

Геологический институт  
Академии наук СССР  
№ 2



**Н. П. КУПРИНА**

**СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ**

---

N. P. KUPRINA

---

STRATIGRAPHY  
AND SEDIMENTATION HISTORY  
OF PLEISTOCENE DEPOSITS  
OF CENTRAL KAMCHATKA

*Transactions, vol. 216*

Н. П. КУПРИНА

---

СТРАТИГРАФИЯ  
И ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

*Труды, выпуск 216*

**Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. Куприна Н. П.**

В работе рассматриваются вопросы стратиграфии плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии. Дается последовательное описание различных толщ и рассматриваются вопросы генезиса слагающих их отложений. Специальный раздел посвящен проблеме выделения нижней границы четвертичной системы на Камчатке. Дается сопоставление стратотипического разреза четвертичных отложений Центральной Камчатки с морскими антропогенными отложениями Усть-Камчатского района и делается попытка более широких корреляций в пределах северо-западной части Тихоокеанского кольца.

Рассчитана на геологов и географов, занимающихся изучением геологии Дальнего Востока и Восточной Сибири.

Таблиц. 18. Иллюстраций 44. Библ. 216 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. ПЕЙВЕ (*главный редактор*),  
академик В. В. МЕННЕР, Т. Г. ПАВЛОВА, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

Е. В. ШАНЦЕР

Editorial board:

Academician A. V. PEIVE (*Chief Editor*),  
Academician V. V. MENNER, T. G. PAVLOVA, P. P. TIMOFEEV

Responsible Editor

E. V. SHANTZER

Постановка работ по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки была обусловлена крайне слабой их изученностью, как и четвертичных отложений Дальнего Востока вообще. На Охинском совещании (1959 г.) по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов выяснилось, что представленные материалы не позволяют создать не только обоснованной региональной унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений, но даже составить рабочую схему. В связи с этим возникла необходимость проведения специальных тематических исследований, часть которых и представляет работа автора.

Основная задача этих работ — разработка стратиграфической схемы четвертичных отложений Центральной Камчатки. Выбор района исследований был обусловлен тем, что именно в Центральной Камчатской депрессии были известны наиболее полные разрезы плейстоценовых отложений, что не могло быть случайным, исходя из особенностей геологической истории этой крупнейшей неотектонической структуры. Основное внимание при этом было уделено выявлению признаков и местных особенностей проявления общих климатических колебаний, наиболее характерных для четвертичного периода.

Правильное решение стратиграфических задач не мыслилось без точной генетической диагностики осадков, поскольку от нее зависит правильное истолкование разрезов. Решение этой задачи, в свою очередь, тесно взаимосвязано с выяснением некоторых специфических особенностей континентального литогенеза Камчатки, протекающего под прямым воздействием вулканизма. Последний является также немаловажным фактором, влияющим на развитие четвертичных оледенений этого региона. Весьма интересным представлялся вопрос о неотектонических движениях, достаточно интенсивных в этом районе и также влиявших на процессы осадконакопления.

В ходе работы возникла необходимость исследования прибрежных районов Восточной Камчатки и развитых там морских плейстоценовых отложений. Это требовалось сделать по двум причинам. Во-первых, фауна морских моллюсков позволяет сопоставить не только разные районы Камчатки, но и коррелировать такие удаленные территории, как Камчатка, Чукотка и Аляска. Но морские плейстоценовые отложения Камчатки изучены настолько слабо, что даже самые общие сведения о них представляют несомненный интерес. Во-вторых, изучение морских плейстоценовых отложений Восточной Камчатки, давая представление о ходе событий на океаническом побережье, тем самым помогает более ярко выявить специфику развития Центральной Камчатки. Правда, пока невозможно провести непосредственной корреляции морских отложений с наиболее полно развитыми континентальными осадочными образованиями Центральной Камчатки, отделенной от Тихого океана горными цепями Восточного хребта. Но косвенное их сопоставление, основанное на

соотношении тех и других с ледниковыми образованиями, помогает частично преодолеть это затруднение.

Фактический материал, положенный в основу настоящей работы, был собран автором в результате полевых исследований, проводившихся в Центральной Камчатской депрессии в 1960—1962 гг. и на Восточной Камчатке в 1966 г.

Безусловно, за такой относительно короткий срок не все вопросы возможно решить с одинаковой степенью детальности. Некоторые из них удалось лишь наметить как задачи для дальнейших исследований. Несмотря на это, автор надеется, что приводимые в работе материалы помогут при дальнейших исследованиях антропогенных отложений Камчатки и тем самым будут способствовать процессу геологического изучения этого региона.

В работе отсутствуют такие традиционные главы, как история исследований, физико-географический очерк и обзор геологии коренных пород. Мы сочли излишним включать их в текст, так как в последнее время вышли две большие сводные работы по геологии Камчатки — «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки» (1961) и «Геология СССР», т. XXXI (1964), где все эти вопросы рассмотрены достаточно детально. В соответствующих главах нами дан детальный разбор работ, вышедших в самое последнее время и так или иначе касающихся четвертичных отложений Камчатки и сопредельных территорий. Поскольку работа посвящена изучению четвертичных отложений, в ней приведены только те материалы, которые необходимы для выяснения условий накопления, распространения и особенностей состава этих осадков. Так, при рассмотрении материалов по тектонике Камчатки основное внимание уделено неотектоническим схемам. Вместо разбора общего обзора дочетвертичных образований мы ограничиваемся рассмотрением отложений, которые относятся к верхнему плиоцену. Это действительно необходимо, так как имеет прямое значение для решения вопроса о границе между плиоценом и плейстоценом. Представляется, что указанные особенности построения работы вполне оправданы ее тематикой и целевым назначением.

Большую помощь при проведении полевых исследований Восточной Камчатки автору оказали геологи Камчатского геологического управления М. Ю. Хотин, Б. К. Долматов, Г. П. Борзунова, Е. И. Ланшаков, В. А. Селиверстов и другие. Кроме того, они позволили нам воспользоваться материалами по верхнеплиоценовым отложениям этого района и познакомили с заключениями, полученными в результате обработки палеонтологических материалов, за что автор настоящей работы приносит свою самую искреннюю признательность.

С чувством благодарности автор обращается к лицам, принявшим участие в обработке материалов, — Л. А. Скибе (палинологические анализы), Н. В. Ренгартен (литолого-фациальный анализ), А. Т. Аниаровой (механические и частично минералогические анализы), О. М. Петрову (определение фауны морских моллюсков), И. М. Хоревой (определение микрофауны), Е. Г. Рожковой (оформление работы).

Автор благодарит также всех сотрудников ГИН АН СССР, в той или иной мере помогавших своими советами и критикой.

Неоценимую помощь оказал научный руководитель работы доктор геолого-минералогических наук Е. В. Шанцер, за что автор выражает ему свою глубокую признательность.

## ОСОБЕННОСТИ ОРОГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ КАМЧАТКИ

Камчатский полуостров представляет собой горную страну, высоко поднятую по отношению к смежным с ней впадинам Охотского моря и Тихого океана.

На западе Камчатки отчетливо выделяется Западно-Камчатская равнина, полого наклоненная в сторону Охотского моря и постепенно переходящая в его шельф. Средние высоты в пределах этой части Камчатки не превышают 200 м.

