.76
Al ₂ O ₃ . . .	0.92	BaO . . .	—
Fe ₂ O ₃ . . .	1.89	Na ₂ O . . .	0.05
Cr ₂ O ₃ . . .	0.56	K ₂ O . . .	0.15
FeO . . .	3.63	P ₂ O ₅ . . .	0.02
NiO . . .	0.04	H ₂ O ⁻¹¹⁰ . . .	0.55
MnO . . .	0.11	П. п. пр. . .	3.10
			100.46

Вебстериты. Вебстериты секут тонкими жилами, до 20 см мощности, перцолиты Южного массива. Макроскопически — среднезернистые массивные темнозеленые породы:

Порода состоит из преобладающего в количественном отношении ромбического пироксена, моноклинного пироксена, вторичного серпентина и акцессорных рудных минералов

Ромбический пироксен ксеноморфен, в проходящем свете бесцветен и лишен плеохроизма. Часто параллельно спайности в нем располагаются тончайшие сильно удлинённые волосовидные включения моноклинного пироксена, правильно оптически ориентированные, остающиеся неизменными даже при полном замещении ромбического пироксена баститом. Включения эти следует рассматривать как продукты выделения из твердого раствора. Многие зерна ромбического пироксена частично или полностью замещены баститом.

Моноклинный пироксен диоксидового ряда развит в неправильных зернах, расположенных среди кристаллов ромбического пироксена. В некоторой своей части он первичен, но в другой он является минералом постерпорным, что подтверждается наличием оболочек моноклинного пироксена, окаймляющих зерна ромбического пироксена. Моноклинный пироксен содержит вкрапления рудных минералов.

Серпентин представлен баститом, заместившим ромбический пироксен, а другая его часть образует тонкие жилки, секущие породу, где серпентин имеет волокнистое строение, лимонно-желтый цвет и ассоциируется с волокнистым тремолитом.

Змеевики

Мы уже упоминали, что в эндоконтактной зоне массивов перидотита усиливается серпентинизация пород до полного замещения железисто-магнезиальных силикатов серпентином. В Центральном перидотитовом массиве, в его северной части, в районе горного массива Саконоваль, перидотиты нацело превращены в змеевики, в которых иногда еще сохраняется реликтовая структура первоначального перидотита, но в большинстве своем они превращаются в сланцеватые черно-зеленоватые серпентиниты. Такие же сланцеватые серпентиниты встречаются по западному контакту Центрального массива, в верховье р. Талеваам. Под микроскопом они оказываются состоящими из чешуйчатого антигорита, среди которого в виде участков и небольших прожилок развивается тальк. Они содержат довольно много

рудных зерен (хромит), обладающих иногда идиоморфными очертаниями. В этом же районе, на ряду с антигоритовыми сланцами, развиты тальк-хлорит-магнезитовые сланцы, обладающие лепидобластической структурой и состоящие из пластинчатого талька, хлорита, большого количества магнетита в неправильных кучковатых скоплениях и хромита в неправильных зернах.

В. Диориты¹ и кварцевые диориты, микрогаббро

Породы диоритового семейства пользуются сравнительно с породами семейства перидотитов и пироксенитов очень подчиненным развитием. В своем залегании они приурочены к массивам пород перидотитового семейства, где они развиты в виде жил и сравнительно небольших массивов по западной окраине Центрального массива перидотитов. Встречаются жилы этих пород и среди порфиритов мезозоя в местах, достаточно удаленных от массивов перидотита. Там, где они появляются совместно с перидотитами, они оказываются моложе последних и пересекают их жилами. Породы диоритового ряда обычно довольно явно несут на себе гидротермальные изменения, являющиеся результатом автометаморфизма.

Повидимому, серпентинизация перидотитов в значительной степени обязана своим происхождением внедрению масс диоритовой магмы.

Среди диоритов различаются пироксеновые и амфиболовые разновидности.

Пироксеновый диорит образует небольшой массив в верховье р. Гнунвалям, по западной окраине Центрального перидотитового массива. Это массивная среднезернистая с неправильной угловатой отдельностью порода темносерого цвета, состоящая из мутного (альбитизированного) плагиоклаза, моноклинного со слабым двупреломлением пироксена, по которому иногда развивается актинолит. Акцессорными являются сфен в неправильных зернах и рудные минералы.

Роговообманковые диориты встречены в жиле среди порфиритов на м. Крашенинникова, где они в сильной степени прениitized и секутся тонкими жилками пренита, а также по западному склону горного массива Саконоваль, где они встречены в неясном залегании совместно с серпентинитами. В последнем случае диорит, несколько более меланократовый, связан постепенными переходами с плагиоклазовыми горнблендитами, в которых плагиоклаз содержится в исчезающе малом количестве. Структура роговообманкового диорита гипидиоморфно-зернистая. Плагиоклаз сильно пелитизирован и разложен с новообразованиями мелкозернистого скученного эпидота, цоизита, пренита; последний также развит в виде тонких жилок. Роговая обманка — в больших неправильных кристаллах, коричнево-зеленая, иногда превращающаяся в радиально-лучистый актинолит. Сфен развивается вокруг зерен титан-магнетита.

Микрогаббро

Порода встречена в мощной жиле среди перидотитов на водоразделе между рр. Кайкокотвалям и Аютванна. Макроскопически это мелкозернистая темносерая порода с различными игольчатыми роговыми обманками. Микроскопически порода оказывается состоящей из преобладающей в количественном отношении роговой обманки, плагиоклаза и акцессорного сфена.

Роговая обманка имеет идиоморфные очертания, удлинена по оси *c*, часто имеет правильные концевые очертания, грязновато-зеленого цвета, с ясным, но не сильным плеохроизмом в зеленых тонах. Обычно она сохраняется в породе свежей, но в некоторых случаях по ней развивается зеленый пенинообразный хлорит.

¹ Вернее — габбродиориты и габбро.

Плагиоклазы состава лабрадора имеют обычно ксеноморфные очертания, но некоторые из них довольно правильных очертаний и имеют вид узких лейст. Плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы и часто имеют зональное строение. В некоторых случаях по ним развивается серицит.

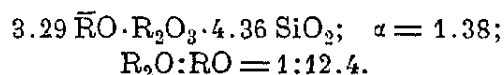
Сфен обычно в небольших зернах, имеющих довольно правильные очертания по отношению к плагиоклазу и неправильные по отношению к роговой обманке, которая часто включает его неправильные зерна. В породе сравнительно много сфена.

В микрогаббро встречаются скопления делессита. Структурные особенности микрогаббро состоят в резко выраженном идиоморфизме роговых обманок.

Химический анализ микрогаббро, произведенный В. А. Егоровым, показывает содержание в породе (в %):

SiO ₂ . . .	47.19	CaO	10.94
TiO ₂ . . .	0.84	BaO	—
Al ₂ O ₃ . . .	17.04	Na ₂ O	2.12
Fe ₂ O ₃ . . .	2.07	K ₂ O	0.88
FeO	6.47	P ₂ O ₅	0.15
MnO	0.14	H ₂ O ⁻¹¹⁰ . . .	0.43
MgO	10.02	П. п. пр. . .	1.87
			100.16

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:



Кварцевый диорит

Встречен в жиле 7-метровой мощности, секущей порфириты в верховье р. Алаккуваям в хребте Голенищева. Порфириты в контакте с кварцевым диоритом пиритизированы. Макроскопически порода светлосерого цвета, массивная. Структура гипидиоморфно-зернистая. Преобладающими в количественном отношении минералами являются плагиоклазы, обладающие наибольшим идиоморфизмом по сравнению с другими составными частями породы, полисинтетически сдвойникованные, сильно пелитизированные и серицитизированные. Серицитизации подверглись главным образом внутренние зоны кристаллов.

Зеленая роговая обманка в неправильных, часто удлинённых зернах. Иногда хлоритизирована.

Довольно много кварца, выполняющего промежутки между плагиоклазами и роговыми обманками. В мелких зернах в породе содержатся пирит и магнетит. Апатит в виде тончайших иголок.

II. Эффузивные породы

Эффузивная вулканическая деятельность в районе о. Карагинского была особенно сильной в мезозойское время, когда в широком масштабе изливались основные лавы, представленные в настоящее время порфиритами. Эти массовые излияния как бы заключили собой седиментационный мезозойский цикл и предшествовали сильной складчатости, смявшей мезозойские слои. Однако и в течение седиментационного цикла эпизодически происходили вулканические извержения с излияниями спилитов и диабазовых порфиритов.

В кайнозойское время в районе о. Карагинского сильная вулканическая деятельность происходила в нижнемiocеновое время, когда изливались лавы андезито-базальтового состава и выбрасывалось большое коли-

чество обломочного материала. Нижнепоценовая вулканическая деятельность проявлялась главным образом в юго-восточных районах о. Карагинского. В плиоцене вулканизм проявился во вторжении штока оливинового базальта, сопровождавшегося взрывом в западной части острова, в районе с. Лимимтэ. В четвертичное время в районе о. Карагинского вулканическая деятельность отсутствовала.

По своим масштабам эффузивная вулканическая деятельность кайнозой сильно уступала вулканической деятельности мезозоя.

А. Палеотипные эффузивные породы

Спилиты и диабазовые порфириты

Спилиты и диабазовые порфириты образуют пластовые залежи среди мезозойских осадочных пород свит м. Ровного и м. Промежуточного, мощность которых колеблется от нескольких до 100—150 м, но в некоторых случаях они секут дайками эти породы.

Для этих пород в большинстве случаев характерна шаровая отдельность, в мощных потоках проявляющаяся отчетливее в верхних их частях. Диаметр отдельных шаров достигает 1—1.5 м. Все породы этой группы обладают темнозеленым цветом и мелкозернистым сложением.

С п и л и т ы встречены нами среди пород свиты м. Ровного, между м. Ровным и бухтой Напрасной, в долине р. Отчкрын и в верховье р. Анотванна, среди порфиритовой группы пород. Это породы офитовой структуры, лишённые порфировых вкрапленников и состоящие из плагиоклаза, хлорита и кальцита. Плагиоклазы, развитые в породе в виде идиоморфных удлиненных лейст, альбитизированы, обладают двойниковым строением и количественно преобладают в породе. Хлорит (пеннин и частью делессит) имеет ксеноморфные очертания и нацело, повидимому, заместил собой первичный пироксен или амфибол. Кальцит в виде неправильных зерен переполняет породу, но некоторая его часть сосредоточивается в тонких жилках, секущих породу. Образование кальцита связано с разложением анортитовой молекулы плагиоклазов. В качестве аксессуарных минералов в породе присутствуют в довольно большом количестве рудные минералы и апатит в виде тонких длинных иголок.

Д и а б а з о в ы е п о р ф и р и т ы встречены нами среди пород свиты м. Промежуточного на морском берегу, у устья р. Мейнкокотваям и несколько южнее р. Перевальной. Макроскопически они отличаются от спилитов мелкозернистостью и наличием порфировых вкрапленников плагиоклаза. Плагиоклазы во вкрапленниках сильно разложены с новообразованиями кальцита и хлорита, иногда сохраняются свежими и имеют состав лабрадора. Основная масса офитовой или андезитовой структуры состоит из удлиненных лейст или сильно вытянутых микролитов альбитизированного плагиоклаза, среди которых располагаются вторичные карбонаты и хлорит. В качестве аксессуарных минералов присутствуют рудные зерна.

П о р ф и р и т ы

Среди порфиритов о. Карагинского микроскопически различаются три разновидности:

а) плагиоклазовые порфириты, в которых порфировые вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, сильно пелитизированным и карбонатизированным, а андезитовая основная масса состоит из микролитов разложенного плагиоклаза, хлорита, карбонатов и рудных зерен. В них обычны миндалины хлорита и кальцита;

б) авгит-плагиоклазовые порфириты, в которых в качестве порфировых вкрапленников присутствуют авгит и разложенный, большей частью,

плагноклаз, а основная масса состоит из зерен авгита, микролитов плагноклаза, хлорита, карбонатов и рудных зерен. Обычны миндалины карбонатов, часто очень многочисленные;

с) авгитовые порфириды, в которых порфирические включения представлены исключительно авгитом, а основная масса состоит из разложившихся плагноклазов, зерен авгита, хлорита, который довольно часто выполняет небольшие миндалины, и рудных зерен.

В громадной толще порфиритов мезозоя преобладают, повидимому, авгит-плагноклазовые порфириды.

Для всех этих групп характерна сильная гидрохимическая разложившаяся с новообразованиями хлорита и карбонатов, что объясняет их темно-зеленую окраску

В некоторых случаях они секутся жилами кальцита, мощность которых доходит до 1—1.5 м (морской берег южнее устья р. Мейскаккальту); вокруг жил кальцита порфириды сильно хлоритизированы, цеолитизированы и шпритизированы.

В. Кайнозойские эффузивные породы

Базальты и андезиты-базальты мыса Тонс

В районе м. Тонс туфогенные третичные отложения сменяются мощными потоками базальтов и андезитов-базальтов, которые южнее м. Тонс образуют пластовые залежи среди туфогенных третичных пород, что устанавливает нижнемiocеновый возраст излияния этих пород. В районе м. Тонс получают широкое развитие абразионные останцы, сложенные андезитами-базальтами и базальтами и далеко вдающиеся в море, что говорит, повидимому, о былом существовании в этом районе мощных лавовых накоплений, связанных с наличием существовавшего здесь центра извержений.

Базальты черного цвета, плотные, мелкозернистые, порфирической текстуры породы, обладающие правильной столбчато-призматической отдельностью. Макроскопически различимы включения прозрачного плагноклаза и черного пироксена.

Плагноклаз во включениях представлен основным лабрадором, полисинтетически сдвойнированным и зональным. Включения плагноклаза обычно переполнены мелкими включениями зернышек авгита, магнезита и расплывчатых включений коричневатого идидингсита. Плагноклазы образуют преобладающую массу порфиритовых включений. Включения авгита количественно значительно уступают включениям плагноклаза, но по своим размерам они даже превосходят включения плагноклаза. Авгит иногда включает идиоморфные октаэдрические кристаллы магнезита.

Среди включений находятся также идиоморфные кристаллы магнезита и псевдоморфозы идидингсита по идиоморфному первичному оливину, окруженные венчиком мелких зернышек моноклинного пироксена. Интерсертальная основная мелкозернистая масса состоит из микролитов основного плагноклаза, очень большого количества зернышек авгита, мелких изоморфных кристалликов магнезита и небольших участков коричневого стекла.

Андезиты-базальты черного цвета, мелкой параллелипедальной отдельности, порфиритового сложения с афанитовой основной массой.

Включения в подавляющем большинстве представлены зональным и полисинтетически сдвойнированным основным плагноклазом и, в меньшем количестве, авгитом и гиперстеном, окруженным венчиком зерен моноклинного пироксена. Обычны включения магнетита, также окруженные венчиком моноклинного пироксена.

Основная масса трахитовой структуры состоит из прозрачного коричневого кислого стекла, в котором сосредоточены узкие микролиты плагиоклаза, зернышки пироксена и магнетита. Стекловатого базиса в породе много.

Базальты горы Каккальту

В районе горы Каккальту, среди области, занятой туфогенными третичными отложениями, встречаются в больших массах тонкоплитчатые базальты. В этих базальтах прекрасно выражена волнистость. Выяснить их взаимоотношение с окружающими осадочными породами не удалось. Базальты обладают порфировой структурой с интенсертальной основной массой.

Порфировые вкрапленники представлены главным образом основным плагиоклазом, полисинтетически сдвойникованным, зональным и содержащим часто включения довольно крупных зерен авгита. Вкрапленники авгита редки. Среди вкрапленников находятся своеобразные иддингсит-карбонатные псевдоморфозы по первичному оливину, окруженные венчиком зерен авгита.

Основная масса состоит из изометричных и удлиненных микролитов плагиоклаза, мелких призматических кристалликов авгита, большого количества зернышек рудных и некоторого количества стекла. Иногда в основной массе развивается вторичный кальцит; но обычно порода очень свежа.

Базальты сопки Лимимтэ

Среди равнины западной части о. Карагинского, по правому берегу р. Лимитн, в 3 км от берега моря, резко выделяется с. Лимимтэ, имеющая высоту около 300 м. Вершинная часть этой сопки образована слоем туфобрекчий, залегающим среди дислоцированных опокovidных пород плиоценовой свиты м. Плоского. На юго-восточном склоне сопки толща опокovidных пород вмещает небольшой шток (бисмалит) базальта, внедрившегося во время отложения вмещающих пород. Внедрение базальта заключилось, повидимому, взрывом, выбросившим слой туфобрекчий, но не сопровождалось излиянием лавы. Диаметр штока — около 75 м. Этот своеобразный вулканический эмбрион достоин того, чтобы его описать более подробно, но в настоящей работе я ограничусь только краткой характеристикой базальта.

Макроскопически базальт представляет собой мелкозернистую черносерого цвета породу, содержащую небольшие миндалины кальцита.

В состав базальта входит идиоморфный полисинтетически сдвойникованный свежий основной лабрадор, развитый в породе в довольно крупных кристаллах-вкрапленниках и в более мелких кристаллах, постепенно уменьшающихся в размерах до размеров микролитов.

Также свежим в породе сохраняется авгит, развитый в породе в виде крупных неправильных зерен.

Большое количество первичного оливина, сохранявшегося в очень редких случаях в виде реликтов, замещено тальк-карбонатными агрегатами. Иногда эти агрегаты окружены венчиком крупных зерен пироксена.

Базальт содержит в большом количестве миндалины карбоната и мелкие миндалины неправильной формы халцедона.

Химический анализ базальтов, произведенный В. А. Егоровым, показывает содержание в породе (в %).

SiO ₂	48.05	BaO	—
TiO ₂	0.85	Na ₂ O	2.30
Al ₂ O ₃	13.51	K ₂ O	1.03
Fe ₂ O ₃	1.58	P ₂ O ₅	0.15
FeO	6.47	CO ₂	3.29
MnO	0.13	H ₂ O ⁻¹¹⁰ . . .	1.38
MgO	7.30	И. п. пр. . .	6.04
CaO	8.38		
			100.46

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$3.28 \bar{R}O \cdot R_2O_3 : 5.63 SiO_2; \quad \alpha = 1.79;$$

$$R_2O : RO = 1:8.7.$$

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ о. КАРАГИНСКОГО

В геологическом отношении о. Карагинский не представляет собой самостоятельного целого, а является частью обширного района, примыкающего к п-ову Камчатке; следовательно, в своем историческо-геологическом развитии он теснейшим образом связан с Камчаткой. Геологическая история Камчатки может быть с тем или другим успехом прослежена со времени докембрия или палеозоя, так как в центральных ее частях нам известны метаморфизированные докембрийские или палеозойские осадки, представленные парагнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, филлитами и некоторыми другими кристаллическими сланцами. Сланцы эти вмещают интрузии нормальных калишпат-плагноклазовых слюдяных гранитов, некоторая часть которых представляет, повидимому, продукт кристаллизации анатектитовых магм. Это может быть оправдано наличием сильной мигматизации гнейсов и характером необычайной перемешанности магматического и гнейсового материала, так что не представляется возможным их разделить даже при детальном картировании. На о. Карагинском породы докембрийского или палеозойского возраста, могущие отвечать таковым Центральной Камчатки, совершенно отсутствуют, и его геологическая история становится до некоторой степени ясной только со времени нижнего мела, осадки которого являются древнейшими образованиями о. Карагинского. Но и дальнейшая геологическая история острова остается недостаточно палеонтологически документированной, так как мезозойские осадки его почти лишены палеонтологических остатков.

В нижнемеловое время мы застаем район о. Карагинского в стадии геосинклинали, характеризующейся отрицательным движением земной коры, которое сопровождалось накоплением мощных осадочных толщ морского происхождения, а также подводными излияниями основной магмы, и привело к образованию пластовых залежей спилитов и диабазовых порфиритов среди нормальноосадочных пород. В этот период, охватывающий время образования свит м. Ровного и м. Промежуточного, отлагаются кремнистые породы, содержащие радиолярии, черные глинистые сланцы и темносерые песчаники, причем кремнистые породы приурочены исключительно к более древним осадкам свиты м. Ровного.

В верхнемеловое время район о. Карагинского становится ареной сильного проявления вулканизма, сопровождающегося накоплением мощных толщ кластического и лавового вулканогенного материала, входящих в выделенную нами порфиритовую свиту, в составе которой — мощные покровы и потоки авгитовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий. Подчиненную роль играют нормальноосадочные слои песчаников и глинистых сланцев, содержащих представителей рода *Dentaliidae*; эти слои выделены нами под названием слоев Цветатыр.

Массовые излияния порфиритов предшествовали крупной орогенической фазе, дислоцировавшей меловые слои о. Карагинского с образованием

складчатых структур северо-восточного направления, и сопровождался интрузивным вулканизмом. В первую фазу интрузивного вулканизма внедрилась в мезозойские толщи перидотитовая магма, образовавшая ряд массивов, вытянутых в северо-восточном направлении. Отсутствие геологических и минералогических переходов от перидотитов к другим изверженным породам, т. е. наличие совершенно самостоятельных перидотитовых тел, прорывающих меловые образования, с определенностью указывает на самостоятельно существовавший магматический расплав перидотитового состава. Являлся ли этот перидотитовый расплав происходящим в результате магматической дифференциации основной магмы, массовое излияние которой предшествовало внедрению перидотитового расплава, или он представлял собою совершенно самостоятельную первичную перидотитовую магму — говорить об этом можно только предположительно, так как решение этого вопроса стоит за пределами возможных наблюдений.

В последующую фазу интрузивного вулканизма следовало внедрение магматических масс диоритового, вернее — гранодиоритового, состава, если не ограничиваться только рассмотрением о. Карагинского, но привлечь данные геологии п-ова Камчатки; на Камчатке широким распространением пользуются гранодиориты и кварцевые диориты, диориты же имеют очень подчиненное значение.

Время орогенической фазы, дислоцировавшей меловые образования о. Карагинского и п-ова Камчатки, определяется несогласным налеганием олигоценовых слоев на дислоцированные верхнемеловые. По всей вероятности, на Камчатке главной фазой альпийского орогенеза была ларамийская фаза.

До начала отложения олигоценовых океанских слоев и туфогенной свиты геологическая история о. Карагинского остается неясной; повидимому, орогенез привел к образованию здесь суши, затопленной в верхнем олигоцене морем. Таким образом, в верхнем олигоцене и нижнем миоцене район о. Карагинского испытывал погружение, сопровождавшееся трансгрессией моря, которая в западной Камчатке, повидимому, наступила уже в нижнем палеогене. Это олигоценовое погружение области о. Карагинского сопровождалось вулканизмом в эффузивной форме. Вулканы этого времени носили характер центральных вулканов и были расположены в районе м. Тонс на восточном побережье и в районе с. Каккальту в Каккальтской депрессии. Именно в этих районах развиты олигоцен-миоценовые туфобрекчии и туфоконгломераты, переслаивающиеся с потоками андезито-базальтов и базальтов.

Спокойное погружение области продолжалось в течение всего миоцена, во время которого отлагались сравнительно мелководные, главным образом песчанистые, отложения свит песчаников с *Laternula besshoensis* и пестроцветной. На границе миоцена и плиоцена после отложения пестроцветной свиты миоценовые слои пликвативно дислоцируются с образованием структур северо-восточного простирания. Эта складчатая фаза охватила не только район о. Карагинского, но проявилась и в западной Камчатке. Плешаков (1938) выделяет для западной Камчатки алеутскую фазу складчатости, проявившуюся, по его мнению, между средним и верхним миоценом. Далее он указывает, что в основании кавранской свиты развиты валунные конгломераты, мощностью до 400 м и больше, что указывает на деформации, происходившие перед отложением кавранской свиты. Согласно Слодкевичу (1938), возраст нижнего отдела кавранской свиты определяется нижне- и среднеплиоценовым, и, следовательно, алеутская фаза проявилась не между средним и верхним миоценом, как это утверждает Плешаков, а именно на границе миоцена и плиоцена, т. е. одновременно с миоцен-плиоценовой складчатостью о. Карагинского. Морские отложения нижнего плиоцена на-

чинаются отложениями грубых песчаников с гальками миоценовых андезито-базальтов, выделенными нами в стратиграфическом очерке в отдельную свиту, носящую название песчаников с *Mya karaginskiensis*. Песчанники содержат, кроме раковин морских моллюсков, также обуглившиеся древесные остатки, что с общим грубозернистым характером этих осадков указывает на прибрежный характер условий их отложения.

В среднем плиоцене фациальные условия изменяются, и песчаннистые отложения сменяются отложениями опоковых пород свиты м. Плоского, что обусловилось некоторым отрицательным движением области. Если миоценовое погружение сопровождалось относительно сильным вулканизмом в районе о. Карагинского, то плиоценовое погружение сопровождалось только мощным эксплозивным выбросом туфов и туфобрекчий с одновременным внедрением в опоковые слои бисмалита оливнивого базальта с. Лимимтэ.

Отложение свиты м. Плоского заключилось новыми движениями в районе о. Карагинского, о характере которых определенно говорить трудно; однако ими была обусловлена резкая смена морского режима, поведшая к отложениям грубообломочных пород свиты Анотванна. В песчанниках и конгломератах этой свиты содержатся раковины морских моллюсков, кости китообразных и древесные растительные остатки.

Плешаков в цитированной выше работе указывает на угловое несогласие внутри плиоцена западной Камчатки и выделяет самостоятельную плиоценовую фазу складчатости, называемую им татарской фазой. Как видим, материалы наших наблюдений на о. Карагинском подтверждают наличие движений в верхнем плиоцене в Камчатской области. В течение верхнего плиоцена удерживается морской режим в районе о. Карагинского. После отложения грубообломочных пород свиты Анотванна отлагаются тонкозернистые песчаные осадки свиты Лимимтэ и слоев бухты Ложных Вестей; последние, возможно, отлагались в плейстоценовое время, как и пикнеанотванские пески. Таким образом, можно видеть, что в верхнем плиоцене район о. Карагинского вновь испытывал отрицательные движения, которые заключились плейстоценовой фазой складчатости, обусловившей деформации верхнего плиоцена, слоев бухты Ложных Вестей и нижнеанотванских песков.

Следует отметить тот факт, что в западной Камчатке самые верхние горизонты плиоцена представлены континентальными грубообломочными породами, содержащими линзы бурого угля, в то время как на о. Карагинском морской режим удерживался в течение всего плиоцена.

С плейстоценовой фазой складчатости одновременными являются крупные дизъюнктивные дислокации, разбившие мезозойский консолидированный фундамент на ряд глыб. Повидимому, эта фаза сопровождалась крупным поднятием, которое вывело большую часть Камчатки из-под уровня моря. В этот период раннего плейстоцена, следует думать, о. Карагинский соединялся сушей с Камчаткой, и только позднее опускание суши отделило его от Камчатки проливом.

Плейстоценовое опускание охватило не только о. Карагинский, но и Камчатку, на морских побережьях которой повсеместно наблюдаются морские террасы. На о. Карагинском наивысшей морской террасой является терраса в 300—350 м абс. выс. Двали (1936) указывает для п-ова Камчатского мыса морскую террасу высотой 500 м. Трудно сказать, было ли в действительности такое грандиозное опускание области или следы плейстоценовой морской трансгрессии вследствие неравномерного тектонического поднятия отдельных глыб были приподняты в отдельных случаях на очень большую высоту. В Южной Аляске, как указывает Сакс (1937), морской плейстоцен вследствие интенсивного развития тектонических процессов подвергся крупным вертикальным перемещениям, иногда приподняв на

сотни метров, собран в складки и перебит сбросами. Так, на горе Сент-Элиас Д. Руссель и А. Маддрен нашли морской плейстоцен с фауной и ледниковыми валунами на высоте 600—1500 м. Эти факты свидетельствуют о крупных глыбовых поднятиях, при которых отдельные глыбы испытывали несколько бóльшие поднятия, чем целые большие области. К глыбам, испытавшим бóльшие поднятия, следует отнести п-ов Камчатского мыса и о. Карагинский, так как в других частях Камчатки следов аналогичных поднятий не обнаруживается, но повсеместно наблюдаются морские террасы с меньшим превышением над уровнем современного моря. Плейстоценовая трансгрессия моря привела к отделению о. Карагинского от Камчатки. Сам остров в это время не имел современных очертаний, а состоял из группы отдельных небольших островов. Так, южная часть острова с сопками Снегур и Южной была причленена к северной его части только ко времени отступления моря после формирования 50-метровой террасы. Надо сказать, что и очертания Камчатки также были совершенно другие; западная ее часть главным образом находилась под уровнем моря, а п-ов Камчатского мыса представлял собою остров, отделенный от Камчатки проливом, располагавшимся по линии: залив Озерной — Нерпичье озеро — залив Камчатский. Только ряд последовательных поднятий, отмеченных в настоящем существованием морских террас, и постоянно действующая морская абразионная и аккумулятивная деятельность привели к современной форме острова.

В плейстоцене о. Карагинский подвергся локальному оледенению, охватившему только наиболее возвышенные части острова, расположенные у горного массива Саконоваль. Оледенение носило горно-долинный характер. Ледники, вытекая из ледниковых цирков, спускались в долины и доходили до подножий хребта, где откладывали моренный материал в виде гряд конечных морен, наблюдающихся в настоящее время у западных подножий массива Саконоваль. По времени оледенение о. Карагинского, по всей вероятности, совпадало с поздневисконсинским оледенением Северной Америки.

В настоящее время о. Карагинский, вероятнее всего, продолжает подниматься, но темпы этого поднятия очень малы, что приводит к преобладанию морской абразии в формировании морского побережья. Аккумулятивная деятельность моря проявляется главным образом на западных берегах острова, где ею создана морская коса бухты Ложных Вестей и сформированы намывные прибрежные низменности у устья р. Гнуцваам, и на западе южного полуострова — у м. Лекало.

В плейстоцене и в настоящее время о. Карагинский подвергался и подвержен интенсивному эрозионному расчленению.

* * *

В заключение автор считает своим долгом отметить большую помощь, оказанную научным руководителем Камчатской экспедиции, ныне покойным акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, по инициативе которого был организован геологический отряд о. Карагинского, а также выразить благодарность члену-корр. АН Д. С. Белянкину, Л. В. Криштофович, А. П. Ильиной и проф. П. А. Православлеву.

ЛИТЕРАТУРА

- Д в а л и М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки. — Тр. НГРИ, сер. А, в. 72, 1936.
 Дьяков Б. Ф. О меловых отложениях п-ва Камчатки. — Проблемы советской геологии, т. IV, № 12, 1932.
 Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу п-ва Камчатки. Тигильский район. — Тр. НГРИ, сер. А, в. 83, 1936.

- Д а л и Р. О. Изверженные породы и глубины земли. — ОНТИ, 1936.
- М а ш к о в ц е в С. Ф. и Ч у р и н Н. В. Материалы к геологии и петрографии Северной Камчатки. — Тр. Гл. геол.-разв. упр., в. 59, 1931.
- П л е ш а к о в И. В. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. — Сов. геология, № 6, 1938.
- С а к с В. Н. К четвертичной истории Аляски. — Арктика, № 5, 1937.
- С л о д к е в и ч В. С. Стратиграфия и фауна третичных отложений западного побережья Камчатки, ч. I, 1936.
- С л о д к е в и ч В. С. Третичные пеллециподы Дальнего Востока, т. I, 1938.
- Х а б а к о в А. В. Об ископаемых радиоляриях из сланцев Северной Камчатки. — Изв. Всес. геол.-разв. объедин., в. 46, 1932.
- Щ е р б а к о в А. В. Два геологических пересечения полуострова Камчатки. — СОПС АП, сер. Камчатская, вып. 5, 1938.
- В о г д а н о в и т с c h К. Geologische Skizze von Kamtschatka. — Peterm. Geogr. Mitt., 1904.
-

А. В. ЩЕРБАКОВ

МАРШРУТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАРАГИНСКОМ РАЙОНЕ НА КАМЧАТКЕ

ВВЕДЕНИЕ

В состав Камчатской экспедиции СОПС АН в 1937 г. входило три геологических отряда — Северный, Южный и Быстринский. В настоящем очерке изложены результаты работ Северного геологического отряда.¹

Летом 1937 г. отряду предстояло сделать геологические маршрутные пересечения северной части Камчатки по рр. Дранке, Панкаре и Караге. Эти пересечения следовало сделать с таким расчетом, чтобы на западе сомкнуться с районом работ экспедиции Нефтяного института, охватившей в предыдущие годы своими исследованиями большую часть западного побережья.

Этот объем работ отрядом значительно перевыполнен. Перевыполнение плана было достигнуто за счет того, что силами отряда, помимо работ на самом полуострове, произведены работы на о. Карагинском. Туда с самого начала работ были откомандированы Д. С. Харкевич и топограф В. Д. Троицкий.

Так как Харкевич работал совершенно самостоятельно и добытые им материалы представляют большой интерес, результаты этих работ изложены Харкевичем в отдельной статье. Поэтому ниже будут изложены результаты работ отряда лишь на самом полуострове.

РАБОТЫ ОТРЯДА

Работы отряда начались маршрутом по побережью от сел. Караги к сел. Ивашке. Из Ивашки маршрут был проложен вверх по р. Панкаре, с перевалом через Срединный хребет в р. Палану, по которой не дошли до Паланского озера около 8—10 км. От истоков р. Паланы был произведен перевал в истоки р. Лесновской, а отсюда — к истокам р. Дранки. Вниз по р. Дранке мы спустились несколько ниже впадения в последнюю р. Поперечной и по р. Поперечной перевалили в р. Зимицу. Удалившись сразу же в юго-восточном направлении от р. Зиминой, вышли на р. Карагу у сопки Ваяммытыгер. Отсюда был сделан маршрут вначале по р.левой Караге,² а затем по р. Правой Караге, причем в первом случае до перевала через Срединный хребет мы не дошли около 10—12 км, а во втором случае вышли маршрутом на самый перевал. Возвратившись с перевала к с. Ваяммытыгер, спустились отсюда вниз по реке и 25 сентября возвратились в сел. Карагу.

Всего за время полевых работ на полуострове было проделано 600 км рабочих маршрутов и зафиксировано 184 обнажения горных пород.

¹ Руководитель отряда А. В. Щербаков, его помощники: научный сотрудник Д. С. Харкевич и топографы А. С. Иванов и В. Д. Троицкий.

² Местные жители дают наименование «левая» или «правая», глядя вверх по течению реки.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Из первых исследователей Камчатки ни Эрман, ни Дитмар не были в исследованной нами части полуострова.

Не был в этой части полуострова также и К. И. Богданович (Bogdanowitsch, 1904), работавший на Камчатке в 1897—1898 гг.; однако его работа «Геологический очерк Камчатки», изданная на немецком языке, дает очень важные ориентирующие указания, относящиеся к геологическому строению полуострова; поэтому в дальнейшем изложении по отдельным вопросам геологии полуострова мы будем возвращаться к этой работе.

В 1907—1909 гг. на Камчатке работала Комплексная экспедиция, организованная Рябушинским. Один из участников этой экспедиции, геолог Е. В. Круг, прошел вверх по р. Панкаре: он не оставил в литературе никаких сведений по своим маршрутам.

Имеются также сведения [у М. Ф. Двали (1936)], что инж. Пацвалов прошел восточным берегом полуострова от Усть-Камчатска до бухты Корфа, охватив, таким образом, и часть интересующего нас побережья; никаких материалов по этому маршруту также не опубликовано.

Начиная с 1930 г., на Камчатке ежегодно производит работы Камчатская экспедиция Нефтяного геолого-разведочного института (НГРИ). Участник этой экспедиции М. Ф. Двали зимой 1931/1932 г. для выявления третичных отложений, интересных в нефтеносном отношении, произвел рекогносцировочное обследование восточного побережья между сел. Еловой и сел. Карагой (Двали, 1936), а летом 1932 г. более детально исследовал Паланский район на западном берегу (Двали, 1932).

В интересующей нас части восточного побережья своими рекогносцировочными исследованиями Двали охватил береговую полосу до 20 км шириной, от р. Панкары до р. Караги, а также прошел маршрутами вверх по этим рекам, дойдя по р. Панкаре несколько выше термальных ключей, а по р. Лево́й Караге — до перевала через Срединный хребет. Нашими работами 1937 г. маршруты Двали полностью перекрыты. На западном побережье Двали прошел маршрутом по всем рекам Паланского района, охватив западный склон Срединного хребта почти до водораздела.

Работами 1937 г. мы сомкнулись с Двали по рр. Палане и Оветкотане (правый приток р. Лесновской).

П. Т. Новограбленов, частью на основании личных наблюдений (1930), а главным образом по сведениям от местного населения, приводит некоторые данные об имеющихся в районе минеральных источниках, по без учета геологической обстановки их выходов (Новограбленов, 1932). Позже Б. И. Пийп (1937) по данным Новограбленова и главным образом Двали дает краткое описание источников, причем некоторые из них описывает с учетом геологической обстановки их выхода и приводит для них химические анализы.

За время, истекшее с 1932 г., никаких работ в описываемом районе не производилось. Таким образом, материалами для настоящего очерка послужили наши маршрутные исследования 1937 г., а также рекогносцировочные исследования Двали зимой 1931/1932 г. и частично его летние работы 1932 г.

ОРОГРАФИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАЙОНА

В орографическом отношении описываемый район резко делится на две зоны. Большая западная часть исследованного пространства представляет собой зону Срединного хребта, а к востоку от нее располагается сравнительно узкая наклонная зона прибрежной низменности.

Нашими исследованиями целиком был захвачен лишь восточный склон хребта и в незначительной степени — его западный склон. Водораздел хребта имеет северо-северо-восточное направление и отстоит от берега моря в 90 км по р. Караге и в 65 км по р. Панкаре. Здесь, в центральной части хребта, в пределах описываемого района, абсолютные высоты едва превышают 1000 м. Перевалы через хребет, как и всюду на Камчатке, выпаханы бывшими ледниками и по сравнению с более южными, исследованными нами в предыдущие годы, являются сравнительно низкими.

Здесь, в приперевальной части хребта, сосредоточены признаки бывшего оледенения в виде мертвых кар, ледниковых цирков и трогаобразных долин. В течение всего лета во многих местах здесь сохраняются белые пятна снега, не успевающего стаять за лето.

Рельеф восточного склона хребта является очень своеобразным. Начиная от водораздела, орографически выраженного цепью скалистых вершин, восточный склон хребта полого, под углом от 6 до 10°, одним ровным склоном спускается до самого конца. Боковыми притоками рек этот склон, за редкими исключениями, слабо расчленен на отдельные плосковерхие отроги и столовые горы, имеющие в средней части течения главных рек от 300 до 400 м отн. выс. над уровнем воды.

Такой пологий и плоский склон хребта обусловлен наличием здесь раннечетвертичного покровного эффузивного комплекса, покрывающего, как плащом, все более древние осадочные, метаморфические и магматические образования, обнажающиеся лишь на дне долин и в нижней части их склонов. Покровному эффузивному комплексу принадлежит, таким образом, главная роль в устройстве современной поверхности описываемой части Камчатки.

Эффузивы в верхней части склонов долин имеют высокие отвесные стенообразные обрывы с прекрасной картиной напластования отдельных потоков. Судя по тому, что всюду на восточном склоне хребта потоки падают к востоку под углом в 6—10°, надо полагать, что излияния этих четвертичных (доледниковых) лав происходило на уже выравненную — пенеппенизованную поверхность. Эффузивы являются доледниковыми, так как они часто изъедены ледниковыми карами.

В некоторых местах отдельные высоты, образовавшиеся в результате расчленения эффузивного покровного комплекса, очень похожи на вулканы. Особенно наглядной в этом отношении является с. Ваяммытыгер, находящаяся при слиянии рр.левой и Правой Караги. Но горизонтальное напластование отдельных покровов на склонах этих высот уничтожает ложное впечатление о наличии в описываемом районе вулканов.

Такое же строение, как и описанный выше восточный склон, имеет и западный склон хребта в верховьях р. Паланы.

Другое устройство поверхности имеет западный склон хребта в истоках р. Оветкотаны: сюда, на западный склон хребта, излияний эффузивов не происходило, и горы (абс. выс. до 900—1000 м) у перевала сложены древними (палеозойскими) амфиболитами и сланцами и поэтому имеют плавные и сглаженные очертания; в некотором удалении от перевала горы сложены более молодыми (мезозойскими) туфогенными отложениями и имеют зубчатые вершины и гребни.

Таково строение поверхности Среднего хребта в рассматриваемом районе. Что же касается внутреннего строения хребта, то еще работами прежних лет мы выяснили, что он является складчатым сооружением и имеет антиклинальное строение. Работами 1937 г. это также подтверждается.

Следовательно, на выравненную в начале четвертичного периода поверхность страны, имеющей внутреннее антиклинальное строение, происходили излияния эффузивов. Так как покровный комплекс эффузивов очень обши-

река (занимает всю северную часть Среднего хребта, начинаясь на юге несколько севернее истоков р. Ичи), то и площадь выровненной поверхности была громадна, а это значит, что эта поверхность была низкой по отношению к уровню моря. С начала четвертичного периода произошли значительные поднятия. Так, Двали (1936) сообщает, что на восточном склоне перевала, в истоке р. Лево́й Караги, клочок уцелевших верхнетретичных или постплиоценовых конгломератов в горизонтальном залегании наблюдался на высоте 400—450 м над ур. моря, а на западном склоне хребта, в долине р. Оветкотаны, на плоской поверхности междуречного отрога, имеющего относительную высоту до 500 м над рекой, наблюдались россыпи крупного галечника.

В сторону прибрежной низменности восточный склон хребта обрывается крутым уступом до 150 м отн. выс. Ширина низменности в северной части района достигает 20 км, а в южной суживается до 10 км. Широкими языками она протягивается в западном направлении по долинам рек. В поперечном направлении низменность слегка наклонна к морю. В продольном направлении она представляет собой чередование низменных участков, примыкающих к рекам, и широких невысоких междуречных отрогов, полого поднимающихся к подошве Среднего хребта. Эти отроги к морю обрываются невысокими, до 10—12 м высотой, обрывами, которые подмываются морем. Низменные же участки или являются заболоченными (р. Дранка) или представляют лиманы (рр. Панкара, Каюм), или же являются бухтой (Карагинская бухта).

Поверхности междуречных отрогов представляют собой множество рассеянных в беспорядке бугров и впадин разнообразной величины — от нескольких метров до нескольких десятков метров высотой или глубиной и несколько больших размеров в поперечнике; впадины часто заняты озерами и озерками с различным уровнем воды в них. Часто эти озера вытянуты цепочкой. Такой рельеф часто встречается и в долинах главных рек.

Подобный рельеф в предыдущие годы мы неоднократно встречали в долинах рек западного склона хребта (особенно широким развитием он пользуется в долине р. Камчатки) и относили его к ледниковому ландшафту, образованному поддонными моренами и отложениями подледниковых вод.

Долины рр. Караги, Дранки и Панкары ориентированы в общем в направлении, почти перпендикулярном к простиранию хребта. В нижнем течении реки текут очень медленно и имеют широкие долины с широким плоским дном. Так, ширина долины, наибольшей в исследованном районе р. Караги, при выходе ее на прибрежную равнину равна 5—7 км.

Верхние части течения рек являются сильно укороченными. Здесь они являются типичными горными реками с быстрым падением и с плохо разработанными долинами. Реки здесь имеют водопады, узкие щелеобразные пропилы более древних террас.

Поперечный профиль речных долин приближается к корытообразному, так как в четвертичное время они были заняты ледниками. Но за время, истекшее после оледенения, реки в своем верхнем течении углубили днища долин. Поэтому тальвеги их в случае массивных крепких пород имеют в нижней части долины ящикообразную форму с крутыми или отвесными стенками до 30 м высоты или в случае трещиноватых или более мягких пород — U-образную форму.

Описанные формы продольного и поперечного сечения долин и в особенности наличие водопадов и пропилов свидетельствуют о поднятии области их истоков.

Террасы, которые мы наблюдали в долинах, имеют следующие высоты над уровнем воды в реке:

Пойма	0.5 м	
I — надпойменная	2 »	} встречаются редко
II »	4 »	
III »	6 »	
IV »	10—12 »	
V »	15 »	
VI »	20—25 »	} встречается редко
VII »	30 »	

Из них 10—12-метровая, а также 30-метровая террасы на своей поверхности несут описанный выше ледниковый рельеф из беспорядочно расположенных бугров и впадин. Наличие подобного рельефа, приуроченного к двум уровням, мы на основании еще предшествующих работ связывали с двумя оледенениями Камчатки (Щербаков, 1938).

Наблюдения над речными террасами, и в большей степени данные Двали (1932), показывают, что с начала постплиоцена страна была значительно приподнята. Из описания прибрежной низменности, у которой низменные участки чередуются с повышенными междуречными отрогами, видно, что еще в недавнее время береговая линия была расчлененной, в настоящее время берег является выровненным. Вдоль этого берега проходит современный штормовой вал, за которым располагаются больших или меньших размеров озера реликтового происхождения. Этот штормовой вал заставляет р. Драшку в приустьевой ее части отклониться к северу. В общем характер описываемой части берега во всем похож на западный берег Камчатки от р. Кихчик до р. Воровской, описанный нами в предыдущих работах (Щербаков, 1938). Наличие как там, так и тут выровненного берега, наличие современного штормового вала, частично перекрывающего расположенные за ним образования прибрежной низменности, наличие расположенных за штормовым валом реликтовых озер и отклонение приустьевых частей рек, когда они некоторое расстояние перед впадением в море протекают вдоль штормового вала, а также отступление размываемых береговых обрывов междуречных отрогов, мы объясняем тем, что в настоящее время имеет место положительное движение береговой линии или наступление моря на сушу.

Вследствие наступления моря штормовой вал постоянно обновляется и, подпирая приустьевые части рек, заставляет их отклоняться, а береговые обрывы междуречных отрогов подмываются и отступают внутрь страны.

СТРАТИГРАФИЯ

Из всех коренных образований лишь возраст третичных образований, охарактеризованных фаунистически, нами определен с большей или меньшей степенью достоверности; возраст же всех остальных образований мы определяем условно на основании геологических соображений и петрографических особенностей, а также по аналогии с другими районами Камчатки, изученными нами или другими лицами в предшествующие годы.

Палеозой (?)