На восток равнина постепенно, через область холмисто-увалистого рельефа переходит в зону предгорий Срединного хребта. Последний представляет собой сильно расчлененную горную систему. В южной части она начинается Малкинским хребтом, севернее выделяются Козыревский и Быстринский хребты, переходящие затем в горные кряжи Корякского хребта. Максимальная высота Срединного хребта достигает 3621 м (Ичинский вулкан), а средние высоты колеблются от 1200 до 1400 м.

На востоке Срединный хребет по достаточно резкой границе примыкает к Центральной Камчатской депрессии. Для депрессии характерно относительно широкое и плоское дно, занятое долинами рек Камчатки, Козыревки и нижних течений других ее притоков. В южной части, в районе Малкинского хребта, депрессия резко сужается. К северу от Ключевской сопки река Камчатка поворачивает к востоку и, прорезая хребет Кумроч, впадает в Тихий океан.

Центральная Камчатская депрессия через долину р. Еловки, где она имеет вид сильно расчлененной равнины, прослеживается дальше на север, вплоть до побережья Тихого океана в район пос. Оссора. Высоты водоразделов в пределах Центральной Камчатской депрессии не превышают 300 м. Тектонически к той же зоне Центральной Камчатской депрессии относятся молодые сооружения Ключевской группы вулканов и вулкан Шивелуч. Однако, будучи наложенными на депрессию, они орографически образуют крупные современные поднятия рельефа, к которым приурочены наивысшие вершины полуострова (вулкан Ключевская сопка — 4850 м).

На всем протяжении Центральная Камчатская депрессия выполнена относительно мощными осадочными четвертичными и, по-видимому, верхнеэоценовыми отложениями. В пределах современных вулканов широко развиты различные четвертичные вулканические образования.

Наиболее сложным рельефом характеризуется восточная часть полуострова, обычно выделяемая под названием Восточно-Камчатского хребта, протягивающегося от мыса Лопатка до п-ва Озерного. Хребет отделяется резкими уступами от равнины Центральной Камчатской депрессии и состоит из системы кулисообразно расположенных отдельных хребтов — Ганальского, Валагинского, Тумрока и Кумроча, имеющих средние высоты 1500—1600 м.

Хребты ассимметричны, они резко обрываются в сторону Центральной Камчатской депрессии и относительно полого погружаются на восток, где сменяются прибрежной Восточно-Камчатской равниной. Последняя часто переходит в относительно узкий восточный шельф полуострова, представляющий собой западный борт Камчатского глубоководного желоба. Местами, однако, Восточно-Камчатская равнина отделяется от последнего участками горного рельефа ряда небольших полуостровов (Шипунский, Кронцкий и др.), поверхность которых сильно расчленена. Высоты здесь редко превышают 1500 м.

Таковы основные черты рельефа Камчатского п-ова. Вполне естественно, что на первых порах изучения геологии Камчатки, при построении тектонических схем исследователи прежде всего обращали внимание на особенности морфологии его поверхности и многие из выделенных ими тектонических зон прямо совпадают с орографическими элементами (Заварицкий, 1946; Двали, 1955; Дьяков, 1955; Власов, 1959б; Святловский, 1961, 1967 и др.). В пределах Камчатки обычно выделяется серия крупных антиклинорий и синклинорий выдержанного северо-восточного простирания и в общем унаследованных в дальнейшем неотектоническими морфоструктурами. Эту наиболее распространенную до последнего времени точку зрения подробнее всего аргументировал Г. М. Власов (Геология СССР, т. XXXI, 1964). Согласно его схеме (рис. 1), на западе полуострова предполагается развитие краевого прогиба, заложившегося на краю Охотской платформы. В его пределах на складчатых структурах, образованных в конце верхнего мела, залегает мощный комплекс мелководных и менее дислоцированных отложений третичного возраста, перекрытых маломощным чехлом четвертичных образований. Здесь выделяются отдельные поднятия и прогибы (Тигильское поднятие, Этолонская синклинальная зона и др.).

На севере продолжением этого прогиба, очевидно, является прогиб, расположенный под четвертичной Парапольской впадиной. Как установлено в последнее время (Горячев, 1966), на юге этот прогиб центриклонально замыкается южнее пос. Большерецка, где наблюдается резкое поднятие складчатого фундамента.

К востоку от Западно-Камчатского прогиба располагаются структурные зоны Срединного хребта, в значительной мере перекрытые мощными современными вулканическими отложениями. Под ними, по Г. М. Власову (Геология СССР, т. XXXI, 1964), располагается Срединный Камчатский массив, сложенный метаморфическими породами, возраст которых сейчас широко дискутируется в геологической литературе (Мокроусов, 1959; Марченко, 1968; Горбачев и др., 1968). Срединный Камчатский массив представляет собой типичный горстантиклинорий. К северу от него располагается Центрально-Камчатская вулканическая зона, представляющая пологий антиклинорий с выходом в его ядре меловых, а на крыльях вулканических палеогеновых образований. К востоку от этой зоны располагается Центральный Камчатский прогиб (синклинорий), где под четвертичными отложениями Г. М. Власов предполагает развитие туфогенно-осадочных отложений мела. Однако он не отрицает и вероятности распространения здесь мощных терригенных толщ третичного возраста. По простиранию в этой структуре выделяются относительно поднятые и опущенные участки.

Наиболее крупная структура Восточной Камчатки — Восточно-Камчатский антиклинорий, идущий от Валагинского хребта на юго-западе до п-ова Говена на северо-востоке и уходящий далее в пределы Корякского нагорья. В центральных частях этого антиклинория также известны выходы метаморфических толщ (в пределах Ганальского хребта). В остальных районах в ядре антиклинория известны выходы меловых и,

- I — контуры структур;
- II — вулканические пояса разного возраста;
- III — предполагаемые глубинные разломы;
- IV — линии простираения осей некоторых антиклинорий.

**Антиклинории:**

1 — Срединный Камчатский (1а — Срединный массив метаморфических и глубинных изверженных пород, 1б — северная часть антиклинория, сложенная верхнемеловыми и третичными породами. 1в — Гаванская и Воямпольская антиклинальные ветви. 1г — возможное продолжение структур Срединного Камчатского антиклинория);

- 2 — Майнский;
- 3 — Камчатско-Корякский;
- 4 — Восточно-Камчатский;
- 5 — антиклинорий восточных полуостровов.

**Синклинории:**

- 6 — Западно-Камчатский;
- 7 — Паланский;
- 8 — Паропольский;
- 9 — Центрально-Камчатская впадина;
- 10 — Тюшевский.

**Глубинные разломы:**

- 11 — Центрально-Камчатский;
- 12 — Восточно-Камчатский.

**Структуры, связанные с поперечной Петропавловско-Маклинской зоной дислокации:**

- 13 — Ганальский массив метаморфических и глубинных изверженных пород;
- 14 — Начинский грабен;
- 15 — изгиб оси Восточно-Камчатского антиклинория.

**Наложенные четвертичные вулканические зоны:**

- 16 — Срединная;
- 17 — Курило-Камчатская;
- 18 — Камчатско-Алеутская.

**Пограничные с мезозойской складчатой областью структуры:**

- 19 — Пенжинский прогиб;
- 20 — окраина мезозойской складчатой области с наложенным Восточно-Азиатским вулканическим поясом.

**Структуры, связанные с развитием новой геосинклинальной системы:**

- 21 — Курило-Камчатская океаническая впадина;
- 22 — Алеутская океаническая впадина.

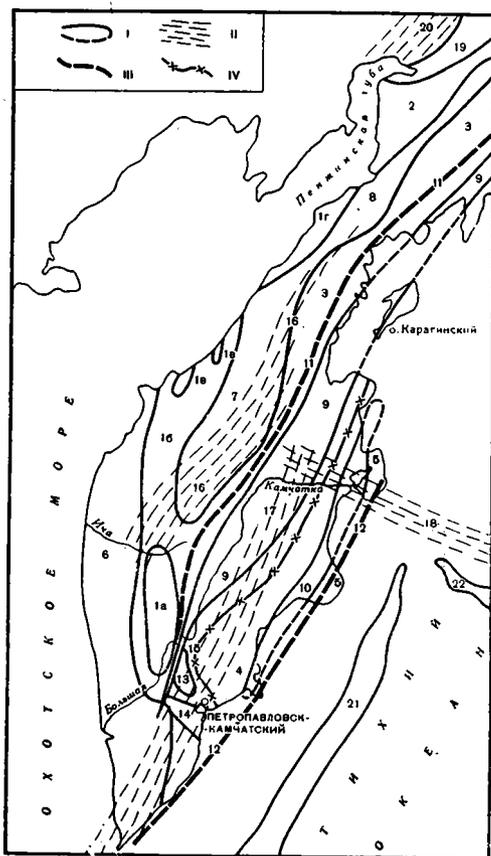


Рис. 1. Схема тектонического районирования Камчатки (по Г. М. Власову и В. А. Ярмолюку, 1959)

как сейчас установлено, палеогеновых отложений. Антиклинорий, видимо, распадается на серию кулисообразно расположенных крупных антиклинальных складок.

Восточно-Камчатский прогиб (синклинорий), отделяющийся местами от глубоководного желоба поднятиями зоны полуостровов, выполнен преимущественно отложениями третичного возраста, смятыми в линейные складки северо-восточного простираения. На этих образованиях несогласно залегают отложения тюшевской серии (средний и верхний миоцен), слагающие так называемый Тюшевский прогиб, наследующий осевую часть Восточно-Камчатского синклинория. Многие исследователи отмечают развитие на контакте Восточно-Камчатского антиклинория и синклинория зон надвигов.

Г. М. Власов и В. А. Ярмолюк (1959) считают, что рассмотренные выше структуры в зоне поперечных дислокаций в районе г. Петропавловска-Камчатского резко изгибаются к востоку, а у побережья Тихого океана вновь приобретают характерное северо-северо-восточное простираение, соединяясь на юге со структурами Курильской островной дуги.

Согласно другой точке зрения (Тихонов, 1959), для Камчатки характерно существование двух структурных планов: северо-западного,

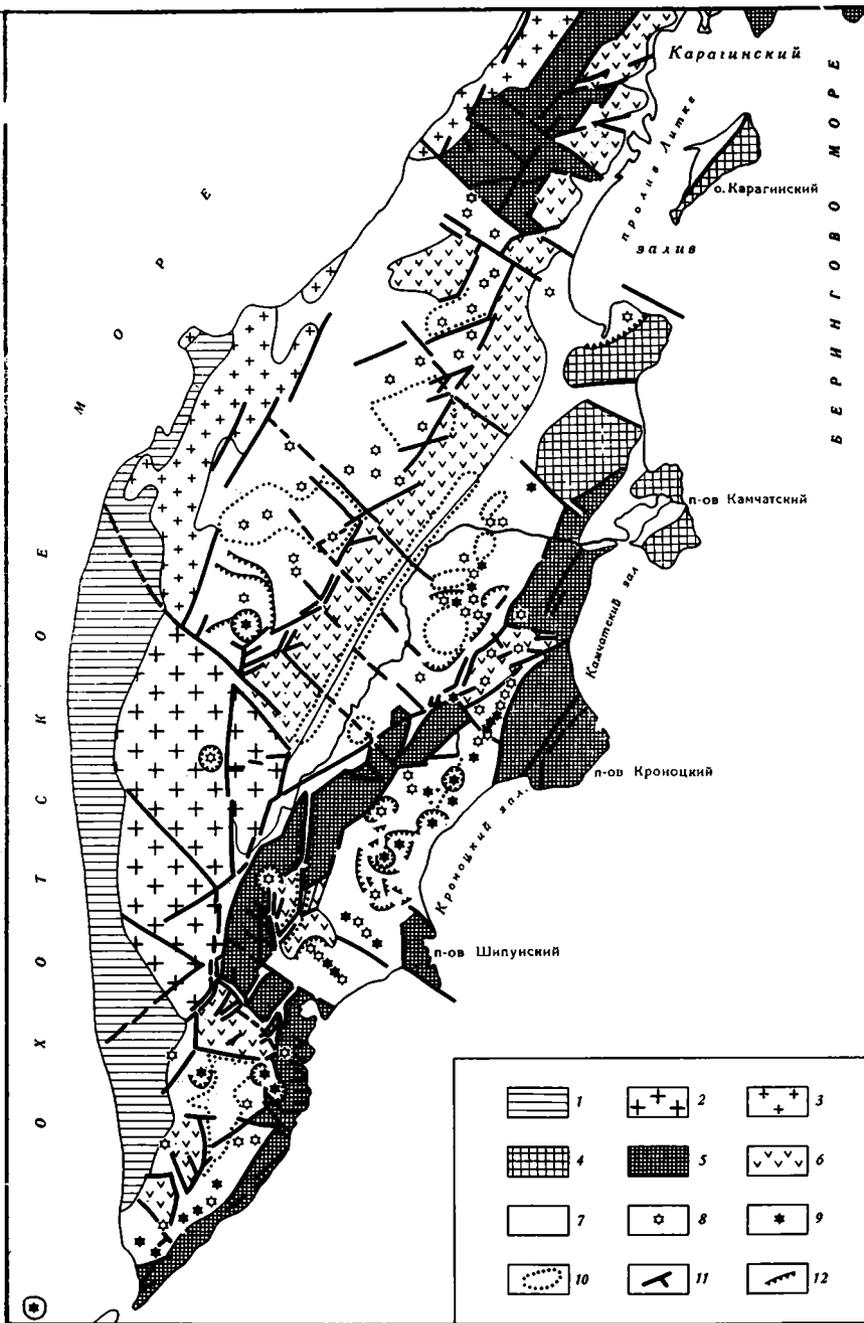


Рис. 2. Схема современной структуры и вулканизма Камчатки (по Эрлиху, 1965)

- |   |  |                                     |
|---|--|-------------------------------------|
| 1 — стабильная зона равнин Западного побережья;                             | 5 — сводовые поднятия на меловых и палеоген-миоценовых отложениях;   | 8 — крупнейшие потухшие вулканы;    |
| 2 — Малкинский свод; время заложения — конец олигоцена — начало миоцена;    | 6 — зона аккумулятивно-тектонических структур — вовлеченные в поднятия районы плиоцен - нижнечетвертичного вулканизма; | 9 — действующие вулканы;            |
| 3 — Тигильско-Паланская зона сводовых поднятий; время заложения — плиоцен;  | 7 — грабен-синклинали плиоцен-четвертичного времени;   | 10 — зоны ареального вулканизма;    |
| 4 — области горстантиклинориев на меловых и палеоген-миоценовых отложениях; |  | 11 — разломы;                       |
|   |  | 12 — вулканотектонические депрессии |