Породы, отнесенные нами условно к палеозою, развиты на перевале из р. Правой Караги в истоки р. Оветкотаны. Преобладающее развитие здесь имеют туфогенные сланцы. Лишь в виде отдельных обнажений среди туфогенных сланцев встречены амфиболит и кварцевый роговик.

Туфогенные сланцы. Макроскопически это очень тонкозернистые, обычно сильно пльчатые, серо-зеленые или коричневато-серые породы. Часто они рассечены в разных направлениях тонкими трещинками, выполненными кварцем или карбонатом.

Под микроскопом сланцы состоят из очень тонкозернистой, сильно разложенной и сильно карбонатизованной и ожелезненной массы. Иногда видно, что эта масса состоит из карбонатно-кварцевого агрегата. В этой массе рассеяны порфиновые зерна полевых шпатов и кварца, встречаются участки с сохранившимися реликтами порфировой структуры, напоминающие обломки эффузивов. Кое-где рассеяны зернышки пироксенов и роговой обманки. В шлифах видно также, что породы разбиты серией кварцевых или карбонатных жилков, а в некоторых случаях наблюдаются прожилки актинолита и гидроокислов железа.

Отличительной чертой сланцев этой группы является то, что они по сравнению с сланцами более позднего возраста (мезозойскими) подверглись сильному катакластическому метаморфизму, а частично (в некоторых случаях) и пирометаморфизму. Сланцы этой группы возникли из сланцев или туфов, т. е. из мягких пород, с образованием только небольшого числа новых минералов. В некоторых случаях более устойчивые минералы (например порфиновые полевые шпаты) или обломки пород менее истерты. Они выделяются в виде псевдопорфировых вкрапленников среди тонкого материала с истертыми мягкими составными частями и дают порфирокластическую структуру. В шлифах из этих сланцев видна шлобчатость и раздробленность порфиробластовых вкрапленников.

Описанные явления совершенно не наблюдаются в мезозойских или третичных сланцах, в которых пирометаморфизм не сказался, а катаклиз наблюдался лишь в одном случае.

Вторая группа палеозойских пород менее многочисленна и представлена амфиболитами и роговиковыми сланцами.

А м ф и б о л и т ы. Макроскопически это тонкозернистая, серо-зеленая, очень крепкая, оскольчатая порода.

Микроскопически амфиболит состоит главным образом из роговой обманки и известково-натрового полевого шпата, реже — авгита и диаллага как заместителя роговой обманки. В виде примеси распространены: апатит, в округлых зернах или призматических кристаллах, титанистый железняк, магнетит (реже) и рутил; очень редко встречается ортоклаз. В виде аксессуарных минералов встречаются эпидот и цоизит и, редко, вторичный кальцит. Тонкозернистые составные части амфиболита в шлифе расположены в беспорядке, иногда до мирмекитоподобного проникновения различных частей, что видно на примере роговой обманки и плагиоклаза.

К в а р ц е в ы й р о г о в и к. Порода с ярко выраженной роговиковой структурой, на 70% состоящая из кварцевых зерен. Кварц очень чистый и неразложенный, лишь очень редко встречаются буроватые ожелезненные пятна. Подчиненное значение имеет плагиоклаз с двойниками. Кварц и плагиоклаз имеют полигональные очертания с бросающимися в глаза прямолинейными контурами. В виде аксессуарных минералов в породе встречаются ксеноморфные кордиерит и андалузит.

Мезозой — нижний палеоген

Породы, отнесенные нами сюда, развиты в верховьях всех главных рек, по которым мы прошли маршрутами. Обнажаются они исключительно лишь на склонах речных долин, и притом в нижних их частях, так как сверху эти породы прикрыты комплексом эффузивных четвертичных образований.

Дваля выделяет эту толщу пород, называя ее свитой Щековского хребта.

Большой возрастной диапазон этой толщи обусловлен тем, что она, будучи в общем очень однородной, с литологической стороны является аналогом многих других толщ и свит на Камчатке, имеющих широкое распро-

странение, причем в некоторых из этих свит найдена верхнемеловая фауна¹ [в Паланском районе — в низах туфогенной свиты (Двали, 1932)], а другие, не охарактеризованные палеонтологически, залегают под песчано-глинистыми сланцами, имеющими олигоценовый возраст (в Тигильском районе), или же, наконец, являются аналогами и третичных образований (богачевская свита).

Обращает на себя внимание преобладающее развитие в описываемой толще туфогенных пород и порфиритов. Песчаники, песчанистые сланцы и глинистые сланцы терригенного происхождения были встречены здесь лишь в единичных обнажениях. Среди туфогенных пород преобладающее значение имеют туфобрекчии и туфы порфиритов, а также туфопесчаники. Значительно реже встречаются кристаллические туфы и, в единичных обнажениях, туфогенные сланцы.

Ниже дадим краткое описание всех этих образований.

П о р ф и р и т ы. Это главным образом темные, с различными зеленоватыми оттенками породы. В сравнительно редких случаях макроскопически хорошо заметно порфиридовидное строение этих пород.

Под микроскопом в большинстве случаев нет возможности распознать материнскую породу, и лишь в редких случаях по сохранившимся реликтам первоначальной структуры можно выделить порфириты андезитовые или порфириты базальтовые. Андезитовые и базальтовые порфириты, в отличие от остальных, не имеют и зеленоватых оттенков и являются или темно-серыми, или темными лиловато-бурыми.

В верхнем течении р. Лево́й Кара́ги (наш конечный пункт маршрута по этой реке), на левом ее берегу, кроме того, мы наблюдали большие осыпи почти белых, с бурыми пятнами и разводами, порфиритов, оказавшихся сильно алуинитизированными и окремненными.

Разновидности описываемых палеотипных эффузивов представляют собой породы, потерявшие первичные структурные признаки, и сложены преобладающими вторичными минералами.

Из первичных минералов этих пород наиболее сохранился плагиоклаз. Однако он представляет собой зачастую лишь реликты отдельных кристаллов плагиоклаза, замещенного мелкокристаллическим агрегатом вторичных минералов. В некоторых случаях наблюдаем отдельные сохранившиеся участки плагиоклаза, который интенсивно целитизирован.

По кристаллам плагиоклаза, заменяя первичное вещество, обычно развивается агрегат зерен карбоната, кварца и хлорита. Карбонат представлен мелкими кристаллами кальцита, лишенного правильной огранки, являя собой скопление округлых зернышек, обычно размером не превышающих 0.1 мм. Иногда наблюдаются и более крупные кристаллы кальцита, имеющие характерную штриховку. Кварц представлен мелкозернистым агрегатом зерен, беспорядочно рассеянных между зернами кальцита, а иногда развивающихся в виде прожилок. Иногда наблюдается волнистое погасание кварца. Хлорит развит в виде зернистых и игольчатых агрегатов чрезвычайно мелких кристалликов. Иногда наблюдаются реликты цветных минералов. Среди последних видны пироксены, замещенные агрегатом хлорита и железистыми окислами.

Основная масса выполнена агрегатом вторичных минералов, среди которых иногда случайно уцелели отдельные микролиты плагиоклаза.

Среди агрегатов вторичных минералов преобладают карбонаты, кварц, хлорит и цеолиты. Карбонаты представлены кальцитом и сидеритом, расположенными как среди основной массы породы в виде мелких кристаллов и агрегатов, так и развитыми в виде прожилок по тонким трещинам, ориентированным в разных направлениях. Кварцевые агрегаты развиты как

¹ Фауна найдена М. Ф. Двали в 1937 г., но пока не обработана.

в виде рассеянных по основной массе породы зерен, так и отдельными участками, где часто наблюдается развитие неправильных зерен кварца, до 0.5 мм размером, крустифицированных по краям более мелкими зернышками кварца. Быть может, здесь наблюдается регенерация кварцевых зерен. Развивается кварц и в виде прожилок в породе, выполненных мелкозернистым агрегатом зерен. В кварце часто наблюдается волнистое погасание. Хлорит в основной массе породы развит в виде мелких игольчатых агрегатов, в беспорядке рассеянных среди зерен вторичных минералов.

Основная масса породы часто интенсивно окрашена железистыми окислами. Отдельные агрегаты вторичных минералов часто развиваются в виде отдельных миндалин, окрашенных бурой каймой железистых окислов.

Туфы и туфобрекчии порфиритов. Обычно это — пестрые зеленовато-серые или серо-зеленые цементированные кластические породы. Угловатые обломки величиной от нескольких миллиметров до 1—1.5 см и, очень редко, в некоторых туфобрекчиях, до 5—10 см в поперечнике находятся в цементе из более мелких обломков и туфа. Но часто кластическими включениями являются обломки андезита гналошилитовой и витрофировой структуры. Плагноклаз андезитов большей частью пелитизирован как по периферии, так и в центральной части. Плагноклаз относится к типу андезина и лабрадора.

Основная масса андезита обычно сильно разложена — окварцована и карбонатизирована. Цветные минералы обычно полностью разложены и замещены железистыми окислами и хлоритом. Таким образом, наряду с порфиритовыми туфами или туфобрекчиями здесь развиты и андезитовые туфы и туфобрекчии. В последних более крупные кластические включения находятся в мелкообломочной массе, состоящей из обломков кристаллов плагноклаза и отдельных зерен пироксена и рудных. Плагноклаз обычно интенсивно пелитизирован, а зерна пироксена окружены каемкой гидроокислов железа.

Основная масса туфа и туфобрекчий состоит из вулканического пепла колломорфного, иногда слабо слоистого строения. Встречаются развитые в отдельных участках неправильные известковые образования, представляющие сростки мелких кристаллов карбоната, среди которых встречаются мелкие зернышки кварца и серицита. В основной массе также встречаются скопления гидроокислов железа, обнаруживающих скорлуповатое concentрическое строение оолитового типа.

Некоторые участки туфов отличаются значительным окремнением: кварц развивается мелкозернистым агрегатом, среди которого попадают кристаллы карбоната, иногда с двойниковой решеткой.

Наблюдается интенсивная алунитизация отдельных участков туфов. В этом случае в основной массе развивается мелкозернистый агрегат из мелких неправильных кристалликов алунита, карбоната и кварца. Вся порода окрашена бурыми окислами железа.

В плотных разностях туфов наблюдается развитие мелких неправильных прожилок, выполненных кварцем и карбонатом (кальцитом). Кварц, выполняющий прожилки в виде неправильных зернышек, иногда отличается волнистым погасанием.

Туфопесчаники. Из туфогенных пород после порфиритовых и андезитовых туфов и туфобрекчий большим распространением пользуются туфопесчаники.

Это мелкозернистые или среднезернистые, в большинстве серые или темносерые породы, часто с зеленоватым оттенком.

Среди включений в основной массе туфопесчаников преобладают более окатанные компоненты. Помимо андезита и продуктов его разрушения, встречаются отдельные зернышки кварца, отличающиеся окатанностью.

Наблюдаются некоторое фракционирование обломочного материала и более развитая слоистость. Прослои более крупнозернистых разностей туфопесчаников перемежаются с прослоями мелкозернистых песчаников.

Среди обломочного материала этих туфопесчаников попрежнему попадаются более окатанные обломки андезитов и обломки плагиоклазов.

Строение основной массы этих пород приобретает более пелитовый облик. Карбонаты и гидроокислы железа в этих породах равномерно рассеяны в основной массе, не образуя обособленных агрегатов. Часто наблюдается развитие хлорита. Карбонатно-кварцевые прожилки в этих породах встречаются так же, как и в туфах.

Песчаники и песчанистые сланцы. По отношению к туфовым породам эти породы имеют резко подчиненное значение.

Обычно это более или менее тонкозернистые светло- или темносерые, с зеленоватым оттенком, а иногда почти черные породы. Наблюдаются как слоистые, так и неслоистые разновидности этих пород.

Микроскопическое исследование песчаников показало, что основная масса их сложена более или менее равномерно зернистым агрегатом зерен кварца мозаичной структуры. Среди кварцевых зерен наблюдаются неравномерно рассеянные окатанные обломки кристаллов плагиоклаза. Наблюдается замещение по периферии обломков плагиоклаза мелкозернистым агрегатом кварцевых зерен. Среди мелкозернистой массы кварцевых зерен зажаты неправильные агрегаты зерен хлорита. Среди цемента породы наблюдается также развитие карбонатного агрегата. Микроскопическое исследование слоистых разностей показало, что слои тонкозернистого пелитового состава, окрашенные железистыми окислами, переслаиваются с прослоями, сложенными более крупнозернистыми скоплениями кварцевых зерен. Часто развиты также прослои, сложенные слабо окатанным неравномернозернистым песчаником. По границам отдельных прослоев иногда наблюдается образование вторичного хлорита, развитого в виде чешуйчатых табличек, растущих перпендикулярно наслоению породы. Структура цемента описанных песчаников алевропелитовая.

Песчанистые сланцы не имеют микроскопически выраженной слоистости и имеют следующее строение: алевритовые частицы представлены обломками плагиоклаза, мелкими зернами кварца, рудными зернами и пластинками мусковита. Весь этот материал более или менее равномерно рассеян в цементе, представленном бесструктурным ожелезненным пелитовым веществом, среди которого также встречаются агрегаты вторичного хлорита. В некоторых шлифах породу часто пересекают трещинки, выполненные мелкозернистым агрегатом кварцевых зерен, имеющих волнистое погасание, а также агрегатом зерен кальцита и сидерита. Структура пород алевропелитовая.

Глинистые сланцы были встречены всего лишь в одном обнажении в истоках р. Дранки.

Макроскопически это темнокоричневые плитковато-слоистые сланцы, залегающие в туфе, быстро переходящем к почве в порфиритовую туфобрекчию.

В шлифе среди кристаллического агрегата карбонатных и кварцевых зерен с большой примесью глинистых частиц много мелких неравномернозернистых угловатых обломков полевого шпата, значительно меньше пироксена и немного сильно разложившейся роговой обманки. Слоистость очень мелкая и хорошо выражена.

Третичные отложения

Развиты на восточном склоне Срединного хребта, в нижней и средней частях бассейнов рр. Дранки и главным образом Караги.

На основании данных исследований маршрутного характера третичные отложения стратиграфически мы делим на две толщи. Более древней из них является дранкинская толща, а более молодой — карагинская толща.

Мiocен — средний плиоцен

Дранкинская толща

Отложения этой толщи являются туфогенными. Преобладающим развитием здесь пользуются туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты андезитов и базальтов и туфопесчаники. Резко подчиненное им значение имеют нормальные известковистые песчаники, глинистые песчаники и кремнистые сланцы.

Туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты. Общий цвет этих пород серый, с различными зеленоватыми оттенками. Макроскопически это кластические породы с размерами обломочных включений от нескольких миллиметров до 1—2 см в поперечнике. Кластические включения обычно угловаты и не окатаны, хотя в некоторых случаях наблюдаются и окатанные включения, дающие переходы к туфоконгломератам.

Среди кластических включений туфов и туфобрекчии наблюдаются главным образом обломки андезита порфировой структуры. В андезитах видны немногочисленные разложившиеся кристаллы плагноклазов; в основной массе бурое стекло с наибольшим количеством микролитов плагноклаза, а в туфоконгломератах, кроме андезитов, среди кластических включений наблюдаются слабо окатанные обломки разнообразных песчаников, сланцев и порфиритов. Под микроскопом видно, что основная масса пород состоит из угловатых или слегка окатанных обломков упомянутых выше пород и угловатых или слегка окатанных обломков плагноклаза, кварца; кое-где рассеяны рудные зерна. Иногда в основной массе породы присутствуют небольшие количества пепла. Цемент карбонатный (в виде агрегатов мелких зерен) или глинисто-железистый.

Постепенными переходами описанные породы связаны с туфопесчаниками, имеющими в составе толщи подчиненную роль.

Туфогенные песчаники. Это довольно крепкие породы различной крупности зерна и различной окраски. В одних случаях они являются тонкозернистыми или среднезернистыми, и тогда это более темные породы, темносерого или табачно-коричневого цвета, в других случаях это — крупнозернистые породы, и тогда они являются более светло окрашенными. Но в упомянутой закономерности между крупностью зерна и окраской наблюдаются и исключения в зависимости от преобладания то терригенного, то туфогенного материала.

Песчаники развиты то в виде отдельных горизонтов до нескольких десятков метров мощности, то в виде отдельных слоев или пачек и переслаиваются с вышеописанными туфами и туфобрекчиями, а также с туфоконгломератами. Часто мы обнаруживали эти песчаники и в виде ксенолитов, до нескольких метров в поперечнике, среди четвертичных андезитовых и базальтовых покровов.

Песчаники обычно являются хорошо слоистыми и часто содержат растительный мусор и растительные остатки очень плохой сохранности.

Под микроскопом песчаники отличаются плохой окатанностью обломков кварца, полевого шпата и других минералов. В породе преобладают обломки туфогенного происхождения. Очень редко в песчаниках туфогенный материал почти отсутствует или встречается в незначительном количестве. Песчаники в большинстве случаев неравнозернисты, причем обломки андезитов и базальтов имеют наибольшую величину. Цветных минералов встречается очень мало. Цементом песчаников является главным образом глинистый материал с примесью карбоната и, реже, кварца; ожелезнение встречено только в одном случае, и то не сильное.

Сланцы. Среди третичных отложений сланцы были встречены в единичных обнажениях.

Макроскопически это темносерые, почти черные, очень тонкозернистые, довольно крепкие и сильно оскольчатые породы. Отдельность очень мелкая, неправильная, объясняется наличием большого числа трещинок, ориентированных в разных направлениях и выполненных карбонатом.

Сланцы состоят из неравномерно тонкозернистого материала с средней или плохой окатанностью зерен; редко окатанность зерен хорошая. Состоят главным образом из зерен плагиоклаза и кварца. В некоторых сланцах попадаются обломки доломита и рудные зерна. Цветные отсутствуют. Цемент сланцев глинистый с наличием пепла, причем последний играет очень существенную роль. В цементе довольно много мелких растительных остатков.

В одном из шлифов видно, что сланец перемят и имеет следы катакластического метаморфизма.

П о р ф и р и т. Среди описанных третичных отложений в нижней части толщи встречены небольшие и единичные залежи порфирита.

Макроскопически это серые породы с частыми и мелкими (до 0.5 мм) выделениями полевых шпатов.

В шлифах видны многочисленные зерна плагиоклаза в основной массе из алуинитизированных и каолинитизированных микролитов плагиоклаза и отдельных зернышек кварца. Порфириты определяются как порфириты типа андезита.

В самом верху дракинской толщи в грубозернистом туфогенном песчанике (обн. 178) встречена фауна *Mutilus*. Здесь мы имеем дело с банкой, так как количество фауны большое, но вся она принадлежит исключительно одному виду.

По Слодкевичу, занимавшемуся изучением нашей фауны, этот вид найден на западном побережье Камчатки в нижнем отделе кавранской свиты (только!), и поэтому настоящее обнажение, со значительной долей вероятности, можно отнести к нижнему или среднему плиоцену. Но нижняя часть описанной толщи имеет более древний возраст. Скорее всего, она имеет миоценовый возраст, так как миоцен Камчатки характерен проявлениями вулканической деятельности. Этот возраст на Камчатке имеют многие вулканогенные третичные отложения, но где в Карагинском районе проводить границу между миоценом и плиоценом, мы не знаем. Судя по нашим работам предыдущих лет в других районах Камчатки, мы считаем, что плиоценовые отложения трансгрессивно с угловым несогласием залегают на миоценовых, а третичные, в свою очередь, трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на мезозойских.

Верхний плиоцен

Карагинская толща

Наблюдения, произведенные в 1937 г. над единичными обнажениями в нижней части течения р. Караги, и собранный здесь фактический материал, а также наблюдения М. Ф. Двали по р. Таклеваям (левый приток р. Караги) дают возможность выделить по р. Караге толщу пород, которую мы назвали карагинской толщей. Эта однообразная толща пород состоит из мелкозернистых или среднезернистых серых или серо-желтых, некрепких глинистых песчаников.

Под микроскопом основная масса песчаников сравнительно равномерно-зернистая, с средней или плохой окатанностью зерен. В состав песчаников входят кристаллы плагиоклаза, реже — кварца, еще реже — роговой обманки, пироксена и рудных, сцементированных темнобурым глинистым цементом с кварцем и карбонатом.

Песчаники содержат фауну (обн. 180), среди которой Слодкевичем определены следующие виды: *Astarte cf. rollandi* В е г н., *Cardita piltunensis*

S l o d., *Cardium* sp. *indet.* (I) (ex. gr. *Serripes groenlandicus*), *Cardium* sp. *indet.* (II), *Cardium* sp. *indet.* (III), *Cardium* sp. *indet.* (IV). *Laevicardium* (*Cerastoderma*) sp. ex. gr. *L. californiense* (D e s h.), *Laternula* (*Aelga*) *kantschatica* sp. *nova*, *Macoma quadrata* sp. *nova*, *Turritella* sp. *indet.*, ходы *Corophioides*, причем в другом обнажении (179) окаменелости моллюсков совершенно отсутствуют, но вся порода пронизана многочисленными ходами червей.

Если исключить новые и не определенные до вида формы, то, по заключению В. С. Слодкевича: *Astarte* cf. *rollandi* известна от верхнего плиоцена доньше, *Cardita piltunensis* встречается в верхнем плиоцене. *Laevicardium* ex. gr. *californiense*, хотя и встречается от миоцена доньше, но чаще всего известна в плиоцене. Таким образом, фауна обн. 180 имеет верхнеплиоценовый возраст и наибольшее сходство обнаруживает не с исключительно богатой верхнекавказской свитой, а с значительно более бедной помырекой свитой (тоже верхний плиоцен), развитой на п-ове Шмидта.¹

Четвертичные образования

В предыдущей работе (Щербаков, 1938) мы довольно подробно разбирали вопрос о том, где на Камчатке проводить границу между третичными и четвертичными образованиями, и пришли к выводу, что при установлении этой границы можно руководствоваться тектоническими соотношениями, считая, что плиоценовые образования всегда дислоцированы и трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются постплиоценовыми образованиями, но при этом надо иметь в виду, что последние не везде лежат горизонтально и, возможно, местами слабо дислоцированы (Дьяков, 1936).

Согласно этим признакам, а также на основании морфологических особенностей и их состава в разрезе четвертичных образований описываемого района мы выделяем (снизу вверх): покровный эффузивный комплекс, ледниковые отложения, древние аллювиальные отложения и современные аллювиальные отложения, а также отложения устьев рек и прибрежно-морские. При этом мы грубо делим их на постплиоценовые, охватывающие по времени образования доледниковую фазу, фазы первого и второго оледенения и межледниковую фазу (Криштофович, 1932), и постледниковые (включая сюда и современные).

Постплиоцен

Покровный эффузивный комплекс Среднего хребта

Выше, в разделе об орографии и геоморфологии района, мы упоминали о том, что этим образованиям принадлежит главная роль в строении рельефа описываемой части полуострова, а также о том, что излияния этих лав происходили на уже выровненную пенеппенизированную поверхность. Эффузивы являются четвертичными доледниковыми, так как, перекрывая и верхний плиоцен, они являются недислоцированными и в то же время часто изъедены цирками и карами.

По Двали (1936), в основании этого покровного комплекса залегают клочки континентальных отложений, которые теперь находятся на большой высоте, что дает основание «приурочить границу между третичными и четвертичными отложениями к началу установления континентального режима и общего подъема страны, последовавшего после последней третичной орогенической фазы».

Мощность покровного комплекса в описываемом районе достигает 300—350 м.