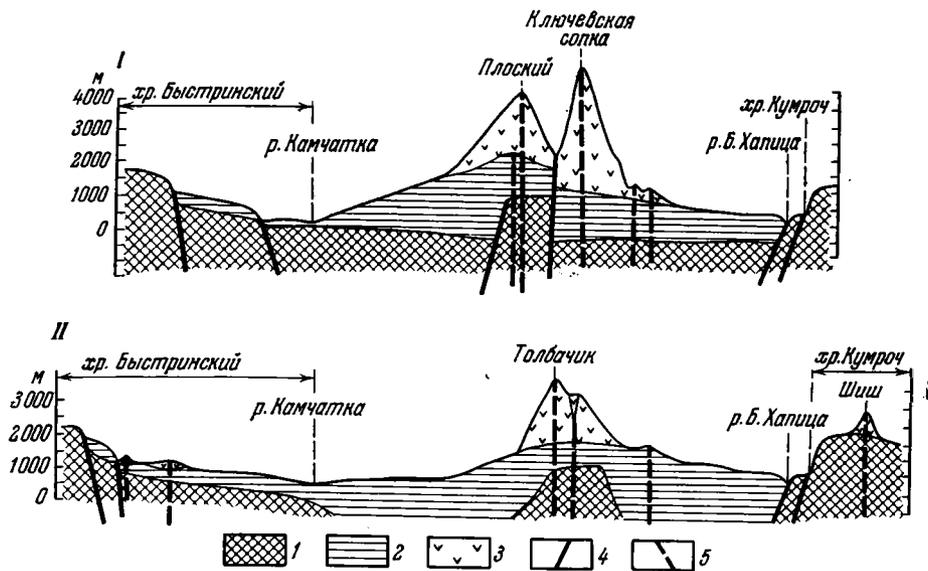


Рис. 3. Схема вулканогенных поясов Камчатки (по Эрлиху, 1965)

- |   |   |
|---|---|
| 1—II — поперечные разрезы;                                | 3 — верхнечетвертичные и современные вулканогенные образования; |
| 1 — комплекс дислоцированных дочетвертичных отложений;    | 4 — дизъюнктивные нарушения;                                    |
| 2 — ниже- и среднечетвертичные вулканогенные образования; | 5 — подводящие каналы вулканических аппаратов                   |

доплиоценового, и наложенного на него северо-северо-восточного, плиоценового. Основанием для такой точки зрения, по-видимому, послужили работы В. И. Тихонова в Петропавловской зоне дислокаций, где, действительно, существуют доплиоценовые структуры северо-западного простирания. В то же время существование аналогичных структур за ее пределами, не считая отдельных сравнительно небольших складок, В. И. Тихоновым по-существу не было доказано.

В последнее время в геологической литературе появилась еще одна точка зрения, согласно которой существуют резкие различия в геологической истории Западной Камчатки, представляющей собой складчатую зону верхнемелового возраста, и Восточной Камчатки, где эпоха завершающей складчатости приходится на середину миоцена. Граница между ними проходит в районе Срединного хребта (Аникеев, Титов, 1966; Марков и др., 1967).

Следующий вопрос, вполне закономерный при рассмотрении тектоники Камчатки, — это характер соотношения неотектонических и более древних структур. Следует сразу же оговориться, что по данной проблеме имеется меньше всего надежных фактических данных и существуют весьма противоречивые точки зрения. Мы ограничимся кратким обзором недавно опубликованной работы Э. Н. Эрлиха (1965), где рассматривается соотношение форм рельефа с тектоническими структурами.

Э. Н. Эрлих показал совпадение в ряде случаев молодых тектонических структур с формами рельефа Камчатки, за исключением районов аккумулятивно-вулканического рельефа. Он считает, что «...рассматривая положение выходов кровли дочетвертичных отложений, можно четко выявить морфологию отдельных (естественно, неотектонических. — Н. К.) структур. В дальнейшем, наметив их морфогенетическую классификацию, разделив их по возрасту и нанеся элементы дизъюнктивной тектоники,

можно сопоставить полную картину неотектоники района» (Эрлих, 1965; стр. 93—95). Результаты этого анализа сведены им на схеме современной структуры и вулканизма Камчатки (рис. 2). На этой схеме отчетливо выделяется область стабильной зоны равнины Западного побережья, ограниченная на востоке Малкинским сводом, продолжающимся на север зоной аккумулятивно-тектонических поднятий. Эти зоны и являются западным ограничением Центральной Камчатской депрессии, представляющей собой грабен-синклиналь, к центральной части которой в Ключевском районе приурочен участок аккумулятивно-вулканического рельефа (рис. 3).

На востоке эта грабен-синклиналь ограничена горстовыми и сводовыми поднятиями Восточной Камчатки, осложненными еще одной грабен-синклинальной структурой, располагающейся на месте Восточно-Камчатской равнины.

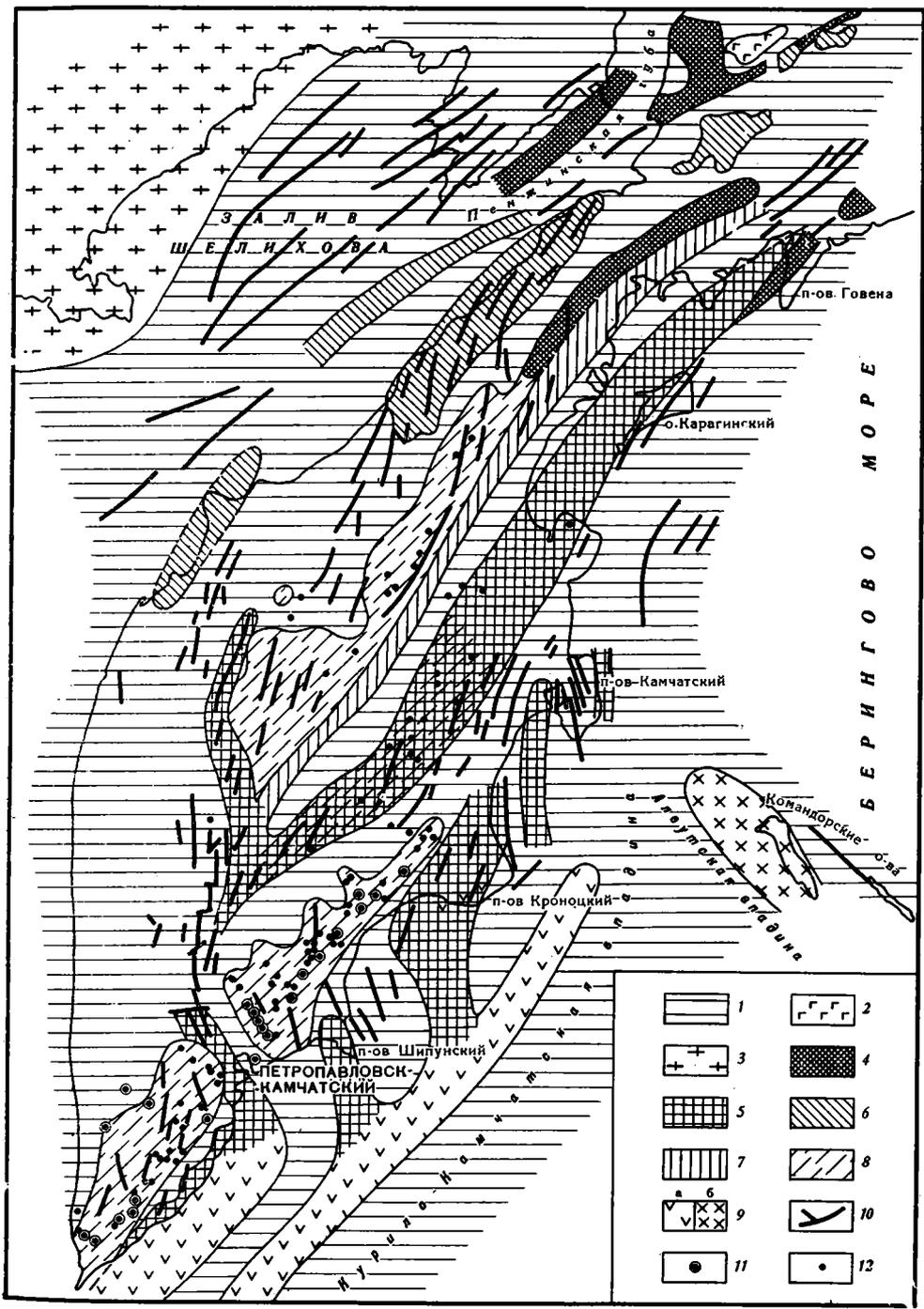
Интересно, что имеющиеся, правда, еще немногочисленные данные геофизических исследований хорошо увязываются с этой картиной распределения неотектонических структур. Так, например, анализ аномального магнитного поля, проведенный Л. А. Ривошем (1963а, б), показывает, что главной его особенностью «...является ярко выраженный полосовой характер, соответствующий зональному распределению главных тектонических и орографических элементов» (Ривош, 1963а, стр. 30). Это наглядно видно из прилагаемой к работе Ривоша схематической карты аномальных зон магнитного поля Камчатского п-ова и прилегающих территорий (рис. 4).

Как отмечает автор работы (Ривош, 1963а), главные, наиболее крупные полосовые магнитные аномалии приурочены к областям развития вулканических пород верхнего мела, палеогена, нижнего миоцена, верхнего миоцен-плиоцена и четвертичного возраста. Таким образом, на карте аномального магнитного поля к одинаковым зонам могут быть отнесены как горст-антиклинальные поднятия с выходами древних вулканических комплексов, так и области вулканогенно-аккумулятивного рельефа, связанные с деятельностью современных вулканов. В этом убеждает и сравнение карты неотектонических структур Э. Н. Эрлиха (см. рис. 2) с картой аномального магнитного поля, составленной А. Л. Ривошем.

Рис. 4. Схема распределения аномальных зон магнитного поля Камчатского полуострова и прилегающих территорий. Составил Л. А. Ривош

- |  |  |
|--|--|
| <p>1 — области преимущественно спокойного слабоотрицательного («нормального») магнитного поля. Области аномального магнитного поля;</p> <p>2 — слабовозмущенного, связанного с метаморфизованными основными эффузивами палеозойского возраста (Ганальский выступ);</p> <p>3 — возмущенного знакопеременного, связанного преимущественно с ниже-верхнемеловым эффузивным поясом окраинной зоны мезозойской складчатой области Северо-Востока СССР;</p> <p>4 — положительного и знакопеременного, связанного с верхнемеловыми вулканическими породами;</p> <p>5 — положительного, связанного с палеоген-нижнемиоценовыми вулканическими породами;</p> <p>6 — положительного и знакопеременного, связанного с нижнемиоценовыми вулканическими породами;</p> | <p>7 — положительного, связанного преимущественно с позднемиоцен-плиоценовыми вулканическими породами;</p> <p>8 — сильно возмущенного знакопеременного, связанного с раннечетвертичными базальтами и андезито-базальтами Среднего Камчатского хребта (I), Центральной Камчатской депрессии (II) и восточно-вулканического пояса (III);</p> <p>9 — положительного, связанного с тектоническими швами Курильского (а) и Алеутского (б) направлений;</p> <p>10 — оси линейно вытянутых магнитных аномалий, связанных преимущественно с разрывными нарушениями, контролировавшими магматическую деятельность;</p> <p>11 — локальные магнитные аномалии изометрической формы, связанные с молодыми конусовидными стратовулканами Курило-Камчатского вулканического пояса;</p> <p>12 — вулканы</p> |
|--|--|

На схеме А. Л. Ривоша стабильная зона Западного побережья Камчатki отчетливо вырисовывается как область слабо отрицательного («нормального») магнитного поля. Лишь в районе Тигильского поднятия и к югу от пос. Рекиники выделяются районы положительного и знакопеременного магнитных полей, которые, по мнению А. Л. Ривоша, объясняются распространением здесь нижнемиоценовых вулканических по-



род. Область Малкинского свода в целом выделяется как зона положительного магнитного поля. Продолжающая ее на север зона аккумулятивно-тектонических поднятий характеризуется неоднородным магнитным полем. Здесь выделяются районы сильно возмущенного знакопеременного и положительного магнитных полей. Различие в магнитных характеристиках этой единой зоны, видимо, зависит как от мощности вулканических комплексов современных вулканов, так и от состава подстилающих их отложений.

Очень четко обрисовываются контурами зоны спокойного слабо отрицательного («нормального») магнитного поля — Центральная Камчатская депрессия в целом, ее южное замыкание и северное продолжение в район бухты Оссора и п-ова Говена. Геофизические исследования, и в первую очередь аэромагнитные и гравиметрические данные, позволили А. Л. Ривошу (1963а) дать более детальную интерпретацию внутреннего строения Центральной Камчатской депрессии. В частности, существование в бортовых частях депрессии очень четких полосовых положительных магнитных аномалий А. Л. Ривош считает доказательством существования здесь зон глубинных разломов, выполненных магматическими породами. Наиболее четко такая зона выражена вдоль северо-западного борта депрессии.

В юго-восточном борту депрессии нет столь отчетливо выраженной полосы положительных аномалий и существование разлома предполагается здесь по резкой смене положительных аномалий Восточно-Камчатской зоны поднятий отрицательными аномалиями Центральной Камчатской депрессии. В последнее время вдоль этой зоны в некоторых ее участках (район г. Шиш) геологически установлены разломы, секущие не только третичные, но и четвертичные отложения (Шанцер, Тихонов, 1967).