¹ На о. Сахалине.

Излияния эффузивов, давших покровный комплекс, являются трещинными излияниями. Большой разлом, как показано и на прилагаемой геологической карте, проходит по приперевальной части Среднего хребта. Как указывает Богданович (Bogdanowitsch, 1904), современный водораздел северной части Среднего хребта образован цепью эруптивных очагов, излияния из которых в основном образовали обширные покровы. К ним относятся Тыляле, Айшелькан, Леутогней и др.

Описание эффузивов покровного комплекса описываемого района и связанных с ними даек мы отложим до раздела о магматических породах.

Ледниковые отложения

В главе об орографии и геоморфологии района мы говорили о своеобразном ледниковом рельефе междуречных пространств прибрежной низменности. Это рельеф из беспорядочно рассеянных бугров и впадин разнообразной величины. Районы развития этого рельефа сложены песчано-галечными отложениями, которые можно наблюдать в размываемых береговых обрывах. В состав этих отложений входят угловатые или угловато-окатанные гальки эффузивных и туфогенных пород, до 10 и редко больше сантиметра в поперечнике. Быстро выклинивающиеся прослойки, линзы и гнезда желтых и глинистых песков создают косую слоистость. В более мощных слоях галечники обычно не отсортированы, но кое-где намечается и слабая отсортированность, и тогда становится очевидным общее горизонтальное и непарушенное залегание этих песчано-галечных отложений со своеобразной косой слоистостью.

В долинах рек подобный же рельеф приурочен к террасовидным уступам в 8—10 и 30 м высотой над уровнем воды в реках. Так как поверхности уступов являются задернованными, четвертичных ледниковых образований, слагающих их, не видно. Судя по наблюдениям в 1934 г. на р. Кол, где 30-метровый уступ подмывается и дает обнажения валунно-галечных отложений иногда с заметной сортировкой материала и с ледниковыми штрихами на валунах, эти уступы сложены песчано-галечным и валунно-галечным материалом отложений подледниковых вод. Подобными же отложениями мы считаем и песчано-галечные отложения, слагающие своеобразный ледниковый рельеф в междуречных пространствах прибрежной низменности. Местами, как в пределах низменности, так и выше по течению, в долинах рек наблюдаются и образования поддонных морен.

Еще в более ранней работе (Щербаков, 1938) существование в речных долинах двух террасовидных уступов, верхние поверхности которых несут на себе описанный выше ледниковый рельеф, мы объясняем наличием двух фаз оледенения Камчатки. Два уступа с разными отметками являются не чем иным, как остатками днищ двух разновозрастных ледниковых долин. Ледники более древнего оледенения были более мощными и самое оледенение более продолжительным, давшим более мощную толщу отложений подледниковых вод и поддонных морен.

Древние аллювиальные отложения

Эти отложения слагают древние речные террасы, к которым мы относим террасы с отметками, начиная от 10—12 м и выше над уровнем воды в реке. В главе об орографии и геоморфологии района приведено количество террас и их отметки. Но так как 10—12-, а также 30-метровая террасы сложены главным образом флювио-гляциальными отложениями и отложениями поддонных морен, описанными выше, к древним речным террасам мы должны, следовательно, отнести лишь террасу с отметкой в 20—25 м. Повидимому,

здесь имеется не одна, а несколько ступеней, но маршрутный характер наших исследований не способствовал их подразделению.

Сложены они обычными косослонстыми аллювиальными галечниками с прослоями и линзами песков и песчаных глин. Состав этих отложений довольно разнообразен и зависит от состава размываемых пород.

Последни́ковые отложения

Отложения речных террас. Начало послеледникового и современного эрозионного цикла мы относим к моменту образования речных террас с относительными отметками ниже 10—12 м.

Количество этих послеледниковых и современных террас не меньше четырех. Их отметки приведены выше. Сложены они также обычными косослонстыми аллювиальными галечниками, состав которых зависит от состава размываемых пород.

Отложения приустьевые и прибрежно-морские. Отложения устьев рек и морского берега представлены грубозернистыми песками, гравием и галечниками. Благодаря совместному действию морского прибоя и речного течения они отлагаются в виде длинных «кошек», заставляющих приустьевые части рек отклоняться на некоторое время от своего течения вдоль этих «кошек».

В приустьевых частях рек, где не сказывается морской прибой, а также в тихих участках лиманов и Карагинской бухты происходит отложение песчано-илистых осадков.

В виде исключения на берегу Карагинской бухты наблюдается песок, сильно обогащенный магнетитом. Магнетит вымыт, повидимому, из эффузивов, так широко развитых на восточном склоне хребта. Обогащение произошло вследствие того, что сильными течениями более легкие составные части песка унесены.

Другие магматические породы

Магматические породы описываемого района не отличаются большим разнообразием. Глубинных пород в районе совершенно не встречено. Большим развитием пользуются палеотипные и кайнотипные эффузивы и жильные породы. Некоторые из них являются до некоторой степени уже перерожденными, и занимающие определенное стратиграфическое положение описаны в предыдущей главе. Это разнообразные порфириты и их туфы и туфобрекчии, а также туфы и туфобрекчии андезитов и базальтов. Неописанными магматическими породами района у нас остались кварцевый диоритовый порфирит и диабаз, а также кайнотипные эффузивы, слагающие покровный эффузивный комплекс Среднего хребта, которым мы и отводим настоящую главу.

Кварцевый диоритовый порфирит. С этой жильной интрузией связано наличие теплых Ивашкиных минеральных источников по р. Панкаре. Здесь на протяжении до 1.5—2 км в нижних частях склонов долины наблюдались обнажения светлосерой массивной кристаллически-зернистой породы с небольшими порфиристыми вкраплениями полевых шпатов и иногда кварца.

Возраст этой интрузии определяется тем, что она рвет породы, отнесенные нами к возрасту палеозой — нижний палеоген, и, в свою очередь, прикрыта сверху четвертичным доледниковым покровным комплексом Среднего хребта.

Микроскопически порода состоит из узких двойниковых кристаллов плагиоклаза с неправильными очертаниями и ориентированных в разных направлениях кристаллов авгита, ксеноморфно развитого кварца, мелкими пластинками биотита и др.

В плагиоклазах с периферии — рудная пыль, изредка циркон, сфен, рутил, а внутри — вросстки рудных зернышек и неправильные кристаллики плагиоклазов, реже — вросстки роговой обманки, пироксена, апатита. Кристаллы плагиоклазов в большинстве несут так много рудной пыли и вросстков, что при небольшом увеличении кажутся сильно разложившимися и покрытыми как бы мутью.

Содержание кварца очень колеблется; в одних шлифах его значительное количество, в других он встречается в незначительных количествах. Величина зерна также очень непостоянна, причем кристаллы кварца всегда зажаты между плагиоклазами и очень редко дают агрегат.

Биотит, встречающийся в породе, изоморфен к кварцу и плеохроирует в коричневых тонах. В большинстве же случаев он совсем отсутствует, и за счет его развивается хлорит.

Акцессорно встречается лейкоксен. Структура идиоморфно-зернистая. Как жильная фацция в кварцевых диоритовых порфиритах встречается граптофировый аплит.

Г р а н о ф и р о в ы й а п л и т. Это светлосерая или почти белая полнокристаллическая порода. На 80—95% порода состоит из щелочного полевого шпата, который в краевых частях и в отдельных мелких зернах дает микронегматитовое срастание с кварцем. Кварц, кроме того, встречается и в отдельных мелких зернах, причем в некоторых разновидностях количество его значительно, а в других очень мало.

Цветных встречается очень немного, а в некоторых случаях и совсем мало. Представлены они хлоритом, а к последнему всегда приурочены мелкие кристаллики циркона и сфена. В некоторых разновидностях хлорит преобладает над остальными цветными и, очевидно, развивается за счет биотита. Встречается также базальтическая роговая обманка, плеохроирующая в коричневатых тонах, и яркозеленый эпидот.

Структура граптофировых аплитов панидиоморфно-зернистая и призматически зернистая.

Д и а б а з образует крутые или отвесные обрывы на правом берегу р. Поперечной, впадающей слева в р. Дранку. Здесь он в виде жилы мощностью не свыше 10 м сечет порфириты, отнесенные к возрасту мезозой — нижний палеоген.

Макроскопически это среднезернистая серовато-зеленая порода.

Под микроскопом порода в основном состоит из толстотабличатых выделений плагиоклаза, часто не имеющих присущих ему кристаллических ограничений. Подчиненное значение имеет моноклинный пироксен. Еще реже встречаются следующие минералы (в порядке убывания): рудные, биотит, эпидот, цоизит, хлорит, апатит.

Плагиоклазы относятся к типам ряда № 43—45, что соответствует андезину и лабрадору.¹ Наблюдается двойниковое строение по периклиновому закону. Двойниковые полосы отличаются значительной шириной. По отношению к пироксену плагиоклаз резко идиоморфен и местами образует включения в зерна пироксена в виде мелких кристаллов. Местами наблюдается сосюритизация плагиоклаза. Происходит замещение некоторых кристаллов мелким агрегатом зерен эпидота, цоизита и альбита, между которыми попадаются тонковолокнистые образования актинолита. В отдельных участках по периферии сосюритизированных кристаллов плагиоклаза наблюдаются образования мелких зернышек цеолитов.

Пироксен представлен типом диаллага и имеет ясно выраженное аллотрипоморфное развитие. В его кристаллы включены мелкие игольчатые кристаллы, принадлежащие, по видимому, роговой обманке. По периферии

¹ Это не является критерием к отнесению породы к типу габбро, так как на Камчатке наблюдается повышенная основность плагиоклазов.

некоторых выделений пироксена наблюдается замещение пироксена хлорито-серпентинным агрегатом.

В виде неправильных зерен в породе рассеян рудный минерал.

Биотит встречается в виде неправильных коричневатых кристалликов, образующих скопления в некоторых участках породы. Возможно, он образует псевдоморфозы по ромбическому пироксену и оливину.

Эпидот, цоизит и хлорит образуются в виде агрегатов, замещающих первичные минералы. Иногда наблюдается замещение плагиоклаза по мелким трещинкам — преимущественно хлоритом.

В виде акцессорного минерала встречаются мелкие кристаллики апатита.

Структура породы неравномерно-гипидноморфно-зернистая.

Д а й к и а н д е з и т о в. Характерной геологической особенностью даек андезитов является то, что все они ориентированы в одном направлении. Их простирания ЮЗ 240—250°, а углы падения от 60 до 90°. Мощности даек не велики и колеблются от 1 до 10 м. Лишь в одном случае дайка андезита оказалась мощностью больше 40 м и имела простирание СВ 10° и угол падения 30°.

Дайки андезитов секут как мезозойские, так и третичные породы.

Среди андезитов даек различаются пироксеновые и роговообманковые разновидности, а также андезиты с крупнопорфировой структурой, лишенные цветных компонентов.

Порфировые вкрапленники последних принадлежат плагиноклазу, относящемуся к типу андезита — лабрадора. Иногда наблюдаются зональные кристаллы плагиноклазов, причем ядра их принадлежат к типу лабрадора. Количество зон достигает шести. Наблюдаются полисинтетические и простые двойники кристаллов плагиноклаза, а также гломероморфные сростки. Иногда замечается коррозия кристаллов плагиноклаза основной массой породы, причем этой коррозии подвергаются обычно кристаллы, представленные более кислыми типами плагиноклаза (андезитом). В некоторых кристаллах плагиноклаза по трещинкам развиваются прожилки цеолитов.

П и р о к с е н о в ы е а н д е з и т ы. В разновидностях андезитов, характеризующихся присутствием пироксена, последний представлен авгитом, отличающимся неправильной формой зерен небольших размеров. В зернах авгита наблюдаются вроски рудных зерен. Наблюдается развитие хлорита вокруг часто полуразрушенных зерен пироксена. Хлорит — в виде агрегатов мелких зерен — окружает зерна пироксена.

Р о г о в о о б м а н к о в ы е а н д е з и т ы. Разности андезитов, отличающиеся присутствием роговой обманки, имеют весьма подчиненное значение. Роговая обманка представлена обыкновенной и базальтической, развита в виде вытянутых призматических кристаллов, среди которых наблюдаются двойники. Цвет роговой обманки в прозрачных шлифах коричнево-зеленый и зеленовато-коричневый. В первом случае наблюдается плеохроизм по схеме:

Ng — буро-зеленый,
Nm — желтовато-зеленый,
Np — светлозеленый.

Во втором случае плеохроизм наблюдается по схеме:

Ng — коричневый,
Nm — зеленовато-коричневый,
Np — зеленовато-желтый.

В кристаллах роговой обманки наблюдаются вроски мелких зерен плагиноклаза и рудного минерала. В некоторых кристаллах роговой обманки развиты опалитовые каемки.

Основная масса описанных выше типов андезитов сложена микролитами плагиоклаза размером до 0.1 мм. Микролиты представлены тонкими лейстами плагиоклаза, образующего двойники. Иногда среди микролитов плагиоклаза основной массы наблюдаются мелкие зерна пироксена, зажатые между лейстами плагиоклаза. Наблюдаются также мелкие рудные зерна. Встречаются отдельные зернышки апатита.

Стекло в большем или меньшем количестве имеется во всех разностях андезитов, причем преобладает темножелтое и бурое стекло, окрашенное за счет окислов железа.

Преобладают порфировые структуры андезитов. Среди структур основной массы наибольшее распространение имеет гиалопилитовая структура.

Наблюдается также литонидная структура основной массы. Реже встречается пилотакситовая структура. Наблюдаются также разности андезитов с витрофировой структурой.

Базальты. Принимая участие в составе покровного эффузивного комплекса Средишного хребта, базальты, как и андезиты, развиты главным образом в виде покровов, но встречены они также и в виде даек.

Базальты покровов. Среди этих пород некоторые разности обладают большим количеством фенокристаллов плагиоклаза, в других же разностях вкрапленники встречаются редко или же вовсе отсутствуют.

Вкрапленники плагиоклаза представлены табличатыми выделениями, преимущественно относящимися к типу лабрадора и битовнита. Часто встречаются зональные кристаллы, где наблюдается до 5—6 зон обрастания. Ядра зональных плагиоклазов обычно состоят из битовнита. Зоны, окружающие ядро, изменяют свой состав по направлению к внешней зоне до среднего лабрадора. Наблюдается двойниковое срастание, а также гломеропорфировые сростки кристаллов плагиоклаза.

Вкрапленники других минералов представлены оливином и авгитом, а в некоторых образцах — базальтической роговой обманкой.

Фенокристаллы оливина представлены неправильной формы кристаллами. Иногда наблюдается двойниковое строение кристаллов оливина. В некоторых участках наблюдается опацификация периферических частей зерен оливина.

Фенокристаллы авгита развиты значительно реже оливина, представлены неправильными зернами, часто содержащими мелкие включения рудных зерен.

Роговая обманка, встреченная в одном из шлифов, отличается вытянутой призматической формой. Имеет интенсивно выраженный плеохроизм в темнобурых тонах.

Основная масса представлена главным образом тонкими лейстами плагиоклаза типа лабрадора, обычно, двойникового строения. Между большим количеством микролитов плагиоклаза встречаются микролитические выделения авгита и рудного минерала. В основной массе интерсертальной и пилотакситовой структур наблюдаются порфировые вкрапленники вышеописанных минералов и, редко, в основной массе гиалопилитовой и витрофировой структур.

Стекло обычно отсутствует. Лишь изредка в основной массе между микролитами плагиоклаза наблюдаются темнобурые участки, не реагирующие на поляризованный свет и, по видимому, нераскислизованные.

Среди вторичных процессов, отчасти затронувших породы, можно отметить пелитизацию отдельных зерен плагиоклаза, опацификацию оливина, развитие в пустотах породы миндалин, выполненных кальцитом в виде мелкозернистого кристаллического агрегата, и развитие в породе мелких трещинок, выполненных кальцитом и кварцем (опалом).

Дайки базальтов. Так же как и андезитовые дайки, дайки базальтов секут и мезозойские и третичные породы, но, в отличие от первых,

вертикальные дайки базальтов имеют почти широтное простирание, направленное на ЮВ $95-100^\circ$.

В шлифе базальты из даек отличаются от аналогичных им разновидностей покровных базальтов. Наиболее существенным отличием является то, что в базальтах из даек обычно наблюдается темное, почти черное стекло; зональность в кристаллах плагиоклаза встречается в незначительных случаях и плохо выражена, и их структура обычно норфировая.

ТЕКТОНИКА

Тектоника района в основном определяется наличием Срединного хребта и прибрежной низменности. Еще работами предыдущих лет (предшественников и нашими) выяснено, что Срединный хребет имеет складчатое строение. Он представляет собой антиклинальную структуру с крыльями, осложненными второстепенной складчатостью.

Наиболее древними породами в описываемом районе являются туфогенные сланцы с подчиненными им амфиболитами и роговиковыми сланцами; породы эти отнесены нами условно к палеозойскому возрасту. Являясь сильно перемятыми — плейчатыми, они слагают здесь ядро антиклинальной структуры, повидимому, погружающейся в южном направлении, так как в истоках рр. Паланы и Панкары этих пород на дневной поверхности не наблюдается.

Восточное крыло этой антиклинальной структуры, а на широте истоков рр. Панкары и Паланы — и свод этой антиклинали, сложены мезозойскими породами. Последние не имеют той плейчатости, которая характерна для палеозойских пород, а имеют лишь второстепенную складчатость с амплитудами складок до нескольких десятков метров. Кроме того, в мезозойских породах часто наблюдаются продольные сбросы, которые с особенной наглядностью выражены в обнажениях левого берега р. Панкары, несколько ниже термальных ключей.

Простирание палеозойских и мезозойских пород — СВ $20-25^\circ$ — совпадает с направлением Срединного хребта.

Еще в предыдущие годы мы выяснили, что на Камчатке мезозойские породы залегают на палеозойских несогласно. Третичные отложения, к тектонике которых мы перейдем ниже, в свою очередь, трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на мезозойских.

Третичные отложения на восточном склоне хребта развиты сравнительно широкой полосой. В западной части этой полосы, в пределах развития туфогенной толщи, туфогенные отложения, имея северо-восточное — юго-западное простирание, наклонены то в ту, то в другую сторону от $15-20$ до $30-40^\circ$, а в двух обнажениях были замерены углы в 60 и 65° , т. е. отложения собраны в несколько антиклинальных и синклиналильных складок. В восточной части полосы, в пределах развития карагинской толщи, к сожалению, нет достаточно хороших замеров, так как развитые там глинистые песчаники неслоисты, но, судя по залеганию в обнажениях фауны, азимуты падения глинистых песчаников близки к восточному направлению, с углами падения до $30-40^\circ$. Простирание третичных отложений примерно всюду выдерживается и совпадает с простиранием Срединного хребта.

Помимо описанных выше тангенциальных дислокаций, обусловивших складчатое строение пород, слагающих Срединный хребет, в описываемом районе несомненно наличие также и радиальных дислокаций, обусловивших глыбовый характер этой складчатой структуры.

Среди радиальных дислокаций мы предполагаем наличие дислокаций двух систем, имеющих в плане каждая свое направление.

Главнейшими из радиальных дислокаций являются разломы, имеющие северо-восточное направление и примерно совпадающие с направлением

складчатости. Представитель разломов этой системы — разлом, проходящий в пришеревальной части Среднего хребта. С образованием этого разлома мы связываем наличие трещинных излияний магмы, давшей четвертичный покровно-эффузивный комплекс пород Среднего хребта. В зависимости от местоположения этого разлома излияния магмы происходили или только на восточный склон хребта (бассейн р. Караги), или на оба склона хребта (истоки рр. Паланы и Панкары). По времени образования этот разлом является еще доледниковым, так как покровно-эффузивный комплекс пород несет на себе следы четвертичного оледенения.

Второй аналогичный разлом предположительно проходит вдоль подножья восточного склона Среднего хребта. Этим разломом сбросового характера обусловлено наличие здесь 150-метровой высоты ступени, которой заканчивается восточный склон хребта и к востоку от которой располагается прибрежная низменность. Этим разломом вместе с восточным, проходящим у о. Карагинского, образован грабен на месте современного пролива Литке. Интересно отметить, что грабен этот располагается на продолжении грабена, обусловившего наличие Центральной камчатской депрессии, по которой текут рр. Камчатка и Быстрая.

Следует отметить, что с направлением описанных выше разломов совпадает направление апдезитовых даек.

Ко второй системе радиальных дислокаций мы относим дислокации сбросового характера, имеющие в плане почти широтное направление. К ним мы относим предполагаемый сброс, на линии которого расположены Дранкинские и Паланские горячие источники. Характерно, что с этим направлением точно совпадают направления базальтовых даек, описанных выше.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Из полезных ископаемых в описываемом районе встречены минеральные источники, сульфиды и магнетитовый песок.

Минеральные источники. И в а ш к и н с к и е к л ю ч и.¹ Находятся в 60 км вверх по р. Панкаре от сел. Ивашки. Расположены они на правом берегу р. Панкары, на поверхности 20-метровой террасы, имеющей всего 50 м в ширину. Почти у подошвы правого склона долины из-под осыпи, заросшей редкими кустами ольхи и травой, наблюдаются небольшие выходы теплой воды. Выходы представляют собой небольшие ключики, бьющие снизу или вытекающие из-под осыпей, и расположены почти в широтном направлении вдоль склона. Таких выходов пять, и располагаются они на протяжении 45—50 м. Быстро сливаясь вместе, они стекают с террасы и текут вдоль ее подошвы, смешиваясь с грунтовыми водами. Дебет источников очень небольшой. Замеренная 20 августа температура источников на выходах оказалась +33°C, при температуре воздуха +10°C. Вода источников прозрачная и безвкусная. Из ключевых отложений наблюдаются лишь белые налеты, опоясывающие гальки в руслах стекающих с террасы ключей.

Ивашкинские термальные источники связаны с наличием интрузии кварцевых диоритовых порфиритов.

Д р а н к и н с к и е к л ю ч и. Находятся на р. Дранке в 45 км от сел. Дранки. Располагаются на пойменной террасе правого берега реки, у подножья 20-метровой террасы. Состоят из двух групп выходов, находящихся в расстоянии 200 м друг от друга по линии СВ 50°.

В нижней группе насчитываются четыре выхода, бьющих из-под основания террасы. Выходы расположены кучно на расстоянии 3—15 м друг от друга. Рядом с выходами располагаются парящие озерки, до 2 м в поперечнике. В озерках дно покрыто целеной зеленых водорослей. Некоторые

¹ В литературе известны также под названием Панкарских источников, но местные жители употребляют приведенное нами название по имени ближайшего населенного пункта — сел. Ивашки.

из этих озерков расчищены руками местных жителей, так как ключи пользуются у них большим успехом с лечебной стороны. Измерения температуры, произведенные нами 1 сентября, показали на выходах $+60^{\circ}\text{C}$, при температуре воздуха $+16^{\circ}\text{C}$. Вода прозрачная, безвкусная и обладает легким запахом сероводорода.

В верхней группе наблюдаются два аналогичных выхода с теми же физическими свойствами воды.

Дранкинские ключи, мы предполагаем, находятся на одной тектонической линии с Паланскими источниками, к описанию которых перейдем.

Западные Паланские ключи.¹ Находятся в истоках р. Паланы, километрах в 30 на восток от Паланского озера. Расположены они здесь почти у самой реки на пойменной террасе левого берега. В 50 м от реки пойменная терраса уступом в 30 м высотой переходит в высокую террасу, переходящую дальше в южный склон долины реки. У основания склона залегают порфириды, туфопесчаники и туфоконгломераты, предположительно — мезозойского возраста. Сверху мезозойские породы перекрыты породами покровно-эффузивного комплекса Среднего хребта, вследствие чего окружающие высоты представляют собой столовые горы и плосковерхие отроги.

Западные Паланские ключи представлены всего двумя выходами, в 15 м друг от друга. Это мелкие воронкообразные грифоны, до 1 м в диаметре, со дна которых происходит истечение горячей воды. Вода верхнего, по течению реки, выхода образует ключ, впадающий в р. Палкару. Слева в этот ключ впадает вода из второго выхода. Между выходами и несколько ниже второго выхода ключ расширен и расчищен, что свидетельствует о том, что ключи используются местными жителями с целебной целью. Измерения температуры, произведенные нами на выходах, показали $+63^{\circ}\text{C}$, при температуре воздуха $+15.5^{\circ}\text{C}$ (23 августа).

Верхние Паланские ключи. Эти ключи находятся на р. Верхней Палане (правый исток р. Паланы), располагаясь почти под перевалом в бассейн левого истока р. Лесновской. Описываемые ключи находятся в 1 км по прямой линии, почти точно на восток от Западных Паланских ключей.

В районе выходов развиты туфы и порфириды — предположительно, мезозойского возраста, перекрытые сверху мощной толщей пород покровного четвертичного комплекса с ледниковыми цирками и карами.

В районе выходов р. Верхняя Палана имеет очень узкую долину с крутым левым склоном и с обрывками террас, с отметками в 0.5, 2 и 8—10 м над уровнем воды в реке, на левом ее склоне.

Выходы представляют собой многочисленные истечения из трещин отдельных коренных пород левого берега, но больше всего источников вытекает в разных местах террасированного правого берега реки. Отдельных выходов очень много (мы насчитали 27), но их, вероятно, значительно больше, и расположены они многочисленными небольшими группами на обоих берегах, а также, повидимому, и в русле.

Максимальная температура выходов по нашим измерениям 29 августа оказалась $+69^{\circ}\text{C}$,² при температуре воздуха $+9^{\circ}\text{C}$. Вода источников прозрачная, бесцветная, имеет запах сероводорода. Из ключевых отложений наблюдаются лишь тонкие корочки белых выплетов солей, образующихся на камнях от испаряющейся воды. Химические анализы Верхних Паланских ключей по пробам, доставленным Двали, приведены в книге Пийпа (1937).

¹ В истоках р. Паланы мы наблюдали три группы источников. Из них две группы находятся на р. Верхней Палане, являющейся правым истоком р. Паланы, и известны в литературе под названием верхней и нижней групп Паланских источников. Третья группа ключей находится на левом истоке р. Паланы. Это крайняя западная группа выходов, почему мы и дали им наименование Западных Паланских ключей.

² Минимальные температуры некоторых выходов 55° .

Верхние Паланские ключи издавна пользуются славой целебных источников и с лечебными целями часто посещаются местными жителями.

Нижние Паланские ключи. Находятся в 0.5 км ниже Верхних Паланских ключей по р. Верхней Палане. Примерно в таком же расстоянии, по прямой линии, они находятся и от Западных Паланских ключей. Внешне это очень неэффективные выходы в виде озерков и истечений на поверхности заболоченной террасы.

Температура этих выходов ниже других групп Паланских источников и не превышает $+60^{\circ}\text{C}$. Анализы вод этих ключей по пробам, доставленным Двали, приведены в книге Шийна (1937).

Все три группы Паланских источников, расположенные в широтном направлении, мы предполагаем, находятся на пересечении двух тектонических трещин (см. главу о тектонике района), облегчивших доступ ювенильных вод на поверхность. На тектонической линии широтного направления, проходящей через все три группы Паланских ключей, располагаются и Дранкинские ключи, описанные выше. Таким образом, все три группы Паланских ключей и Дранкинские ключи связаны генетически, а также, по-видимому, и химически.

Сульфиды. Местами в породах, отнесенных к возрасту мезозой — нижней палеозой, наблюдается пиритизация в виде корочек пирита по плоскостям отдельностей, а также и в виде рассеянных в массе породы включений пирита. Но иногда, например при впадении в р. Правую Карагу реки Апгала, обильно пиритизованным, с мелкой вкрапленностью и с корочками сульфидов по плоскостям отдельностей является базальт. Наиболее пиритизованными являются породы в районе термальных ключей.

Сравнивая сульфидное оруденение пород описываемого района и района р. Андриановки (по нашим исследованиям 1936 г.), можно сказать, что в первом его меньше (5—7%), чем во втором (до 15%).

Магнетитовый песок. На северо-восточном берегу Карагинской бухты, у «летника»,¹ был встречен темный песок, обогащенный магнетитом. Подобные пески мы неоднократно встречали в разных местах Камчатки при работах предыдущих лет. Всюду магнетитовый песок образуется в районах большого распространения эффузивных пород. Во всех этих случаях обогащенный рудой песок образовался в результате благоприятных условий накопления магнетита, вымытого из эффузивов. Площадь обогащенного магнетитом песка в Карагинской бухте незначительна.

Со слов работников Карагинского райисполкома, участок побережья от Кичигинского рыбкомбината² на протяжении до 12 км к югу также покрыт магнетитовым песком, причем процент магнетита в этом песке достигает 70.

ЛИТЕРАТУРА

- Д в а л и М. Ф. Маршрутные геологические исследования в Паланском районе на западном берегу п-ва Камчатки, произведенные летом 1932 г. (предварительный отчет). — Фонд НГРИ.
- Д в а л и М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки. — Тр. НГРИ, сер. А, в. 72, 1936.
- Д ь я к о в Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу п-ва Камчатки. Тигильский район. — Тр. НГРИ, сер. А, в. 83, 1936.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Геоиздат, 1932.
- Н о в о г р а б л е н о в П. Т. Изв. Русск. геогр. общ. за 1929—1930 и 1931 гг. — Тр. Тихоокеан. ком. АН СССР, в. 2, 1932.
- П и й н Б. И. Термальные ключи Камчатки. — СОПС АН СССР, сер. Камчатская, в. 2, 1937.
- Щ е р б а к о в А. В. Два геологических пересечения полуострова Камчатки. — СОПС АН СССР, сер. Камчатская, в. 5, 1938.

¹ Постройки, в которых живут местные жители летом, занимаясь рыболовством.

² В 100 км к северу от Карагинской бухты.

А. В. ЩЕРБАКОВ

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО МАРШРУТУ СЕЛО
КИРГАНИК — СЕЛО КАЛАХТЫРКА****ВВЕДЕНИЕ**

Летом 1936 г. в составе Верхне-Камчатской геологической партии мы принимали участие в работах Камчатской экспедиции СОПС АН СССР. Выполнив досрочно полевое задание по маршрутным исследованиям в Среднем хребте и в истоках р. Шапины, часть партии должна была возвратиться в г. Петропавловск долинами рр. Камчатки и Быстрой. Во избежание большого холостого хода из истоков р. Правой Шапины¹ до Петропавловска, последние вышли к Кроноцкому озеру, а отсюда, спускаясь в южном направлении, прошла маршрутом до сел. Калахтырки, а затем в Петропавловск. Собранные материалы по маршруту от сел. Кирганик до сел. Калахтырки, из-за последующего выезда в экспедицию на Камчатку, оставались нетронутыми, и лишь зимой 1938 г. я имел возможность их обработать и составить настоящий очерк.

Участие в работах маршрутной партии, помимо начальника партии — автора настоящих строк, принимали топограф А. С. Иванов, художница Э. Н. Лесючевская и проводники М. С. Пермяков (из сел. Кирганик) и А. И. Пермяков (из сел. Долиновки).

Наши работы по проложению описываемого маршрута протекали следующим образом:²

В маршрут из сел. Кирганик мы вышли 6 сентября на пяти вьючных лошадях. Отсюда вначале пересекли в широтном направлении долину р. Камчатки, а затем вверх по р. Ипкуньч прошли в истоки р. Правой Шапины и перевалили здесь через хребет Валагинский, спустившись по р. Кроноцкой (так ее называли проводники), к потухшему вулкану Унана, у подножья которого 10 сентября остановились лагерем.

11 сентября была произведена рекогносцировка, а 12-го — восхождение на вулкан.

15 сентября от с. Унаны вышли дальше в маршрут и прошли вниз по р. Кроноцкой до Кроноцкого озера, а отсюда — к потухшему вулкану Крашенинникова. 17 сентября, во второй половине дня, поднимаясь по широкому и пологому основанию с. Крашенинникова сухими распадками, мы остановились ночевать, не обнаружив воды. Лишь накрапывавший дождь дал нам возможность набрать чайник воды с подвешенного для этой цели брезента.

18 сентября близ ручейка от не успевшего стаять за лето снега, у основания внутренней западной стенки широкой кальдеры вулкана, мы разбили лагерь и произвели в этот день небольшую рекогносцировку внутри каль-

¹ Географически — это левый исток р. Шапины, но на Камчатке местные жители дают наименование рекам, глядя вверх по течению.

² Остановимся на этом несколько подробнее, так как условия работы в вулканическом Кроноцком районе являются довольно своеобразными.

деры. На следующий день лагерь был пересброшен на юго-западный склон конуса сопки, к имеющемуся там озерку, и я с М. С. Пермяковым совершил отсюда восхождение на сопку.

Отсутствие в течение трех последних дней более или менее сносной пищи для лошадей заставило нас 20 сентября покинуть с. Крашенникова и перебраться на с. Узон, где в широкой кальдере вулкана, защищенной от холодных ветров и с теплой местами почвой, сохранились еще зеленые, буйно произрастающие травы.

23 сентября, оставив громоздкое снаряжение на Узоне, налегке поехали к вулкану Таушиц, куда и прибыли в тот же день, и разбили лагерь в пониженном месте между склоном с. Узона и северо-восточным склоном основания с. Таушиц.

В тот же день, 23 сентября, я и А. И. Пермяков пытались взойти на вулкан, но эта попытка не имела успеха, так как из-за неудачно выбранного места для подъема с высоты около 2100 м (абс. выс.) начался крутой, из плотно слежавшегося снега обрыв, и мы, не имея конек и альпенштоков, вынуждены были вернуться в лагерь. На следующий день попытка восхождения была возобновлена; к нам присоединилась Э. И. Лесючевская. Поднявшись вначале на седловину между Таушицем и его паразитом, мы отсюда начали восхождение на вершину и поднялись на снежный восточно-северо-восточный край кратера вулкана.

25 сентября от с. Таушиц вернулись на Узон.

26 сентября покинули гостеприимную кальдеру с. Узона и направились к вершине левого притока р. Семячик, который, как потом выяснилось, местные жители из колхоза Семячик называют р. Новой. Наши проводники не знали этих мест. Спускаясь вниз по долине р. Новой, мы все чаще и чаще встречали препятствия в виде трудно проходимых частей долины с крутыми и скалистыми склонами, пока, наконец, через несколько километров после поворота ее на юго-восток мы не дошли до того места, где река падает водопадом в несколько метров высотой, а ее склоны вначале отвесными скалами, а затем крутыми склонами уходят вверх до 150 м высоты. Поэтому мы вынуждены были подняться наверх по правому склону долины, выбрасывая для облегчения лошадей часть продовольствия и на себе перенося коллекции в наиболее крутых местах подъема. Наверху оказалась ровная нерасчлененная поверхность лавового плато, по которому нам следовало идти от Узона.

30 сентября мы прибыли в сел. Семячик, а на следующий день посетили начатые здесь пемзоносные разработки, расположенные на берегу Кроноцкого залива, в нескольких километрах к северо-востоку от устья р. Семячик.

Из сел. Семячик берегом залива мы прошли в сел. Жупаново, куда прибыли 3 октября. Здесь из-за осмотра береговых обнажений, а затем из-за начавшихся дождей мы пробыли 3 дня и вышли в дальнейший маршрут, получив проводника до сел. Налычева.

Из Жупанова мы прошли вначале по восточному берегу Жупановского залива, затем к озеру Халыгерскому и долинами рр. Халыгер, Вахиль, Островной и Налычевой, переходя из одной в другую. 13 октября вышли к сел. Налычево. 14 октября, двигаясь берегом моря, мы прибыли в сел. Калахтырку, а на следующий день — в г. Петропавловск.

Всего за время с 6 сентября по 14 октября было пройдено 450 км рабочих маршрутов и зафиксировано 115 обнажений.

Как в подготовительный период, так и в процессе камеральной обработки материалов научное руководство работами партии осуществлялось Петрографическим сектором Института геологических наук АН СССР, и, в частности, мы пользовались постоянным вниманием и помощью покойного акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первым исследователем, захватившим своими работами описываемый район, был К. Дитмар (1901; Dittmar, 1855), пробывший на Камчатке с 1851 по 1855 г. В его работах мы находим некоторые сведения и о геологическом строении описываемого района.

Первое свое путешествие, затронувшее интересующий нас район, он совершил зимой 1852 г. Это путешествие он совершил из Петропавловска в Нижне-Камчатск по центральной части страны, проехав долинами рр. Быстрой и Камчатки. Но геологических заметок по этому пути он не приводит, так как путешествие было произведено зимой и очень спешно.

Летом 1852 г. им было совершено путешествие на вельботе вдоль восточного берега Камчатки — от Петропавловска до Усть-Камчатска. Во время поездки Дитмар собрал большой геологический материал, но чрезвычайная бедность и отрывочность наблюдений, а также уровень науки того времени придают его выводам теперь лишь исторический интерес, хотя фактический материал в некоторых случаях и до сих пор не потерял своей ценности, а для некоторых мест восточного побережья является единственным.

Летом 1854 г. Дитмар совершил путешествие из Петропавловска к с. Аваче, дальше — к с. Камчатской Вершине (Баккенинг) и еще дальше — к вулканам восточного ряда. Во время этого путешествия он пересек Валагинский хребет долиной р. Щапины (Чапина), прошел между с. Унана и с. Тауишиц (Таунзиц) к Узону, а отсюда западным краем долины р. Новой (р. Северный Семячик) к устью р. Семячик, откуда восточным побережьем возвратился в Петропавловск. Но по тем же причинам, что указаны выше, его наблюдения и выводы сравнительно мало способствуют геологическому познанию этой части страны.

По данным Дитмара, акад. В. А. Обручевым (1892) была составлена геологическая карта Камчатки, к настоящему времени имеющая также лишь исторический интерес.

После Дитмара в геологических исследованиях Камчатки наступает перерыв до 1898—1899 гг., когда на полуострове работает экспедиция К. И. Богдановича (Bogdanowitsch, 1904). Однако работы последней почти не коснулись интересующего нас района. Лишь район долины р. Камчатки и окрестностей г. Петропавловска был затронут геологическими исследованиями этой экспедиции.

В 1907—1911 гг. на Камчатке работала комплексная экспедиция, организованная Рябушинским и охватившая своими исследованиями почти всю площадь полуострова. Но единственные литературные следы геологического отряда этой экспедиции сохранились лишь в ряде кратких предварительных отчетов С. А. Конради (1911; Келль и Конради, 1925), касающихся главным образом южной Камчатки и интересующего нас в данном очерке Восточного вулканического хребта.

Являясь по своему характеру краткими и составленными на основании полевых дневников, эти отчеты дают мало сведений о геологическом строении района. Собранные же на месте геологические материалы экспедиции лишь только в настоящее время обрабатываются акад. А. Н. Заварицким.

Много ценных наблюдений по Кроноцкому району приводит в описании своего путешествия руководитель ботанического отряда экспедиции акад. В. Л. Комаров (1912).

Следующий этап истории геологических исследований описываемого района связан с изучением нефтепосности восточного побережья Камчатки. Начиная с 1923 г., здесь (на площади Богачевского месторождения нефти и

в его ближайших окрестностях) работали П. И. Полевой, Б. М. Штемпель и Н. И. Лазаренко. Затем, в 1930 и 1931 гг. на восточном побережье, с целью поисков нефти, работали большие экспедиции Нефтяного геолого-разведочного института, охватившие своими маршрутными работами всю площадь от Петропавловска (на юге) до Усть-Камчатска (на севере). В этих работах участвовали Б. А. Алферов, М. Ф. Двали, Л. А. Гречинский и Н. И. Лазаренко. Но все эти работы, за исключением работ Л. А. Гречинского, происходили к северу от описываемого нами района. В 1931 г. Л. А. Гречинский маршрутно исследовал бассейны рр. Тюшевки, Богачевки, Лиственничной, западный берег озера Кроноцкого и морское побережье от бухты Ольги до г. Петропавловска (за исключением мыса Шипунского).

На основании материалов личных наблюдений и отчетов других авторов по работам до 1931 г. включительно Л. А. Гречинский (1935) составил сводный «Геологический очерк восточного побережья Камчатки» с геологической картой (масштаб 1 : 750 000) от Усть-Камчатска до Петропавловска. Этот очерк послужил для нас основным источником к познанию геологического строения восточного побережья на интересующем нас участке, так как в этой работе автор приводит основные черты орографии и геоморфологии района, его стратиграфии и основные черты тектоники, а также указывает на наличие некоторых полезных ископаемых района.

В 1935 г. автором настоящих строк было произведено пересечение хребта Валагинского, километрах в 25—30 южнее описываемого. Этим предшествующим пересечением, результаты которого опубликованы (Щербаков, 1938), были добыты материалы, освещающие геологическое строение более южной части хребта Валагинского, что значительно способствовало познанию геологического строения части описываемого района.

Помимо указанных выше, летом 1933 г. на Камчатке работала экспедиция ЦНИГРИ. Б. И. Шийп дал детальное описание геологического строения вулкана Узон (1933).

Сведения о геологическом строении некоторых пунктов к югу от озера Кроноцкого и о минеральных источниках, имеющих в описываемом районе, мы находим у Шийпа в его книге «Термальные ключи Камчатки» (1937).

Этим исчерпываются все работы, произведенные в описываемом районе до 1938 г.

ОРОГРАФИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАЙОНА

Как известно, на Камчатке имеются два основных хребта — Срединный и Восточный, а между ними располагается Центральная депрессия, с рр. Камчаткой и Быстрой. Маршрут, описываемый нами, почти целиком проложен в пределах Восточного хребта, и лишь частично в западной его части была захвачена Центральная депрессия на широте сел. Кирганик.

Центральная Камчатская депрессия

На широте сел. Кирганик нашим маршрутом была захвачена лишь восточная часть Центральной депрессии, располагающаяся между р. Камчаткой и основанием хребта Валагинского. Здесь эта ее часть имеет в ширину около 25 км. В южном направлении она суживается, а в северном направлении расширяется.

Террасовидными уступами Центральная депрессия повышается по направлению от р. Камчатки к хребту Валагинскому, причем это превышение достигает 100—150 м относительной высоты.

Вся описываемая часть депрессии выполнена массой аккумулятивного материала в виде аллювиальных и ледниковых отложений.

Первые из них слагают речные террасы, имеющие на правом берегу р. Камчатки следующие высоты уступов над уровнем воды в реке:

Пойменная	0.75 м
I надпойменная	2.25 »
II » 	4—5 »
III » 	11—12 »

причем наибольшим распространением пользуется поверхность последней террасы.

Кроме приведенных выше террас, на всем протяжении маршрута от р. Камчатки до левого истока р. Каталгиной и у основания хребта Валагинского развиты увалы до 30 м отн. выс. Поверхности этих увалов несут на себе многочисленные бугры и бессточные впадины, располагающиеся в большинстве случаев в беспорядочном и рассеянном виде, но иногда впадины располагаются и цепочкой в виде озерков с различными уровнями воды в них. Бугры и впадины имеют от 1—2 до нескольких метров или, реже, до 15—20 м относительной высоты или глубины и несколько большие размеры в поперечнике. Если на увалы с подобным рельефом смотреть издали, то их верхние поверхности кажутся срезанными как бы общей плоскостью, являющейся верхней поверхностью террасовидного 30-метрового уступа.

Еще на основании предыдущих исследований подобный рельеф мы отнесли к ледниковому рельефу, образованному отложениями подледниковых вод и подледниковыми моренами, и связывали наличие поверхности этого уступа с первым оледенением, а наличие поверхности 10—12-метровой террасы — со вторым оледенением Камчатки.

Геологически Центральная Камчатская депрессия рассматривается нами как грабен, опустившийся по сбросам, проходящим у оснований граничащих с ней хребтов.

Наличие одного из этих сбросов мы предполагаем и в рассматриваемом районе, так как Центральная депрессия здесь внезапно обрывается и граничит с крутым западным склоном хребта Валагинского.

Хребет Восточный

Исследованиями предшественников, а также и нашими было установлено, что хребет Восточный на Камчатке является по преимуществу вулканическим, по его западные цепи (хребты Ганальские Востряки и Валагинский) и некоторые другие звенья (хребет Кумроч) являются складчатыми и имеют глыбовый характер. Нашими исследованиями 1936 г. это лишний раз подтверждается.

В пределах описываемого района хребет Восточный в орографическом и геоморфологическом отношении не является однообразным. Грубо, здесь имеются полоса хребта Валагинского и район лавовых плато, к описанию которых мы и перейдем. Кроме того, мы отдельно рассмотрим берега восточного побережья

Хребет Валагинский

На широте сел. Кирганик хребет Валагинский имеет всего лишь около 30 км ширины. По сравнению с более южной частью здесь он является уже значительно пониженным и суженным. Его поперечное сечение в описываемом районе имеет седлообразную форму, причем седлообразный прогиб расположен в Центральной части и дренирован истоками р. Правой Щапины, а стрела прогиба имеет около 200 м. Главным водоразделом хребта здесь является его восточная часть, где с западного склона хребта берут начало истоки р. Правой Щапины, впадающей в р. Камчатку, а с восточного склона берут начало речки, несущие свои воды в озеро Кроноцкое или в р. Жупанову.

Наибольшие высоты приурочены здесь к перевальной части хребта и не превышают 800—900 м абс. выс. В западной своей части хребет имеет еще меньшие высоты, не превышающие 700—800 м абс. выс. Но и тут и там рельеф является сильно гористым, с зубчатыми гребнями и вершинами, так как сложены они сильно трещиноватыми мезозойскими (?) порфиритами, их туфами и туфогенными породами и сланцами. Ледниковые цирки и кары, так красящие хребет в южной части, здесь сравнительно немногочисленны. В истоках р. Правой Шапины, там, где имеется седлообразный прогиб, рельеф представляется мелкопочным и увалистым с относительными высотами до 200 м, сложенными миоценовыми песчаниками.

Мы предполагаем, что на месте седлообразного прогиба, имеющего пологие склоны, в миоценовое время существовал пролив, так как и в южном и в северном направлениях отсюда полоса третичных отложений расширяется.

В противоположность пологим склонам седлообразного прогиба, западный и восточный склоны самого хребта являются очень крутыми и очень быстро, почти без всяких предгорий обрываются с одной стороны к Центральной Камчатской депрессии, а с другой стороны — к лавовому плато.

За исключением истоков р. Правой Шапины, реки, стекающие со склонов хребта Валагинского, являются горными реками с быстрым течением и узкими неразработанными долинами.