Анализируя гравиметрические и аэромагнитные данные, А. Л. Ривош приходит к выводу, что в пределах Центральной Камчатской депрессии под покровом четвертичных отложений следует предполагать третичные отложения, перекрывающие верхнемеловые и нижнепалеогеновые образования, выходящие на дневную поверхность в Восточно-Камчатской зоне поднятий. Мощность этих толщ, возраст которых А. Л. Ривош считает палеоген-нижнемиоценовым, по геофизическим данным оценивается в 1,5—2 км. Однако нет уверенности в том, что их верхний возрастной предел ограничивается нижним миоценом. Так, например, Ю. Б. Гладенковым (1967) на западном берегу о. Карагинского, относящегося, судя по геофизическим данным, к северному продолжению Центральной Камчатской депрессии, был изучен разрез неогеновых отложений, общая мощность которых здесь достигает 3025 м. Верхние горизонты этого разреза датируются Ю. Б. Гладенковым верхним плиоценом и сопоставляются им с отложениями берингийской и анвильской трансгрессии Аляски. Это позволяет думать, что под четвертичными образованиями Центральной Камчатской депрессии залегает мощный комплекс третичных миоцен-плиоценовых отложений.

К востоку от депрессии развита Восточно-Камчатская зона поднятий, характеризующаяся положительными аномалиями магнитного поля, характерного для Восточно-Камчатской грабен-синклинали (по терминологии Э. Н. Эрлиха).

Из всего вышеизложенного вытекает, что Центральная Камчатская депрессия представляет собой одну из крупнейших неотектонических структур п-ова Камчатки, характеризующуюся не только специфическими чертами рельефа, но и отчетливо выделяющуюся по геофизическим характеристикам.

## ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАМЧАТКИ

Прежде чем переходить к описанию плейстоценовых осадков, нужно хотя бы очень кратко остановиться на характеристике плиоценовых, главным образом верхнеплиоценовых, отложений. Это необходимо для того, чтобы выяснить, где и на каком основании проводится нижняя граница четвертичного периода. Это особенно важно потому, что в последние 15 лет идет широкая дискуссия по этой проблеме.

Большая группа специалистов, изучающих четвертичные отложения в нашей стране, и многие зарубежные исследователи считают возможным включить в состав четвертичного периода часть плиоцена (Гричук, 1962; Громова, 1960; Громов, 1949, Громов и др., 1961; 1965; Громов, Никифорова, 1968; Жижченко, 1962, 1968; Москвитин, 1956, 1957, 1960; Никифорова, 1961; Никифорова, Алексеева, 1959; Шанцер, 1962 и многие другие). При этом они основываются на данных по фауне морских моллюсков, фауне крупных млекопитающих, флоре, климате. Мы не будем останавливаться на аргументации этих точек зрения, так как вопросу о нижней границе четвертичного периода в СССР было посвящено несколько Всесоюзных совещаний и огромное количество статей. Отметим только, что среди сторонников увеличения объема четвертичной системы нет единого мнения — ряд исследователей предлагают включить в антропоген не только весь верхний плиоцен, но и часть среднего (Громов и др., 1961, 1965; Громов, Никифорова, 1968; Никифорова, Алексеева, 1959).

Что касается Камчатки, то в настоящее время эта проблема чрезвычайно сложна. Это объясняется тем, что на Камчатке нет полного разреза нижнего плейстоцена и четко датированных верхнеплиоценовых отложений. Именно поэтому граница между плиоценом и плейстоценом, как и раньше, определяется довольно условно. Как будет видно из описания отложений, относящихся к верхнему плиоцену, положение с ними настолько сложное, что было бы весьма преждевременным говорить о включении этих осадков в состав антропогена, так как не исключено, что в этом случае объем четвертичной системы расширится до миоцена. Поэтому в настоящей работе четвертичная система рассматривается в старом объеме, без включения в ее состав верхнего плиоцена. К этому вопросу можно будет вернуться тогда, когда будут детально исследованы верхнеплиоценовые отложения, выяснены условия их формирования, особенности флоры и фауны.

В основу расчленения неогеновых и четвертичных отложений Камчатки в разное время были предложены разные принципы. Так, К. И. Богданович (Bogdanowitsch, 1904) предложил тектонический принцип. Он исходил из того, что все третичные отложения Камчатки дислоцированы и, следовательно, их очень просто отделить от четвертичных. Однако геологические исследования, проведенные начиная с 30-х годов в основном сотрудниками Нефтяного геологоразведочного

института, показали, что этот принцип далеко не всегда выдерживается. М. Ф. Двали (1961) указывал, что при проведении границы необходимо учитывать, что четвертичные отложения также могут быть дислоцированы, однако между третичными и четвертичными отложениями обязательно должно быть угловое несогласие. Исследование Восточной Камчатки дало ему основание считать, что начало четвертичного периода ознаменовалось переходом к континентальному режиму и общим поднятием территории. В дальнейшем и эти принципы пришлось пересмотреть, и основное внимание геологов было обращено на изучение флоры и фауны пограничных слоев.

На совещаниях по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР (Магадан, 1957 г.), Камчатки, Сахалина, Курильских и Командорских островов (Оха, 1959 г.) к верхнему плиоцену была отнесена эрмановская свита. Она была выделена Б. В. Дьяковым (1936, 1955) на Западной Камчатке. Свита представлена континентальными лигнитоносными отложениями, венчающими, по мнению Б. В. Дьякова, третичный разрез. Он отметил постепенный переход эрмановских отложений в нижележащую этолонскую свиту. Возраст этолонской свиты на основании многочисленных находок морских моллюсков был определен как средний плиоцен. Эрмановская толща относилась к самым верхам верхнего плиоцена — плейстоцену — на основании флористических данных. А. И. Пояркова, определившая флору эрмановских отложений, пришла к выводу, что это «...сильно обедненная арктическая флора, свидетельствующая о суровом климатическом режиме, установившемся к началу плейстоцена в Северо-Восточной Азии» (Маркин, 1961, стр. 149).

В результате исследований, проведенных в 50-х годах сотрудниками Северо-Восточного геологического управления, на Северной Камчатке были получены новые, весьма интересные материалы из отложений, относимых к эрмановской свите. Многочисленные растительные остатки, собранные в районе Пенжинской губы С. И. Федотовым, А. Д. Кочетковой, С. Л. Хайкиной, Г. Г. Кайгородцевым и В. Е. Терешковой, были изучены А. П. Васьковским (1960), который установил здесь два флористических комплекса. Более древний из них, лежащий на этолонской свите, он назвал «нижнегусинским», более молодой — «верхнегусинским». Нижнегусинский горизонт более богат видами и «...характерной чертой его является сосуществование в нем китайских, японских и американских горных родов и видов растений» (Васьковский, 1963а, стр. 147). Как указывает А. П. Васьковский, представители этой горной флоры в настоящее время встречаются на Балканах, в горах Китая, Японии, на Советском Дальнем Востоке, в Кордильерах и Аппалачах, где они занимают средние вертикальные пояса горных склонов.

«Основной особенностью верхнегусинской флоры, по сравнению с нижнегусинской, является обеднение видового состава, из которого исчезают наиболее теплолюбивые растения» (Там же, стр. 147). Эти особенности флоры автор связывает с приближением первого из антропогенных оледенений. В своей ранней работе, относящейся к 1952 г. и посвященной растительности, климату и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и северного побережья Охотского моря, А. П. Васьковский датирует эрмановскую свиту, как и А. И. Пояркова, поздним плиоценом — ранним плейстоценом. Он пишет: «...нам кажется вероятным, что рубеж, отделяющий плиоцен от четвертичного времени, лежит внутри эрмановской свиты» (Васьковский 1959, стр. 514). Позднее, учитывая решения XVIII Международного геологического конгресса о снижении нижней границы четвертичного периода под калабрийско-виллафранкские отложения, Васьковский

всю эрмановскую свиту отнес к эоплейстоцену (1960, 1963а, 1963б). В статье «Об объеме термина «эрмановская толща» А. П. Васьковский (1966а) предложил разделить эрмановскую толщу на две свиты — нижнюю часть, лигнитоносные отложения, непосредственно лежащие на этолонских отложениях, предложил выделить в дьяковскую свиту, а почти горизонтально лежащие рыжевато-бурые галечники, конгломераты, сидериты и суглинки — в усть-тигильскую свиту. Возраст усть-тигильской свиты, как и прежде, определяется как верхний плиоцен — плейстоцен.

Иная точка зрения на возраст эрмановской свиты была высказана В. В. Меннером и В. Н. Куликовой (1961). Широко используя палеоэкологический и палеогеографический анализы, они пришли к выводу о том, что возраст эрмановской свиты Западной Камчатки не может быть моложе среднего плиоцена, так как лежащая на ней энемтенская свита на основании многочисленных находок типично плиоценовых морских моллюсков относится к верхнему плиоцену.

Исследования на Северной и Западной Камчатке потребовали более детальных работ в районе, где была впервые выделена эрмановская свита. Изучение отпечатков листовой флоры, собранной В. В. Меннером в 1958 г. из эрмановских отложений мыса Непропуск и Энемтенских скал, дало основание П. А. Мчедлишвили датировать ее средним (или, возможно, самыми низами верхнего) плиоценом (Гептнер, 1961). В устье р. Тигиль выше эрмановских отложений залегают ржаво-бурые конгломераты, которые, по данным Б. Ф. Дьякова (1955), являются четвертичными аллювиальными отложениями, а по данным А. Р. Гептнера (1965), — энемтенскими. Из этих осадков, по сборам А. Р. Гептнера, была определена листовая флора, возраст которой по П. А. Мчедлишвили — верхний плиоцен (Гептнер, 1961). В дальнейшем А. Р. Гептнер пересмотрел указанные датировки и в статье «Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Камчатки (1965)» отнес эрмановскую свиту к верхнему плиоцену, а энемтенскую — к нижнему плейстоцену. Более тщательные исследования, новые данные спорово-пыльцевых и диатомовых анализов позволили А. Р. Гептнеру (Гептнер и др., 1966) выделить в составе эрмановской свиты две подсвиты и практически вернуться к прежней датировке. Эрмановскую свиту он отнес к низам антропогеновой системы, по схеме В. И. Громова, Э. А. Вангенгейм, К. В. Никифоровой (1965), где в состав антропогена включен не только верхний, но и часть среднего плиоцена (астий).

Новые исследования эрмановских отложений были проведены на Северной Камчатке (Арсанов, Малаева, 1964; Боярская, Малаева, 1967; Малаева, 1965). Полученные материалы по растительности эрмановской свиты и положение ее в разрезе неогена Северной Камчатки дали основание Е. М. Малаевой (1965; Арсанов, Малаева, 1964; Боярская, Малаева, 1967) датировать ее средним плиоценом. Растительность эрмановской свиты, по Е. М. Малаевой (1965), характеризуется хвойно-широколиственными лесами из ели, тсуги, пихты с участием субтропического и южно-бореального элементов (грецкий орех, лапина, кария, сумах, бук, вяз, лещина и др.). Отмечаются и гидромезофильные группировки с таксодиумом, ольхой и др.

Спорность датировки эрмановской свиты, выявившаяся в последнее время, повлекла за собой пересмотр возраста ряда толщ, которые сопоставлялись с эрмановской. Так, детальное исследование нагаевской толщи (окрестности Магадана), которую считали одновозрастной с эрмановской (Васьковский, 1959, 1960, 1963а, б), проведенное Ю. П. Барановой и П. И. Дорофеевым (1962), показало, что возраст даже самых верхних горизонтов более древний — скорее всего низы плиоцена. Авторы указывают на большое сходство нагаевской и эрманов-

ской свит по данным спорово-пыльцевого анализа и макрофлорам. Однако они не отрицают возможности, что «нагаевская толща может оказаться древнее эрмановской» (Баранова, Бискэ, 1964, стр. 57).

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные по флоре и растительности эрмановской свиты свидетельствуют о том, что ее уже нельзя представлять как «сильно обедненную арктическую флору». Скорее это южно-бореальная флора. В это время на Камчатке произрастали темнохвойные и хвойно-широколиственные леса с участием таких термофильных родов, как *Taxodium*, *Carya*, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Juglans*, *Ostrya*, *Fagus*, *Rhus*. Поэтому все большее число геологов склоняется к датировке эрмановской свиты средним плиоценом или средним — нижним плиоценом. Однако и этот возраст нельзя считать окончательно установленным, так как в настоящее время эрмановские отложения Западной Камчатки изучены не полностью. Еще не закончена обработка даже стратотипического разреза. Необходимо провести дальнейшее изучение листовой флоры, морских и пресноводных моллюсков, известных в этих отложениях. По-видимому, правильно намечается разделение этой толщи на две подсвиты, но необходимо более тщательное их обоснование.

Вероятно, решающее значение для определения возраста эрмановской свиты будет иметь датировка энемтенской свиты, залегающей на эрмановской с размывом и угловым несогласием.

Энемтенская свита впервые была выделена на Западной Камчатке Б. Ф. Дьяковым (1936) как морской постплиоцен. Затем она детально исследовалась И. Б. Плешаковым (1939). Он установил, что энемтенские отложения с угловым несогласием залегают на кавранской и эрмановской (нижний плиоцен, по его данным) свитах и содержат большое количество морских моллюсков, определения которых А. П. Ильиной и В. С. Слодкевичем позволили датировать ее верхним плиоценом. Однако в дальнейшем эти отложения практически всеми геологами отнеслись к плейстоцену, что и было подтверждено на Охинском межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов в 1959 г. Но уже и на этом совещании в докладе В. В. Меннера и В. Н. Куликовой (1961) было показано, что энемтенская свита не может быть отнесена к плейстоцену, так как здесь встречаются типично плиоценовые формы морских моллюсков. Проведенные В. Н. Синельниковой (1967) детальные сборы и изучение фауны из энемтенских отложений в районе стратотипического разреза по Западной Камчатке («утесы Энемтен») показали, что 45% от общего числа моллюсков составляют проходящие виды. Они появляются в палеогене или миоцене и доживают до настоящего времени, 25% видов появляются с плиоцена. Только один вид является современной формой, неизвестной в ископаемом состоянии. Кроме того, встречены семь видов, составляющих 25% от общего числа моллюсков, имеющих достаточно узкое вертикальное распространение; их верхний возрастной предел — верхний плиоцен. Отсюда В. Н. Синельникова (1967) сделала вывод, что «энемтенская свита не моложе плиоцена» (стр. 74). В статье, посвященной энемтенской флоре, В. Н. Синельникова, Л. А. Скиба и Л. И. Фотьянова (1967) показали, что спорово-пыльцевые спектры из нижней части энемтенских отложений, представленных морскими осадками, несколько отличаются от верхней континентальной части. Флористический состав вверх по разрезу становится более бедным. Если же сравнивать вообще энемтенские спектры с верхнеэрмановскими, то оказывается, что из энемтенских спектров выпадают такие роды, как *Juglans*, *Pterocarya*, *Taxodium*, *Ilex*, *Ostrya*, *Carpinus*, *Diervilla*. На основании данных по фауне, листовой флоре и спорово-пыльцевым спек-

рам авторы приходят к выводу о том, что энеменская свита не может быть моложе среднего плиоцена.