Истоки же р. Правой Шапины, размывающие сравнительно мягкие породы, имеют уже хорошо образованные долины с накопленным в них аккумулятивным материалом в виде аллювиальных и ледниковых отложений. Ледниковые отложения здесь образуют тот же своеобразный мезорельеф, что и в долине р. Камчатки.

Л а в о в ы е п л а т о. Громадные пространства восточного побережья п-ова Камчатки на широте хребта Валагинского (и Ганальских Востряков) заняты лавовыми плато с насаженными на них вулканическими конусами. Местные жители эти высокогорные плато называют «долами», например Жупановский дол, занимающий громадное пространство между хребтом Валагинским на западе и группой вулканов: Тауншиц, Узон, Кихпиныч и Большой Семячик — на севере, северо-востоке и востоке этого пространства. Плато-долы имеют в общем ровные и плоские поверхности, покрытые мхом или слоем черной шлаковой дресвы, и полого наклонны в сторону моря и к озеру Кроноцкому. В описываемом районе максимальная высота лавового плато приурочена к группе вулканов Унапа, Тауншиц, Узон, где она достигает 1000 м над ур. моря, но у озера Кроноцкого она снижается до 500 м; в сторону моря лавовое плато спускается еще ниже, образуя там низкие скалистые берега. Речной сетью лавовые плато дренированы очень слабо, причем, так как местами плато несколько смыты и сложены на поверхности рыхлыми вулканическими образованиями, то русла распадков лишь весной, во время таяния снегов, наполняются водой, летом же и осенью они сухи, и в них нагромождены гальки и валуны эффузивов.

Местами на Камчатке поражает общность низких террас в удаленных друг от друга районах, имеющих различные геоморфологические особенности. Так, речные долины лавового плато в районе озера Кроноцкого имеют террасы с следующими высотами уступов над уровнем воды в реках:

Пойменная	1 м
I надпойменная	3 »
II »	4 »
III »	12 »
IV »	30—35 м

причем верхняя терраса постепенно переходит в поверхность лавового плато.

Наиболее выдержанными здесь террасами являются 12- и 30—35-метровые.

В отличие от хорошо разработанных долин с террасами на их склонах, некоторые реки, дренирующие лавовые плато, находятся в стадии интенсивной эрозии, и в них не только не происходит отложения аккумулятивного материала, слагающего террасы, а, наоборот, происходит усиленный размыв русла; нижняя часть долины этих рек является узкой, щелеобразной, а верхняя — крутой, без террасовидных уступов. Примером такой реки является р. Новая¹ на месте ее излучины, обращенной выпуклостью к западу.

В описываемом районе однообразие лавовых плато нарушается наличием расположенных на них вулканических конусов (сопки Унана, Крапенинникова, Таушица и др.); абсолютная высота некоторых из них достигает почти 2400 м. Описание этих конусов мы отложим до специальной главы.

Помимо вулканических конусов, однообразие ровной поверхности лавовых плато в описываемом районе нарушено в бассейнах рр. Халыгер, Вахиль и Островной. Дело в том, что здесь проходит горная гряда, которая начинается с с. Камчатская Вершина — в правых истоках р. Камчатки, захватывает с. Жупановскую и кончается мысом Шипунским. На основании наших работ, а также работ предшественников, устанавливается, что в основном эта гряда сложена новейшими вулканическими образованиями, но в районе описываемого пересечения и на м. Шипунском широко развиты нормальные осадочные туфогенные образования. В районе описываемого пересечения гряда представляет собой или самостоятельные небольшие горы, или предгорья с. Жупановской. В обоих случаях здесь имеем небольшие горы с довольно плавными очертаниями, и лишь в истоках р. Вахиль и по р. Островной они кое-где имеют острые вершины или зубчатые гребни. Всю эту гряду мы рассматриваем как горст, в котором лишь местами новейшие вулканические образования смыты, и тогда здесь выглядят третичные или мезозойские отложения.

Участки восточного побережья, пройденные маршрутом. Своим маршрутом мы прошли по восточному побережью Камчатки, на участках от устья р. Семячик до р. Жупановой и от сел. Налычева до сел. Калахтырки.

Береговая линия на участке от р. Семячик до р. Жупановой образует довольно плавную и пологую кривую линию, обращенную выпуклостью к западу. На протяжении этого участка характер берега не является одинаковым. Так, на отрезке от устья р. Семячик до р. Березовой берег является скалистым, с вертикальными обрывами от 10—12 до 30 м. Такой же характер носит берег и к северу от устья р. Семячик. Скалистость берега прерывается лишь редкими понижениями в приустьевых частях небольших речных долинок. Плавность очертания береговой линии здесь несколько нарушена из-за наличия выступающих в море небольших мысов, наибольшим из которых является Семячинский. Берег здесь образован постоянно размываемыми вулканическими породами. Из-за краткости времени мы не имели возможности произвести более тщательные наблюдения, но, кажется, на этом отрезке берега наблюдаются две террасы, причем одна из них является более древней и имеет высоту уступа в 25—30 м над ур. моря, а другая, более молодая, имеет около 10—12 или 15 м высоты. В глубь страны они постепенно повышаются и довольно быстро сливаются с основаниями или предгорьями расположенных недалеко вулканов (сопки Березовая, Малый и Большой Семячки).

¹ Повидимому, народной мудростью и объясняется так удачно данное ей местными жителями наименование.

Аналогичным описанному является также берег м. Жупановского, а, через небольшой промежуток, и южное продолжение его. Но здесь берег более высок — от нескольких десятков до 100—150 м, — и образован обрывами размываемых гор, подступающих к самому берегу и сложенных породами жупановской свиты. Следует отметить, что против м. Жупановского и южнее его из-под воды выходят в виде островков небольшие скалы, представляющие остатки сохранившихся от размывания гор.

Другой характер строения берега наблюдается на отрезке от р. Березовой до р. Жупановой, а также в приустьевой части р. Семячик. Особенно характерным он является на отрезке от р. Березовой до р. Жупановой. Это типичный низменный берег с плавным очертанием кривой береговой линии. На протяжении всего берега здесь наблюдается современный песчаный или песчано-галечный штормовой вал, а за ним (в глубь страны), параллельными рядами расположены аналогичные же, но более древние валы. Высота валов от основания до перегибов — от 1.5 до 3 м, а располагаются они в 30—40 м друг от друга, причем более древние валы покрыты зарослями кедровника, а промежутки между ними — травянистой растительностью. Всего мы насчитали здесь до 7 параллельных валов. Между валами, а в особенности за современным штормовым валом, кое-где располагаются небольшие озера. Дальше, за штормовыми валами, местность представляет собой низменность, которая, постепенно и очень полого повышаясь, большими языками вдоль речных долин заходит в глубь страны; это так называемая Жупановская низменность. Ближе к берегу низменность представляет собой сухие или мокрые тундры или же болота.

Совершенно таким же, как и только что описанное, является побережье и на участке между сел. Налычево и Калахтыркой. Отсюда в глубь страны уходит безлесная Налычевская низменность. Но помимо параллельных рядов штормовых валов, характерной особенностью побережья Налычевской низменности является наличие одиноко стоящей у сел. Калахтырки скалы до 30—40 м высоты, сложенной породами валагинской свиты. Такие же скалы и камни, но в виде островков, здесь наблюдаются в прибрежной части моря.

Характер описанных выше берегов свидетельствует о наличии берегов двух категорий: к первой категории относится берег на отрезке между рр. Семячик и Березовой, а также берег м. Жупановского и южнее; ко второй категории относятся берега на отрезках между рр. Березовой и Жупановой, а также между сел. Налычево и Калахтыркой. Из приведенного описания ясно, что берега первой категории испытывают в настоящее время отрицательное движение, а берега второй категории — положительное движение, т. е. в первом случае происходит наступление моря на сушу, а во втором — отступление моря.

СТРАТИГРАФИЯ

В стратиграфическом отношении все породы, встреченные нами в маршруте, мы делим, в первую очередь, на мезозойские (?), третичные и четвертичные.

Мезозой (?)

Сюда мы относим своеобразную и очень характерную для Камчатки мощную толщу оскольчатых зеленокаменных пород, которую еще по работам 1934 и 1935 гг. выделили в так называемую валагинскую свиту, приписав ей, по аналогии с другими районами Камчатки, мезозойский возраст.

Валагинская свита. В описываемом районе свита была встречена нами, с одной стороны, в хребте Валагинском, а с другой — в бассейнах рр. Ва-

хиль и Островной. И в том и в другом случае в составе свиты принимают участие породы, макро- и микроскопически крайне сходные с породами этой свиты в других районах Камчатки. В зависимости от района меняется лишь соотношение в преобладании или в уменьшении в составе свиты тех или иных групп пород, выпадением некоторых членов свиты в различных районах и их не везде одинаково занимаемое стратиграфическое положение.

Объясняется это тем, что свита, имея вулканогенный характер, отличается крайней фацальной изменчивостью как по простиранию, так и по падению. Поэтому в описываемом районе мы не имели возможности, в виду маршрутного характера исследований, произвести в составе свиты внутренние стратиграфические подразделения, да едва ли это возможно сделать без детальных геологических исследований, только на основании маршрутных работ.

В хребте Валагнинском, в районе описываемого пересечения, в составе свиты принимают участие различные туфогенные породы, порфириды и порфиристые туфобрекчи и туфоконгломераты и кремнистые сланцы. Породы приведены в порядке их убывания в составе свиты.

Туфогенные породы являются довольно темными, сильно оскольчатыми породами зеленого цвета различных оттенков. Преимущественно они тонкообломочные, и редко наблюдались средне- или крупнообломочные породы. Тонкообломочные разновидности этих пород в большинстве случаев являются хорошо слоистыми, причем слоистость обусловлена чередованием прослоев с различной крупностью обломков или, реже, переслаиванием через 10—20 см с кремнистыми сланцами.

Под микроскопом они состоят из обломков филлитов, грауввакового песчаника, кремнистого сланца и авгитсодержащих эффузивов. Наблюдается очень сильная хлоритизация и серицитизация, а в некоторых случаях — эпидотизация.

Порфириды. Имеют различные, то светлые, то темные, оттенки зеленого цвета. Среди порфиритов различаются роговообманковые, авгитовые, плагиоклазовые и др.

Роговообманковые порфириды — светлозеленые с частыми и мелкими порфиридовидными вкрапленниками роговой обманки. Под микроскопом видны нацело серицитизированные плагиоклазы. Роговая обманка — обыкновенная с нормальной схемой плеохроизма. По трещинам развит эпидотцеолитовый материал.

Авгитовый порфирит — зеленовато-серого цвета. В шлифах имеет порфирную структуру. Порфиридовидные вкрапленники представлены авгитом, общий фон — сильно измененными плагиоклазами, превратившимися в сплошную серицит-каолиновую массу. Сильно развита также эпидотизация плагиоклазов, причем эпидот представлен землистой разновидностью.

Плагиобазальтовые порфириды имеют травянисто-зеленый цвет. Плагиоклазы здесь изменены процессами серицитизации, эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации. Появляется вторичный альбит, выполняющий поры породы и образующий вариолы.

Порфирит, отвечающий по составу авгит-гиперстеновому андезиту, — порода темнозеленого цвета. Под микроскопом наблюдаются очень сильные постмагматические изменения составных частей: серпентинизация, карбонатизация, эпидотизация плагиоклазов и хлоритизация цветных составных частей.

Порфириды, отвечающие по составу плагиоклаз-авгитовому базальту, представлены породами темнозеленого цвета с мелкими выделениями полевых шпатов. В шлифе плагиоклазы и общий фон породы сильно эпидотизированы. Местами наблюдается и пелитизация плагиоклазов, причем пелит развит в виде псевдоморфоз по плагиоклазу. Авгит хорошо сохранился и местами двойникован.

Т у ф о б р е к ч и и. По составу туфобрекчии различны. Встречены были следующие их разновидности.

Плотные и массивные темнозеленые породы, определяющиеся как туфобрекчии лишь под микроскопом, состоят в основном из обломков эффузивных пород, отдельных зерен кварца и плагиоклаза и рудных минералов. Имеются также обломочки граувакковых песчаников с филлитоподобной основной массой, включающей, в свою очередь, небольшие обломки эффузивов. Обращает внимание значительное количество авгита. В пиллифах наблюдается эпидотизация пироксенов и полевого шпата. Развита и хлоритизация.

Туфобрекчия, представленная роговообманковым порфиритом с редкими включениями небольших обломков эффузивных пород и еще меньших — филлитов. Отмечается интенсивная серицитизация плагиоклазов и эпидотизация. Макроскопически это темнозеленый порфирит с мелкими выделениями роговой обманки, без видимых невооруженным глазом включений посторонних пород. Лишь в некоторых случаях наблюдались туфобрекчии, определявшиеся и в поле как таковые. Это среднеобломочные темно- или светлозеленые породы, состоящие из обломков до 1 см и менее в поперечнике. Микроскопически эти туфобрекчии состоят из обломков измененных эффузивов разного состава и кремнистого сланца. Плагиоклазы их нацело серицитизированы. Цемент известковистый.

Т у ф о к о н г л о м е р а т. Наблюдается лишь в одном обнажении у подножия с. Унана. Состоит из окатанных и угловато окатанных зеленых и серо-зеленых галек, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и редко несколько больше 10 см в поперечнике. Среди галек преобладают гальки роговообманковых порфиритов.

К р е м н и с т ы е с л а н ц ы. Наблюдались лишь в виде светло- или травянисто-зеленых прослоев, от 10 до 20 см мощностью, в переслаивании с туфогенными породами.

По рр. Вахиль и Островной описываемая свита представлена порфиритами и туфогенными сланцами.

Порфириты здесь не отличаются разнообразием, как в хребте Валагинском, и представлены зеленоватыми породами с порфировидными вкраплениями полевых шпатов — плагиоклазов. Плагиоклазы вкрапленников и основная масса породы изменены процессами серицитизации. Кроме того, наблюдаются эпидотизация и хлоритизация составных частей. Иногда трещины в породе выполнены вторичным альбитом.

Т у ф о г е н н ы е с л а н ц ы. Макроскопически это темные, почти черные, с зеленоватым оттенком, тонкослоистые породы. Под микроскопом они состоят из обломочков филлитов, порфиритов и участков желтого вулканического стекла. Обогащены бурыми окислами железа и углистым веществом. Так же как и для всех предыдущих пород, наблюдается эпидотизация, хлоритизация и серицитизация. Кварц относительно свежий.

Третичные образования

Третичные образования описываемого района мы расчленяем на константиновскую свиту и свиту м. Жупановского. Первую мы называем по имени р. Константиновской, стекающей с восточного склона хребта Валагинского (в 25—30 км к югу от истоков р. Правой Шапины) и впадающей в р. Левую Жупанову, где аналогичные образования мы встретили впервые в 1935 г. (Щербаков, 1938); вторая была установлена еще в 1931 г. Л. А. Гречишкиным (1935) и названа им по месту ее нахождения именем м. Жупановского.

Константиновская свита в рассматриваемом районе развита в истоках р. Правой Шапины и по р. Вахиль.

В первом случае это сравнительно однообразная толща пород и состоит главным образом из песчаников. Большею частью это некрепкие, слоистые, темносерые или коричнево-серые, мелкозернистые глинистые песчаники; реже они среднезернисты и зеленовато-серого цвета. Указанные разности песчаников, то часто, то редко переслаиваясь между собой, кое-где содержат прослой, до 10 см мощностью, коричнево-желтых или коричнево-серых глин с эллипсоидальными концентрически-скорлуповатыми конкрециями величиной до куриного яйца.

Иногда такие же концентрически-скорлуповатые конкреции (или отдельности (?)) имеют и самые песчаники, но величина конкреций здесь достигает 20 см в диаметре.

В исключительных случаях песчаники содержат редкие рассеянные зеленые гальки пород валагинской свиты.

Под микроскопом песчаники состоят из сцементированных обломочков филлитов, эффузивов и отдельных минералов — кварца, плагиоклаза, биотита. В песчаниках сильно развит процесс карбонатизации. В некоторых шлифах наблюдается значительное количество рудных минералов.

В одном из темносерых мелкозернистых песчаников были обнаружены очень редкая и очень плохой сохранности фауна моллюсков и растительные остатки, а также ходы червей.

Аналогичные по внешнему виду и минералогическому составу песчаники развиты и по р. Вахиль, но наряду с песчаниками здесь большую роль играют мелкооскольчатые коричнево-желтые с эллипсоидальными концентрически-скорлуповатыми конкрециями глины, встречавшиеся в истоках р. Правой Шапины лишь в виде тонких прослоев.

Возраст свиты, по аналогии с такими же отложениями по р. Константиновской, определяется как миоценовый. Мощность свиты определяется в несколько сотен метров. В истоках р. Правой Шапины свита дислоцирована и моноклипально, с азимутами падений от ЮВ 160° до ЮВ 175° и с углами в 25—30°, залегает среди пород валагинской свиты.

По р. Вахиль характер дислоцированности свиты не установлен, и здесь она с одной стороны по предполагаемому тектоническому контакту контактирует с валагинской свитой, а с другой стороны — с нижеописываемой свитой м. Жупановского.

Свита мыса Жупановского. Эта свита развита при устье р. Жупановой, слагая здесь обрывистый правый берег реки, на котором расположено сел. Жупаново. Она распространяется на всем полуострове, ограниченном с запада озером Жупановским, а с востока — заливом Кроноцким, и дальше по нашему маршруту, проложенному к озеру Халыгерскому и по р. Халыгер, впадающей в это озеро.

Очень характерными и наиболее развитыми в описываемом районе породами этой свиты являются вулканические туфы и туфобрекчии.

Макроскопически эти породы состоят из сцементированных угловатых обломков различных горных пород и имеют общий темнобурый цвет. В отдельных разностях описываемых пород преобладают то среднеобломочные туфы с обломками от долей миллиметра до 1—2 мм, то крупнообломочные породы с обломками до нескольких сантиметров в поперечнике. В шлифах преобладают обломки сильно измененных гипотермальными процессами разнообразных эффузивных пород, причем иногда наблюдается большое количество черно-зеленого вулканического стекла.

Туфы и туфобрекчии залегают в виде горизонтов до нескольких десятков метров мощностью, переслаиваясь с песчаниками. Песчаники различной крупности зерна, коричневатые-серые, серо-желтые и темносерые, почти черные, обычно содержат примесь туфового материала. Иногда песчаники имеют шаровую отдельность. В некоторых случаях в песчаниках наблюдались тонкие прослой мелкого конгломерата.

Среди описанных выше пород на северо-восточной оконечности м. Жупановского в виде пластовых залежей, до 10 м мощности, залегают горизонты авгит-гиперстенового андезита. Это темпосерая кристаллическая порода с отчетливым порфириновидным строением. Под микроскопом в шлифах — исключительно плагиоклаз, значительно измененный, пезональный. Основная масса состоит из пироксенов, плагиоклаза и обильного количества хлоритового минерала. Есть карбонаты, которые видны в породе и макроскопически, будучи развиты по трещинам отдельностей.

Границы описываемой свиты остались неизвестными, так как в северо-восточной части полосы ее развития она кончается на правом берегу р. Жупановой или обрывается морским берегом, а в юго-западной, на месте ее контакта с константиновской свитой, имеется большой перерыв в обнажениях.

Во всяком случае, видимая мощность свиты определяется не одной сотней метров.

Невыясненной осталась также и ее дислоцированность, так как слоистость пород этой свиты мы наблюдали лишь на северо-восточной оконечности м. Жупановского, где они (породы) имеют азимут падения СВ 75° и угол падения 45°.

Окаменелостей в этой свите также не обнаружено, и Гречинский, параллелизуя ее с кроноцкой свитой, приписывает ей миоценовый возраст.

Четвертичные образования

Отрывочность и неполнота фактического материала, являющегося неизбежным следствием маршрутного характера исследований, не позволяют расчленить четвертичные образования в возрастном отношении. Лишь грубо и условно мы делим их на постплиоценовые [охватывающие доледниковую фазу, фазы первого и второго оледенения и межледниковую, предложенные Криштофовичем (1932) как показатели времени четвертичной геологической истории развития флоры и климата Дальнего Востока] и постледниковые (охватывающие постледниковую и современную фазы, предложенные Криштофовичем для той же цели).

Постплиоцен

По происхождению постплиоценовые образования в районе разделяются на вулканические образования и осадочные отложения.

Вулканические образования. Из всех четвертичных образований описываемого района вулканические образования пользуются наибольшим распространением, слагая обширные плато-долы с насаженными на них вулканическими конусами.

Ниже мы дадим лишь описание пород, слагающих доли, оставляя описание вулканических конусов до специальной главы.

Вулканические образования плато-долов. В районе маршрутного пересечения плато-долы сложены вулканическими образованиями, не везде одинаковыми по характеру своего образования и составу. Из сопоставления отдельных разрезов вулканического комплекса, а также судя по гипсометрическому положению этих разрезов, мы приходим к выводу о возможности деления всей толщи вулканических образований плато-долов на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя часть вулканического комплекса. Это наиболее древние образования плато-долов. Развиты они на побережье от р. Березовой до р. Семячик и несколько дальше, к северо-востоку от последней, слагая низкие морские обрывистые берега, от 10—12 до 25—30 м высотой.

Самые низы этого комплекса представлены пемзовыми туфами. Пемзовые туфы состоят из скопления обычно окатанных (но без заметной сорти-

ровни материала в обнажениях) и слабо сцементированных кусков пемзы самой разнообразной величины (от мельчайших обломков до 0.5 м в поперечнике). Иногда, как, например, на морском берегу несколько северо-восточнее устья р. Семячик, в этих пемзоносных образованиях много крупных кусков, а, например, на правом берегу р. Березовой они состоят лишь из орешковатой пемзы. Окраска отдельных кусков пемзы также разнообразна (см. главу о полезных ископаемых).

В шлифах пемза состоит из основной пузыристой массы, представленной светло- или буро-коричневым стеклом с показателем преломления меньшим 1.54. В основной массе изредка рассеяны вкрапленники плагиоклаза, авгита и гиперстена. Плагиоклазы — с хорошо выраженной зональностью, причем в некоторых шлифах с желтыми участками стекла плагиоклазы окрашены в тот же желтый цвет. В некоторых шлифах заметна флюидальная структура стекла. Отдельные куски пемзы залегают в мелкообломочном и очень слабо сцементированном, растирающемся между пальцами туфе светложелтого цвета, с мелкими кусочками пемзы и серых и темносерых эффузивов. Такого же цвета эффузивы с порфириновидным строением попадают наряду с пемзой и в более крупных угловатых кусках, до кулака и больше величиной.

Среди этих эффузивов преобладают обломки авгит-гиперстенового андезита. В топкозернистой основной массе их, почти не содержащей стекла, — микролиты плагиоклаза, авгита, гиперстена и рудных. В этой основной массе наблюдаются вкрапленники плагиоклаза, авгита и гиперстена. Преобладают вкрапленники плагиоклаза, которые на основании углов погасания в зоне $\perp MP$ и в зоне $\perp M$ (010) относятся к лабрадору № 58—62. Крупные кристаллы плагиоклазов зональны, и ядра их слегка эпидотизированы. Пийп относит описанные пемзы к риолитовым.

На описываемом участке побережья на пемзовых туфах залегают стекловатые туфобрекчии в переслаивании с андезитобазальтовыми покровами и со слоями туфогенных песчаников и мелких галечников, а также с белыми горизонтами вулканического пепла.

Туфобрекчии залегают в виде пластов мощностью до нескольких метров, но местами слагают береговые обрывы и до 25 м высотой. По внешнему виду это темносерые обломочные породы, состоящие из сцементированных обломков эффузивов, от нескольких миллиметров до 1 см в поперечнике. Под микроскопом туфобрекчии определяются как стекловатые туфобрекчии. В буром стекле — обломки андезитовых пород с трахитовой структурой. Кроме того, наблюдаются отдельные кристаллы плагиоклаза с слабо выраженной зональностью. По углам погасания в разрезах $\perp MP$ плагиоклаз для периферии определяется как № 52, а в центре — № 60. Имеются также отдельные кристаллы авгита, которых $CNg=41^\circ$, в то время как для кристаллов авгита в обломках андезита $CNg=47^\circ$. Кроме того, имеются редкие зерна пироксена с перекрещивающейся спайностью и мелкие зерна рудных минералов.

Андезитобазальты имеют мощность до 20 м. Это серые и темносерые породы с редкими и очень мелкими вкрапленниками полевых шпатов и местами с очень мелкими порами. Иногда они имеют тонкую плитчатую горизонтальную отдельность, производящую впечатление слоистости. Под микроскопом они имеют основную массу трахитовой структуры, состоящую из ориентированных микролитов плагиоклаза, авгита и редких (более крупных, чем микролиты) кристаллов оливина, окруженных авгитом, в почти прозрачном стекле, с показателем преломления < 1.54 . Вкрапленники плагиоклаза и пироксена ориентированы удлинением параллельно общему направлению микролитов, причем вкрапленники плагиоклазов слегка зональны. Есть редкие рудные зерна.

В одном из береговых обнажений до 20 м высотой мы наблюдали, что

между тонкообломочной туфобрекчией вверху и андезито-базальтом внизу залегает слой туфогенного песчаника около 2 м мощностью, а под ним, примерно той же мощности, слой мелкого галечника. Песчаник некрепкий, серо-желтый, тонкоплитчатый-слоистый. Галечник состоит из окатанных галек до 0.5 см в диаметре. Все эти образования в обнажении падают на ЮЗ 205° , угол падения 10° .

В другом обнажении, высотой до 10 м, на р. Березовой, близ ее устья, под пемзовыми туфами залегает среднезернистый, темносерый, некрепкий песчаник, до 1.5 м мощности, с тонким прослоем мелкого галечника в нем, а под песчаником—коричнево-серая, тонкослоистая, сланцеватая глина. Оба слоя падают на ЮЗ 255° , $\angle 45^\circ$. К сожалению, приходится констатировать, что в этом обнажении не видно места соприкосновения пемзовых туфов с нижележащими осадочными отложениями. Песчаник и глина являются несомненно третичными, на что указывает их сильная дислоцированность.

Упомянутые выше два обнажения свидетельствуют о том, что среди вулканических образований описываемой толщи залегают и нормальные осадочные отложения. При этом, если пемзовый туф на нижележащих осадочных отложениях залегает согласно, то вся рассмотренная толща является третичной и служит основанием плато-долов, если же залегание несогласное, то эта толща—четвертичная и является нижней частью лавового плато, а основанием его являются третичные отложения, часть которых обнажается во втором из вышеупомянутых обнажений. Надо надеяться, что будущие исследователи этот вопрос разрешат.

Средняя часть вулканического комплекса. Сюда мы относим туфы и туфобрекчии нижней части склонов долины р. Новой и туфы у озера Кроноцкого.

Туфобрекчии и туфы по р. Новой представлены серыми, с красно-бурыми пятнами, среднеобломочными породами. Величина остроугольных или округлых, но неправильных по форме обломков породы колеблется в пределах нескольких миллиметров в поперечнике, но кое-где рассеяны обломки от 0.5 до 1 см и менее в поперечнике.

Под микроскопом структура пород типично брекчиевидная. Породы состоят из обломков андезито-базальта, андезита (трахитовая структура) и кварцита. В буром стекле с флюидальной структурой, кроме обломков различных пород, имеются крупные самостоятельные кристаллы плагиоклаза (№ 52), гиперстена и авгита.

Если не обращать внимания на обломки посторонних пород, то оставшаяся масса породы принадлежит к плакам базальтовых лав.

Обломки андезито-базальта состоят из вкрапленников плагиоклаза и авгита. Тонкозернистая основная масса обломков состоит из микролитов плагиоклаза и содержит большое количество рудных зерен. Обломки андезитов с трахитовой структурой состоят из микролитов плагиоклаза, а кварцита — из отдельных зерен кварца с роговиковой структурой.

В некоторых случаях туфобрекчии отличаются тем, что в их составе наблюдаются однообразные по петрографическому характеру обломки. Принадлежат они андезитам (?) с трахитовой структурой. Кроме того, здесь имеются единичные самостоятельные кристаллы плагиоклаза (№ 52). В стекле этих пород встречаются также миндалевидные (слабо желтоватые) выполнения, в которых, в свою очередь, наблюдаются сфероидальные образования хлорита. Имеются зерна рудных минералов.

У озера Кроноцкого описываемые образования представлены исключительно туфами. Залегают они здесь на основании из размытых и дислоцированных мезозойских (?) туфогенных осадков валагинской свиты.

Туфы здесь звонкие, светлосерые, с неровноплитчатой горизонтальной отдельностью в обнажениях. Включенные в породу обломки до 2 мм в поперечнике равномерно рассеяны и имеют остроугольные очертания.

Под микроскопом основной фон породы представлен буровато-серым стеклом. В качестве ксенолитных включений присутствуют мелкие обломки сильно измененных пирокластических образований. Кое-где различаются отдельные кристаллы плагиоклаза и авгита.

Верхняя часть вулканического комплекса представлена андезито-базальтами, развитыми в истоках р. Новой, а также и в верхней части склонов долины этой реки в ее среднем и верхнем течении. В некоторых случаях это плотные тонкоплитчатые серые эффузивы с редкими выделениями полевых шпатов, а в других — темносерые, с мелкими и крупными порами эффузивы, также с выделениями полевых шпатов.

В обоих случаях эффузивы представляют, повидимому, паружную фацию андезито-базальтовых лав. Основная их масса стекловатая, трахитовая, с редкими включениями плагиоклаза, авгита и магнетита.

Осадочные отложения. К нормальноосадочным отложениям постплицена могут быть отнесены ледниковые отложения, древние аллювиальные отложения и древние морские отложения.

Ледниковые отложения. Ледниковые отложения выделены особо, так как, с одной стороны, они занимают достаточно обширные пространства, а, с другой стороны, их выделение облегчается наличием свойственного им ледникового ландшафта, описанного в главе об орографии и геоморфологии района. Отложения эти представлены песчано- или валунно-галечным материалом подледниковых вод и поддонных морей. Ледниковые отложения в виде флювио-гляциальных отложений входят наряду с древними аллювиальными отложениями в состав и древних террас. Состав их очень разнообразен и зависит от состава горных массивов, к которым они примыкают.

Древние аллювиальные отложения. Сюда мы относим все речные террасы с отметками от 10—12 м и выше над уровнем воды в реках; эти террасы наряду с древними морскими образованиями входят в состав прибрежных низменностей — Налычевской и Жупановской. Представлены эти отложения галечниками, глинистыми песками и песчанистыми глинами, часто с косою слоистостью. Состав их разнообразен и зависит от состава размытых пород.

Еще на основании предыдущих работ мы позволили себе образование мощной 25—30-метровой террасы параллелизовать по времени с первым большим оледенением Камчатки, а более молодую, несравненно менее мощную, но более постоянную 10—12-метровую надпойменную террасу — со вторым оледенением Камчатки.

Древние морские отложения наравне с древними аллювиальными отложениями входят в состав прибрежных низменностей, представляющих собой недавно осушившиеся морские лагуны, и представлены песками и глинами.

Современные отложения

Отложения представлены аллювиальными, береговыми, волноприбойными, озерно-лагунными и озерными, а также делювиальными и элювиальными отложениями.

Аллювиальные отложения. Сюда мы относим все отложения речных террас с отметками ниже 10 м, а также отложения современных русел рек и их устьевых частей. Так как большинство рек, особенно в Кроноцком районе, находится в стадии интенсивной эрозии, то на некоторых их участках не только не происходит отложений, а, наоборот, наблюдается размыв коренного ложа. К таким рекам относится, например, р. Новая на том ее участке, где она имеет излучину, обращенную выпуклостью к западу. Наибольшее количество этих отложений происходит в нижних течениях рек

и в их приустьевых частях. Представлены они галечниками, песками и илами. В приустьевых частях рек эти отложения сменяются с прибрежно-морскими, и местами песок здесь настолько обогащен магнетитом, что образуют настоящий магнетитовый песок, как это мы наблюдали на побережье несколько севернее р. Семячик, при устье небольшой речушки, берущей начало в предгорьях с. Большой Семячик.

Береговые волноприбойные отложения принимают участие в строении прибрежных низменностей Налычевской и Жувановской, где они слагают береговые валы.

Последние очень хорошо выражены в виде длинных параллельных гряд, счетом до 7, на побережьях низменностей; они описаны в главе о геоморфологии района. Представлены береговые валы мелкозернистыми песками с редкими обломками раковин.

Озерно-лагунные и озерные отложения. Описанные выше береговые волноприбойные отложения дальше, в глубь страны, сменяются озерно-лагунными отложениями, но с значительным участием речных и прибрежно-морских, слагающих ближайшие к берегу участки прибрежных низменностей. Представлены они песками с прослоями галечников и глинами илами.

В прибрежных зарастающих частях озер, например в некоторых частях Семячинского озера-лагуны, существенное участие принимают и скоплены отмершего торфообразующего растительного материала.

По берегу озера Кроноцкого эти отложения представлены плохо окатанными гальками эффузивов.

Делювиальные и элювиальные отложения. Делювиальные образования в виде скоплений остроугольных обломков часто широким плейфом развиты у подножья склонов некоторых речных долин и отдельных высот. Элювий, представленный мелко- или крупнообломочным материалом, наблюдался на отдельных оголенных вершинах высот.

ТЕКТОНИКА

В исследованном районе основными тектоническими зонами, морфологически хорошо выраженными и обоснованными, являются: хребет Валагинский, Центральная Камчатская депрессия и зона лавовых плато-долов.

Хребет Валагинский в районе пересечения сложен в основном валагинской [мезозойской (?)] свитой, но среди поля валагинской свиты в центральной части хребта развита и константиновская (миоценовая) свита. Валагинская свита, из совокупности наблюдений 1936 г. и предыдущих лет, имеет северо-северо-восточное и юго-юго-западное простирание, в общем близкое к направлению хребта Валагинского и следующего за ним к югу хребта Ганальские Востряки, но несколько косо направленное по сравнению с направлениями хребта, а именно: простирание валагинской свиты несколько более приближается к меридиональному направлению. Породы валагинской свиты южнее описываемого пересечения имеют в общем антиклинальное строение и осложнены на крыльях второстепенной складчатостью, с амплитудами складок от нескольких метров до нескольких десятков метров; крылья этих второстепенных складок часто, в свою очередь, осложнены мелкой складчатостью или гофрировкой, а иногда и плейчатостью; северное окончание этой антиклинальной структуры, по видимому, осложнено в центральной части синклинальным прогибом, выполненным осадками константиновской свиты, падающей на ЮВ 160—175°, под углом в 25—30°.

Примыкающие к хребту Валагинскому зоны Центральной Камчатской депрессии и современного лавового плато опустились по сбросам и обусловили, таким образом, горстовый характер этого складчатого хребта.

Центральная Камчатская депрессия, как уже описано в главе о геоморфологии района, имеет строение грабена и выполнена горизонтально лежащими четвертичными отложениями.

Зона лавовых плато занята главным образом вулканическими четвертичными образованиями. Это наименее дислоцированные образования из всех геологических образований района. Наблюдаемые здесь углы падений не превышают 10° и объясняются неровностями дна бассейнов или склонов возвышенностей, на которых происходило отложение. Но в области развития вулканического постплиоцена характерно наличие сбросов, обусловивших выходы на дневную поверхность третичных и более древних отложений. Так, начиная с м. Жупановского и южнее, вулканический покров смыт, и на дневную поверхность выходят отложения так называемой свиты м. Жупановского и константиновской свиты, а еще южнее — пород валагинской свиты. К сожалению, небольшое число обнажений и отсутствие достаточно надежных замеров не позволяют установить характер дислоцированности этих свит. Можно лишь сказать, что третичные отложения на м. Жупановском падают на СВ 75° , с углом падения в 45° . Появление третичных и более древних пород, как упомянуто выше, здесь связано с наличием сбросов. Последние очень хорошо наблюдались на м. Жупановском, где плоскости сбросов падают на ЮЗ 230° с углом в 30° .

Второй аналогичный сброс предполагается на месте контакта константиновской и валагинской свит в верхнем течении р. Вахиль. Этот сброс проходит также через вулкан — с. Жупановскую, и им же обусловлено наличие крутизны всего юго-западного берега п-ова Шипунского.

НЕКОТОРЫЕ ВУЛКАНЫ КРОНОЦКОГО РАЙОНА

Кроноцкий район изобилует вулканами, и некоторые из них были подвергнуты с нашей стороны рекогносцировочному обследованию. Вулканами, попавшими в сферу нашего изучения, были сопки Крашенинникова, Улана, Узон и Тауншиц. Все они являются уже потухшими вулканами, и лишь Узон находится в фумарольной стадии деятельности. На каждом из этих вулканов мы пробыли всего лишь от 1 до 3 дней, поэтому описание их и, в особенности, геологическое строение будет приведено весьма схематично. В это описание мы не включаем с. Узон, так как она более подробно была обследована и описана Пийпом (1933), проработавшим на ней около трех недель. Начнем рассмотрение остальных вулканов с с. Крашенинникова как наиболее молодой и лучше других сохранившейся.

Сопка Крашенинникова

Издали, со стороны озера Кроноцкого, сопка производит впечатление конуса с очень пологими склонами внизу и более крутыми вверху, причем верхняя часть его как бы сплющена с боков и имеет широкую, усеченную и слегка наклонную (до 5°) вершину, вытянутую с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Основание сопки имеет не менее 25 км в диаметре, а ее относительная высота над этим основанием равна приблизительно 1400 м. С северной стороны ее основание доходит до озера Кроноцкого. Таким образом, это — широкая и сравнительно низкая возвышенность.

Весь вулкан состоит как бы из двух усеченных конусов, вложенных один в другой, причем внутренний, более молодой конус, который собственно и называется сопкой Крашенинникова, является более высоким и более крутым, а внешний является более пологим и низким.

Из рассмотрения прилагаемой фиг. 1 видно, что внутренний, более молодой конус вулкана сдвоен, имеет два самостоятельных кратера и находится внутри довольно широкой кальдеры.

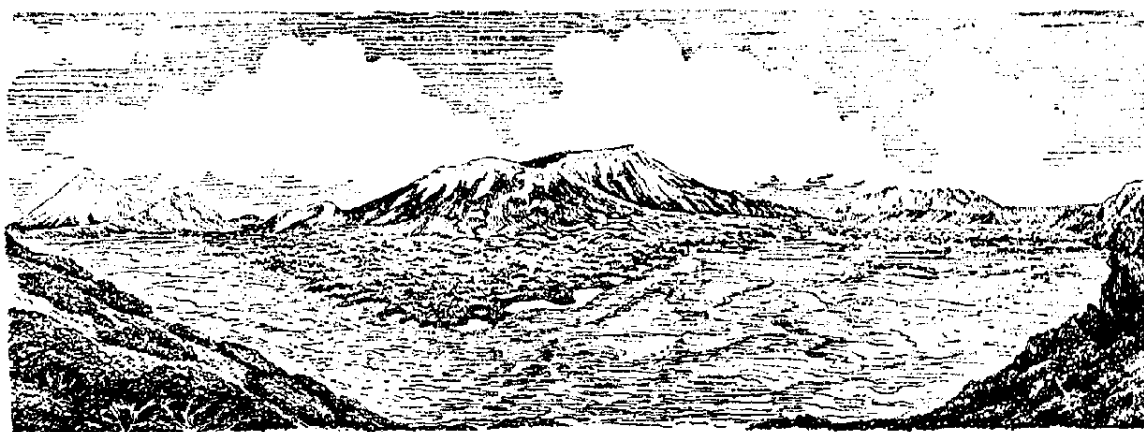
Гребень кальдеры наподобие кольцевого вала окружает внутренний сдвоенный конус вулкана со всех сторон, за исключением его юго-восточного квадрата.

Внутренняя стенка кальдеры является крутой, а местами отвесной, и имеет до 200 и больше метров относительной высоты. Внешние стенки ее очень полого спускаются к лавовому плато и слабо дрешированы сухими руслами распадков.

Основание внутреннего сдвоенного конуса вулкана отстоит от основания внутренней стенки кальдеры в 2 км, и это кольцевое пространство между ними представляется в виде горизонтальной поверхности, усыпанной черным вулканическим песком и покрытой излившимися на нее лавовыми потоками.

Если смотреть на внутренний сдвоенный конус с северо-западной части кольцевого вала кальдеры, то северный склон этого конуса имеет уклон в 25° , а южный — в 32° . Максимальная относительная высота внутреннего сдвоенного конуса над его основанием равна 760 м.

Свое восхождение на с. Крашенинникова мы произвели с юго-западной стороны, где она имеет наибольшую высоту, оказавшуюся равной 1910 м



Фиг. 1. Сдвоенный конус вулкана Крашенинникова внутри кальдеры. На переднем плане — лавовый поток, излившийся из северного кратера. Слева вдали виден правый конус Кроноцкой сопки, справа — вулканический массив Кихпинич (зарисовка Э. Н. Лесючевской).

(по anerоиду) над ур. моря. На вершине внутреннего сдвоенного конуса расположены два прекрасно сохранившихся кратера с почти отвесными стенками. Мы имели возможность обойти и спуститься лишь в южный кратер, размеры которого оказались следующими: диаметр кратера 900 м, глубина, считая от наивысшей точки вулкана на северо-западном краю этого кратера, 140 м. С восточной стороны край кратера несколько разрушен и понижен и имеет всего 70 м высоты. Дно кратера — ровное и горизонтальное от застывшей в нем магмы; восточная часть кратера выложена снегом, уплотнившимся до степени фирнового льда.

Северный кратер имеет несколько меньшие размеры; характерно, что внутри этого кратера имеется свой собственный, не поднимающийся выше краев кратера, невысокий конус с небольшими лавовыми потоками, излившимися преимущественно к востоку.

На склонах с. Крашенинникова мы наблюдали два застывших лавовых потока: один из них излился из южного, а другой — из северного кратера. Вверху, на склонах вулкана, поверхности лавовых потоков вследствие выветривания сглажены или превратились в отдельные глыбы; у основания и внутри кальдеры, где они сравнительно защищены, поверхности этих потоков очень неровны и представляют собой хаотическое нагромождение

кусков лавы и ее пористых шлаков, находящихся *in situ* после остывания. Мощность лавовых потоков — около 30 м каждый.

Наиболее древние из доступных наблюдению породы с. Крашенникова — туфобрекчии авгит-гиперстенового андезита и андезито-базальта, слагающие нижнюю часть северной стенки кальдеры (обн. 603, 605). Более молодыми породами являются авгит-гиперстеновые андезиты, которые слагают стенки кальдеры с западной стороны (обн. 601), а также залегают на туфобрекчиях, слагая верхнюю часть северной стенки кальдеры (обн. 604). Еще более молодые породы — андезито-базальты, слагающие стенки северного кратера (обн. 608), а также сдвоенный конус вулкана и упомянутые выше два лавовых потока (обн. 606, 607 и 610); кроме того, андезито-базальты в виде даек, повидимому, одновременных по происхождению с лавовыми потоками, обнаружены в северо-западной стенке кальдеры (обн. 602). К самым поздним породам следует отнести также авгит-гиперстеновый андезит, залегающий в виде лавовой пробки на дне южного кратера вулкана (обн. 609) и совершенно сходный с авгит-гиперстеновым андезитом внутренней стенки кальдеры.

Ниже приведено описание всех этих пород в порядке указанной выше последовательности при их извержении.

Туфобрекчии авгит-гиперстеновых андезитов и андезито-базальтов. В обнажениях это — туфобрекчии с обломками серых и бордово-коричневых эффузивов, от 0.5 до 0.75 м в поперечнике, с слоем тонкообломочного туфа в 2 м мощности.

Бордово-коричневые эффузивы имеют порфировидные вкрапленники полевых шпатов и определяются как авгит-гиперстеновые андезиты. В шлифах они отличаются высокой степенью кристалличности и почти полным отсутствием микролитовых кристаллов. Плагноклазовые вкрапленники их относятся к основному лабрадору (угол угасания в зоне \perp MP = +38°), а пироксен представлен авгитом (у которого CNg = 39°). В основной массе породы — мелкие зерна оливина.

В некоторых случаях порода сильно хлоритизирована.

Серые эффузивы определяются как андезито-базальты или базальтовые шлаки и во всем сходны с нижеописываемыми андезито-базальтами и шлаками.

В шлифе из тонкообломочного туфа в сильно пузыристой шлаковой породе имеется несколько обломков андезито-базальтовой породы с порфировой структурой и с гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники принадлежат плагноклазу. Имеются также зерна плагноклаза, авгита и других трудно различимых пироксенов, гиперстена и, может быть, отчасти оливина.

Авгит-гиперстеновые андезиты. Макроскопически — это серые эффузивы с тонкоплитчатой отдельностью (до 1 см толщиной), особенно хорошо выраженной в авгит-гиперстеновых андезитах внутренней стенки кальдеры. Породы имеют порфировидное строение с порфировыми вкрапленниками полевых шпатов, до 1.5 мм в поперечнике.

Под микроскопом имеют типичную гиалопилитовую микроструктуру основной массы, состоящей из микролитов плагноклаза (№ 52—55), авгита и гиперстена.

Фенокристаллы представлены плагноклазом, в большинстве случаев зональным (ядро № 80 — битовнит, периферия № 50 — лабрадор; угол погасания в зоне \perp MP для ядра = +41°, для периферии = +28°), авгитом и гиперстеном. Август преобладает над гиперстеном как в основной массе, так и в фенокристаллах. Для авгита CNg = 42°. Гиперстен в мелких и более крупных кристаллах имеет разрезы с спайностью, со слабо выраженным плеохроизмом (знак —).

В основной массе много магнетита и стекла, показатель преломления которого меньше 1.54.

Андезито-базальты. Лишь в обн. 602 это — светлосерые, во всех же остальных случаях темные, а иногда и совершенно черные плотные или пористые эффузивы. Плотные разновидности их имеют порфировое строение, с редкими или частыми мелкими выделениями полевых шпатов. Пористые же разновидности имеют переходы к описанным ниже шлаковым породам.

Под микроскопом андезито-базальты имеют трахитовую основную массу, на фоне которой располагаются фенокристаллы плагиноклаза.

Потокообразное расположение микролитов основной массы совпадает с ориентировкой вкрапленников плагиноклазов. Некоторые из этих пород (№ 606b) близки к породам описанной ниже группы, шлакам, представляющим поверхностные горизонты лавовых потоков. У этих пород основная масса приближается к стекловатой, с пузырьковым сложением и флюидальна (№ 602).

Вкрапленники плагиноклаза андезито-базальта, согласно углу погасания в зоне \perp МР, принадлежат к № 50 ($+28^\circ$), и количество их приблизительно в два раза меньше по сравнению с описанными ниже плагиноклазовыми базальтами.

Кроме крупных вкрапленников плагиноклаза, в этих породах имеются и меньшие, в 2—3 и более раза, представленные удлиненными кристалликами, в брусковидных формах, с зональным строением (удлинение по ребру МР).

Их химический состав, на основании измерений на федоровском столике, отвечает 52% Ап.

$$\begin{array}{l} \diagup 15^\circ \\ \text{---} 75^\circ \\ \diagdown 84^\circ \end{array} \quad \begin{array}{l} 2V = -86^\circ \\ P1 \text{ № } 52 \\ V = \perp (021) \end{array}$$

Цветные минералы представлены в небольшом количестве моноклинными и ромбическими пироксенами. Моноклинные пироксены относятся к авгиту ($CNg = 44^\circ$). Они почти бесцветны, с хорошо выраженной спайностью по (100). Ромбические пироксены принадлежат гиперстену. Последние слегка окрашены в зеленоватый цвет, с розоватыми оттенками; нередко образуют двойники по (100).

Основная масса пород описываемой группы состоит из сероватого стекла и микролитов плагиноклаза. Встречаются магнетит и бурые окислы железа.

Плагиноклазовые базальты залегают в виде даек в юго-западной и в северо-западной частях внутренней стенки кальдеры. По отношению к вулкану дайки являются радиальными и имеют мощность до 3 м. Дайка, зарегистрированная нами в обн. 602, ориентирована на ЮЗ 255° , $\angle 80^\circ$. Макроскопически порода здесь серого цвета, с редкими и очень мелкими порами и с редкими выделениями полевых шпатов и некоторых других минералов, до 1—2 мм в поперечнике.

Микроструктура породы даек главным образом порфировая. Основная масса имеет гялопилитовую и частью гипокристаллическую структуру. Порфировые выделения базальтов принадлежат плагиноклазу, достигающему довольно крупных размеров (до 0.5—1 мм в длину). Химический состав вкрапленников плагиноклаза, на основании измерений их на федоровском столике, отвечает основному лабрадору (№ 65).

$$\begin{array}{l} \diagup 34^\circ \\ \text{---} 64^\circ \\ \diagdown 75^\circ \end{array} \quad \begin{array}{l} P1 \text{ № } 65 \\ V = \perp (010) \end{array}$$

Нередко такие крупные кристаллы плагиноклаза sdвойникованы по сложному закону (альбито-карлсбадские двойники). Обыкновенно перифериче-

ские части фенокристаллов плагиоклаза резорбированы. Имеются (во многих случаях) плагиоклазы с зональным строением.

На ряду с фенокристаллами плагиоклаза встречаются сравнительно крупные выделения (шлиф № 602b) моноклинных пироксенов и оливина, количественно же уступающие выделениям плагиоклаза. Моноклинный пироксен, судя по углу оптических осей ($2V = +68^\circ$ и $CNg = 38^\circ$), относится к группе авгита. Кроме того, в основной массе имеются мелкие зерна ромбического пироксена, принадлежащие гиперстену.

Основная масса состоит главным образом из микролитов плагиоклаза и небольшого количества цветных минералов. Плагиоклазовые микролиты цементируются почти всегда слегка буроватым стеклом с примесями рудных выделений (магнетита), распределенных довольно равномерно по всему препарату. Встречаются тонкие проломки апатита.

Необходимо отметить, что внутри крупных зерен (фенокристаллов) плагиоклаза имеется в виде включений непрозрачное пылевидное вещество [стекло (?)], которое иногда распределяется (в кристаллах с зональным строением) в виде вихриков, направление которых совпадает с границами зон плагиоклаза.

На периферии более крупных кристаллов пироксена наблюдаются небольшие реакционные каймы (шлиф № 602b).

Цветные минералы (пироксены) описываемых пород претерпели незначительные изменения, выражающиеся в частичном выносе железистых соединений, а более крупные выделения (шлиф № 611) фенокристаллов претерпели частичное раздробление.

Шлаковые породы авгит-гиперстеновых андезитов всюду имеют бордовый или кирпично-красный цвет, в то время как шлаковые породы андезито-базальтов — темные, почти черные. Все породы являются мелко- или крупнопористыми, в зависимости от местонахождения по отношению к нижним частям потоков.

Микроскопически состоят из пузыристого, почти непрозрачного, бурого, а в шлифе № 609b — красного стекла, с редкими вкрапленниками плагиоклаза и мелкими зернами авгита. Плагиоклаз шлаков, находящийся в крупных выделениях, отвечает в большинстве случаев лабрадору (№ 56—62). В некоторых препаратах (№ 610b, 603c и, в особенности, 610b) наблюдаются микролиты плагиоклаза, пироксенов, а также и более крупные порфировидные кристаллы цветных минералов.

Сопка Унана

Насколько с. Крашенинникова хорошо сохранилась и имеет в горизонтальных сечениях правильные кольцевые очертания, настолько с. Унана является уже довольно разрушенным вулканом (фиг. 2) и имеет в плане форму восьмилучевой звезды.

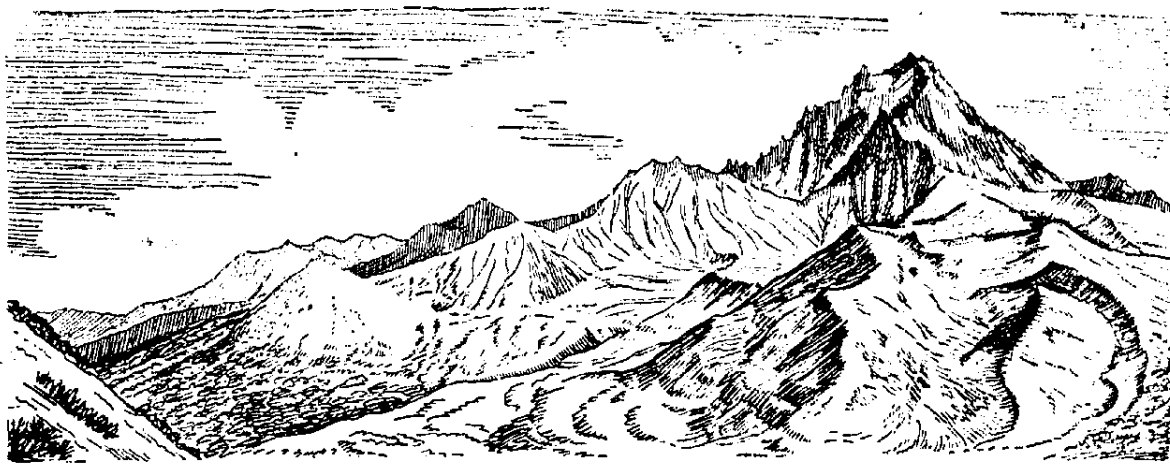
Такая внешняя форма вулкана обусловлена наличием глубоких распадков, образованных водными потоками, стекающими с сопки в радиальных направлениях. Склоны вулкана, вначале более пологие, по мере приближения к вершине становятся более крутыми. Относительная высота вулкана над его основанием равна приблизительно 1360 м при абс. выс. в 2010 м (по anerоиду). Площадь основания вулкана равна примерно 15×18 км.

В центре вулкана имеется кратер, но он сильно разрушен с северо-западной стороны; в западном направлении из него вытекает один из истоков р. Жупановой. Свое восхождение на сопку мы начали по распадку с этим истоком и продолжили по южному краю кратера до самой вершины, образующей юго-восточный край кратера. С этой стороны внутренняя стенка кратера скалится и уходит вниз отвесным обрывом на глубину до 700 м отн. выс.

Вулкан покоится на основании, сложенном из порфиритов и порфиритовых туфобрекчий и туфогенных пород валагнесской свиты, относимой нами к мезозою. При этом в одном из распадков на северном склоне сопки порфирит определяется как палеогенный эффузив типа авгито-гиперстенового андезита.

В строении самого конуса принимают участие плагиоклазовые базальты и авгито-гиперстеновые андезиты и их туфобрекчий. Более древними из них являются плагиоклазовые базальты, слагающие нижнюю часть кратера и нижние части склонов вулкана. Авгито-гиперстеновые андезиты являются более молодыми и слагают верхнюю часть кратера и верхнюю часть склонов.

При извержениях вулкана происходили и массовые выбросы вулканического материала. Но теперь это крепко сцементированные туфобрекчий, чередующиеся с одноименными им эффузивами. Туфобрекчий, связанные с плагиоклазовыми базальтами, состоят из обломков плагиоклазового базальта, в то время как туфобрекчий, связанные с авгито-гиперстеновыми



Фиг. 2. Вулкан Унана (с перевала из истоков р. Правой Шапины в Кроноцкую речку) (зарисовка Э. Н. Лесючевской).

андезитами, состоят из обломков и тех и других пород. Туфобрекчий представлены обломками эффузивов от нескольких до 10—15 см и больше в поперечнике.

Ниже мы дадим петрографическое описание лишь плагиоклазовых базальтов и авгито-гиперстеновых андезитов, так как петрографический характер туфобрекчий аналогичен одноименным с ним эффузивам.

Плагиоклазовые базальты. Макроскопически это серые или лиловато-серые эффузивы, имеющие мелкопорфировое строение.

Под микроскопом они во многом аналогичны плагиоклазовым базальтам вулкана Крашенинникова. Плагиоклазовые базальты вулкана Унана являются представителями мелкопорфировых лав. Основная масса гиалопилитовая. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, сдвойникованным чаще по альбитовому закону. Химический состав их на основании угла угасания в зоне \perp МР = 35°, соответствует 65% An.

На ряду с вкрапленниками плагиоклаза присутствуют вкрапленники оливина (редко гораздо меньших размеров), ромбического пироксена (оптически положительного) — гиперстена (слабо плеохроирующего в розоватых тонах) и моноклинного пироксена — авгита, у которого $CNg = 47^\circ$.

Крупные кристаллы плагиоклаза почти всегда содержат обильное количество включений стекла, которое распределяется соответственно зональности, т. е. в зоне более основного плагиоклаза. Количество стекла иное, нежели в зоне более кислого состава, и т. п. Иногда только середина зоны выполнена в виде кольца стекловатым материалом.

Бисиликатная составная часть фенокристаллов (авгит, гиперстен) подвергнута значительному изменению — разложению, в результате чего освободившиеся окислы железа придают породе в проходящем свете ржаво-бурую и коричневую окраску. В большинстве случаев такого рода окраска обуславливается цветом самого стекла.

В гиалопилитовой основной массе находятся мелкие кристаллики (микролиты) плагиоклаза, авгита, гиперстена, реже — оливина и рудных (магнетит), изредка встречается апатит. Микролиты плагиоклаза, судя по углу погасания, относятся к лабрадору (№ 50). Август основной массы представлен в виде мелких, удлинённых по оси c кристалликов, у которых $CNg = 46^\circ$. Оливин плагиоклазовых базальтов, находящийся в основной массе, до неузнаваемости разложен и превращен в агрегат хлоритово-железистого материала.

Ромбические пироксены в основной массе переполнены ржаво-бурыми окислами железа; у авгита аналогичные вторичные железистые продукты имеются только с периферии зерен (шлиф № 579а).

В мелких зернах авгита при большом увеличении видна структура песочных часов (шлиф № 583). Иногда бисиликатная составная часть породы принадлежит почти одному августу (шлиф № 577), и эти породы по структурно-минералогическому признаку могут быть отнесены к переходной группе (и промежуточной) — к андезито-базальтам или даже к августовым андезитам.

Авгито-гиперстеновые андезиты. По внешнему виду — это лиловато-розоватые или светлосерые, более крупнопорфировые по сравнению с предыдущими породы. Иногда они, как, например, в обн. 86, являются как бы слоистыми, причем слоистость обусловлена чередованием полос, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров толщиной, серых и лиловато-коричневатых эффузивов.

В отличие от пород этого же наименования с вулкана Крапчинникова, породы с. Унана в шлифах обладают большей степенью кристалличности и более крупнозернисты. Основная масса гиалопилитовая, переполнена стеклом буроватого цвета и рудными выделениями. Вкрапленники представлены плагиоклазом, с хорошо выраженной полисинтетической штриховкой в одном направлении или же в двух взаимно перпендикулярных. Очень часто зональные. Химический состав плагиоклазов отвечает в большинстве случаев, судя по углу угасания, лабрадору (№ 55—60).

Плагиоклазы, находящиеся в основной массе (микролиты), количественно превосходят все другие минералы (пироксены). Следует отметить, что в породах этой группы вулкана Унана стекловатый базис (буроватое стекло) занимает значительное количество основной массы. В ней (в основной массе) распределены более или менее равномерно, кроме микролитов плагиоклаза, и авгит, меньше — гиперстен и очень редко — оливин. Кроме того, присутствуют магнетит и ржаво-бурые, коричневатые окислы железа. Разложению с выносом железа подвергнут главным образом оливин, который распознается по габитусу кристаллов и по реликтовым неизменным (сохранившимся) участкам.

Для авгита (вкрапленники) $CNg = 41^\circ$. Для стекла $N < 1.54$. Для порфировых плагиоклазов — угол погасания в зоне $\perp MP = +39^\circ$, $P1$ № 75.

Сопка Тауншиц

К сожалению, погода не благоприятствовала нам при поездке к этой сопке. Даже во время восхождения на нее, достигнув наиболее пониженной части кратера со стороны Узона, мы оказались в таком густом тумане, что видимость сократилась до нескольких метров. По анероиду это была высота в 2190 м. Ветер, разорвавший облака, дал нам возможность на не-

сколько мгновений увидать вершину, образующую юго-западный край кратера: до нее оставалось 150—200 м. Таким образом, это наиболее высокий из трех описываемых нами вулканов. В то же время он является и самым древним из них, так как на его северо-восточном склоне мы наблюдали ледниковый мезорельеф, образовавшийся беспорядочно рассеянными буграми и бессточными впадинами (фиг. 3).

Находится этот вулкан в 13—14 км от с. Унана и примерно в таком же расстоянии и от Узона, но склоны, обращенные друг к другу между Таушницем и Узонам, образуют узкую седловину, а между Таушницем и Унана — пологую и широкую. По внешнему виду и строению с. Таушниц ближе всего к Унана. Так же как на Унана, на с. Таушниц наиболее разрушенной является северо-западная часть кратера. Но с. Таушниц имеет и существенные отличия: во-первых, склоны вулкана имеют два больших уступа,¹ представляющих, по видимому, края застывших лавовых потоков и, во-вторых, на юго-восточном склоне с. Таушниц имеется большой побочный конус.



Фиг. 3. Общий вид вулканов Таушниц (слева) и Унана (справа) с вулкана Крашенинникова (зарисовка Э. Н. Лесючевской).

Основание этого конуса располагается в верхней части нижней половины склона вулкана. Побочный конус имеет около 2100 м абс. выс. и около 235 м отн. выс., считая от седловины между ним и главным конусом, причем его юго-восточный склон падает под углом 26° , а северо-западный — под углом 32° (фиг. 4).

Никаких других пород, кроме авгито-гиперстеновых андезитов и их шлаков, на с. Таушниц мы не обнаружили.

А в г и т о - г и п е р с т е н о в ы е а н д е з и т ы. Макроскопически это светло- или темносерые породы, иногда с слабым зеленоватым оттенком. Породы имеют порфировое строение, причем порфировые вкрапленники полевых шпатов — то частые и мелкие, то более редкие и более крупные.

Под микроскопом фенокристаллы принадлежат плагиоклазу (в большинстве зональному), авгиту и гиперстену. Плагиоклаз вкрапленников принадлежит основному лабрадору, а ядра зональных плагиоклазов — битовниту (№ 70—75). Крупные кристаллы плагиоклазов с периферии слегка резорбированы, а центральные части (ядра), принадлежащие чаще битовниту, запылены частью вторичными продуктами, а частью пылевидными включениями непрозрачного вещества [стекло (?)].

¹ Об этих уступах пишет и Дитмар, обогнувший с. Таушниц с северной стороны.

Большинство кристаллов ромбического пироксена переполнено окристыми палетами (лимонит), тогда как зерна авгита этими продуктами окаймляются только с периферии. Для авгита $CNg = 38-40^\circ$. В некоторых шлифах наблюдается большое количество рудных зерен.

В большинстве шлифов наблюдается больше вкрапленников ромбического и моноклинового пироксенов, нежели плагиоклазовых вкрапленников. Последние достаточно глубоко затронуты процессами гидрохимического разложения, и эти породы иногда с полным правом могут быть отнесены к авгито-гиперстеновым порфиритам.

Породы этой группы отличаются от таковых групп с сопок Унапа и Крашенинникова тем, что здесь не выражена так отчетливо трахитовая структура. Это порфиритовый тип лав.

Плаковые породы. Обычно это темные, почти черные или лиловатозеленые породы, иногда с включением обломков ранее пзлившихся лав.



Фиг. 4. Вулкан Тауншиц с побочным конусом (слева) (зарисовка Э. Н. Лесючевской).

Петрографически иногда они представляют типы промежуточные, в которых еще много порфировых образований плагиоклаза, авгита и гиперстена, но основная их масса стекловато-пузыристая, буро-коричневого цвета.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАЙОНА

Полезными ископаемыми описываемого района являются пемза, вулканические туфы, минеральные источники и магнетит.

Пемза. По берегу Кронцкогго залива, близ устья р. Семячик, как к югу от нее, так и к северу, среди постплиоценовых вулканических образований наблюдается несколько пластов пемзовых туфов. Пласты пемзовых туфов достигают нескольких метров мощности, но наибольшей мощности они достигают к северу от устья р. Семячик, где слагают так называемые Толконные горы, имеющие высоту до 20—25 м. Эти пемзоносные сооружения образуют здесь на протяжении до 15 км обрывы морского берега и состоят из скопления обычно окатанных, слабо сцементированных кусков пемзы самого разнообразного размера, до валунов в 0.5 м в поперечнике. Отдель-

ные куски пемзы имеют различную окраску в виде серовато-белого, лилово-розового, лилово-серого, желто-серого и пестрого — кроваво-красного с белым — цвета. Пемза мелко- или крупнопористая, то с редкими и мелкими, то с более крупными и более частыми включениями выделившихся минералов — плагиоклаза, авгита и гиперстена.

Разнообразной величины куски пемзы находятся в желтом грунте из пепла и мельчайших кусочков пемзы и других пород и минералов, причем количество кусковой пемзы равно примерно 50% всей массы грунта. Вместе с пемзой в туфах в небольшом количестве встречаются куски (до 10 см в поперечнике) андезита, базальта и других пород. Более подробная петрографическая характеристика пемзовых туфов приведена выше, при описании вулканических образований плато-долов.

Большая мощность пемзопесчаных образований и занимаемая ими значительная площадь (следовательно, и большие запасы пемзы), удобное расположение на самом берегу моря и острая нужда Камчатки в стройматериалах заставляют обратить самое серьезное внимание на это месторождение.

Вулканические туфы. Вулканические туфы развиты среди вулканических постплиоценовых образований по всему побережью — от устья р. Семьячик до р. Березовой. Вулканические туфы наблюдаются здесь в виде отдельных пластов, а также местами слагают береговые обрывы до 20—25 м высотой.

По внешнему виду это темносерые обломочные породы, состоящие из сцементированных обломков, от нескольких миллиметров до 1 см, эффузивов, причем цементом часто служит вулканическое стекло. Сплошь и рядом в обнажениях эти породы разбиты вертикальными и горизонтальными трещинами отдельностей на параллелепipedальные или кубические отдельности до 1—1.5 м по ребру, что является очень удобным при их разработке.

Для выяснения качества туфов и промышленного значения их месторождений требуется постановка специальных исследований.

Минеральные источники в описываемом районе имеются в кальдере вулкана Узона (Узоновские горячие источники и фумаролы), на поверхности лавового плато между вулканами Тауншицем и Унана (Тауншицские горячие источники), несколько групп их располагается у подошвы южного склона вулканического массива Большой Семьячик (Нижнесемьячинские горячие источники), и одна группа — на западном склоне того же массива (Верхнесемьячинские горячие источники). Кроме того, близ описываемого нами маршрута имеются источники и у западного подножия вулкана Кихпиньч. Но из всех этих источников мы видели лишь Узоновские. Остальных же источников мы не видели, так как не знали их точного местонахождения. Искать их не стремились, так как наступила уже глубокая осень и нам предстоял еще длинный путь до Петропавловска.

Все эти источники с той или иной степенью детальности описал Пийп (1937), специально занимавшийся изучением некоторых из них.

Магнетит. Выше мы упоминали, что на морском берегу, севернее р. Семьячик, современные аллювиальные и прибрежно-морские пески сильно обогащены магнетитом. Местами это обогащение настолько велико, что песок представлен почти чистым магнетитом. Обогащение песка магнетитом объясняется вымыванием его из эффузивов, слагающих предгорья и вулкан Большой Семьячик. Никакого практического значения вследствие незначительности своих размеров это месторождение не имеет.

ЛИТЕРАТУРА

- Г р е ч и ш к и н Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки. — Тр. НГРИ, сер. А, вып. 72, 1935.
Д и т м а р К. Поездки и пребывание в Камчатке в 1851—1855 гг., ч. 1, СПб, 1901.

- Келль И. Г. и Коиради С. А. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг. — Изв. Русск. геогр. о-ва, VII, в. 1, 1925.
- Комаров В. М. Путешествие по Камчатке в 1908—1909 гг. Камчатская экспедиция Ф. П. Рябушинского, Ботанический отдел, вып. 1, М. 1912.
- Коиради С. А. Краткий предварительный отчет о работах партии Геологического отдела Камчатской экспедиции Ф. П. Рябушинского 1908—1909 гг., СПб, 1911 (оттиск из Изв. Русск. геогр. о-ва).
- Криштофович А. П. Геологический обзор стран Дальнего Востока. — Географический вестник, 1932.
- Обручев В. А. Очерк п-ова Камчатки по данным Карла Дитмара. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. общ., т. XXIII, № 4, 1892.
- Пийн Б. И. Кальдера — вулкан Узон на Камчатке. (Фонды ЦНИГРИ, 1933.)
- Пийн Б. И. Термальные ключи Камчатки. — СОПС АН СССР, сер. Камчатская, в. 2; 1937.
- Щербakov А. В. Два геологических пересечения полуострова Камчатки. — СОПС АН СССР, сер. Камчатская, в. 5, 1938.
- Vogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. — Peterm. Geogr. Mitt., 1904.
- Ditmar C. v. Ein Paar erläuternde Worte zur geognostischen Karte Kamtschatka's. — Melanges physiques et chimiques, 1855.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	<i>Стр.</i>
Д. С. Харевич. Геолого-петрографический очерк о. Карагинского . . .	3
А. В. Щербakov. Маршрутные геологические исследования в Карагинском районе на Камчатке	33
А. В. Щербakov. Геологические исследования по маршруту село Кирганик — село Калахтырка	55

Подписано к печати 11/IV 1941 г. РИСО № 1591—625. А36489. Объем 5^{1/2} печ. л. 6,81 уч.-изд. л.
Тираж 800 экз. Цена книги 5 руб. 50 коп.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Валовая, 28. Заказ № 4720.