Таким образом, возраст энеменской свиты определяется и в настоящее время различными авторами по-разному — от нижнего плейстоцена (Гептнер и др., 1966) до среднего плиоцена (Меннер, 1965; Синельникова и др., 1967).

Из краткого обзора новейшей литературы ясно, что возраст как эрмановской, так и энеменской свит нельзя считать установленным. Столь большие расхождения в датировках объясняются в основном недостаточной изученностью даже стратотипических разрезов. Несмотря на это, в разных районах Камчатки выделяется большое количество свит, которые датируются на основании сопоставлений с эрмановской и энеменской свитами Западной Камчатки. Во всяком случае уже сейчас ясно, что ни одна из этих свит не может быть отнесена к плейстоцену и, вероятно, даже к верхнему плиоцену. Следовательно, установление возраста эрмановской и энеменской свит будет иметь большое значение для стратиграфии неогена Камчатки и соседних территорий, но не для установления границы между неогеном и антропогеном.

Кратко остановимся на характеристике вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, относимых к верхнему плиоцену. Здесь, прежде всего, следует сказать об алнейской серии. Впервые она была выделена в Срединном и Быстринском хребтах по материалам Ю. В. Жегалова, А. Ф. Марченко, Г. Л. Адамчука и др. (Белова и др., 1961).

Вулканогенные образования алнейской серии, представленные чередованием эффузивных и пирокластических пород, с резким угловым несогласием залегают на отложениях анавгайской серии ( $Pg - N_{1-2}$ ). Осадки этой серии несогласно перекрываются вулканогенным комплексом плато-эффузивов, который относится к нижнечетвертичному времени. Датировка алнейской серии основана на том, что к западу и востоку от хребтов, где она была выделена, геологи проследили постепенное замещение вулканогенных пород нормальными осадочными. Последние охарактеризованы обильной фауной морских моллюсков верхнемиоцен-плиоценового возраста.

В последнее время объем, а следовательно и возраст алнейской серии, пересматриваются. Трудно даже перечислить все высказанные в печати мнения по этому вопросу. Мы приведем только крайние точки зрения. Первая из них, высказанная М. А. Фаворской (Фаворская и др., 1965), максимально расширяет объем этой серии. В нее включены не только вулканогенно-осадочные породы, лежащие с несогласием на денудированной поверхности палеоген-нижнемиоценового комплекса, но и толща плато-эффузивов. Возраст определяется как средний миоцен — низы четвертичного времени. Согласно другой точке зрения, к алнейским отнесены вулканогенные образования, несогласно залегающие на осадочных кавранских отложениях, и толща плато-эффузивов. Эта алнейская серия датируется верхним плиоценом — нижним антропогеном (Гладенков, 1965).

Принципиально другое расчленение вулканогенных и осадочных толщ Восточного и Срединного хребтов предложил А. Е. Шанцер (Шанцер, 1968; Шанцер и др., 1966). В хребте Тумрок он выделил тумрокский вулканогенный комплекс средне-верхнеплиоценового возраста. Этот комплекс с размывом и резким угловым несогласием лежит на шапинской свите, которая на основании спорово-пыльцевых данных сопоставляется с верхней подсвитой эрмановской свиты Западной Камчатки. Плато-эффузивы выделены им в иультский комплекс, отделенный размывом от тумрокского комплекса. В Срединном хребте аналогом тумрокского комплекса является крерукский вулканогенный комплекс. Сопоставление их основано на литологических, палеомагнитных, споро-

во-пыльцевых и диатомовых данных. Если сопоставление этих комплексов между собой по условиям залегания, литологическим и палеомагнитным данным выглядит достаточно убедительно, то сопоставление тех же комплексов с энемтенскими отложениями Западной Камчатки требует более основательной аргументации. Допускаемая А. Е. Шанцером (1968) и А. Р. Гептнером (1968) корреляция обоих этих комплексов с толщей «синих глин» Центральной Камчатской депрессии вызывает серьезные возражения. Как увидим далее, та часть толщи «синих глин», которая известна в настоящее время по обнажениям, по всем имеющимся материалам должна считаться нижнеплейстоценовой. Верхнеплиоценовый возраст этой толщи, даже ее нижнего горизонта, во всяком случае требует дополнительных доказательств. Пока что нет никаких новых материалов, которые позволили бы сомневаться в ее плейстоценовом возрасте. Попытка сопоставления толщи синих глин Центральной Камчатки депрессии и энемтенских отложений, по данным спорово-пыльцевого анализа, уже была предпринята О. А. Брайцевой (Брайцева, Евтеева, 1967). При этом, однако, авторы исходили из нижнечетвертичного возраста энемтенской свиты. Детальный разбор материалов, использованных О. А. Брайцевой и И. С. Евтеевой в доказательство одновозрастности этих толщ, приведен нами в разделе, посвященном толще синих глин (стр. 37). Здесь мы только укажем, что толщи эти явно разновозрастные.

Ссылка на общее сходство диатомовой флоры синих глин, с одной стороны, тумрокского, крерукского комплексов и энемтенской свиты, с другой, также малоубедительна. Е. Г. Лупикина (Брайцева и др., 1968), исследовавшая диатомовую флору всех этих толщ, пришла к выводу о том, что диатомовая флора толщи синих глин моложе диатомовой флоры энемтенских отложений. Морская диатомовая флора энемтенских отложений почти не отличается от более древней и близка флоре этолонской свиты. За континентальные аналоги энемтенских отложений Западной Камчатки Е. Г. Лупикина принимает, вслед за А. Р. Гептнером (Гептнер, и др., 1966), осадки, развитые в долине р. Кульки. Е. Г. Лупикина пишет: «Отсутствие в диатомовой флоре «синих глин» некоторых пресноводных видов, характерных для энемтенской флоры р. Кульки, уменьшение численности грубопанцирных *Melosira* и отсутствие некоторых других реликтов неогена не позволяет считать сравниваемые флоры полностью идентичными. Возможно, диатомовая флора синих глин характеризует более поздний этап в развитии диатомовой флоры Камчатки...» (Брайцева и др., 1968, стр. 24).

Кроме того, следует иметь в виду, что при современном состоянии знаний об эволюции и стратиграфическом распределении диатомовых, оно может служить лишь для весьма приблизительных сопоставлений в рамках целых отделов или подразделов.

При сопоставлении тумрокского и крерукского комплексов с толщей синих глин нельзя забывать следующего. Иультский комплекс, как только что было указано, лежит на тумрокском с размывом и содержит в нижней части зону обратной намагниченности, что, по имеющимся в литературе многочисленным данным, соответствует последней инверсии магнитного поля Земли, начало которой датируется в 0,7 млн. лет. Иными словами, низы иультского комплекса должны относиться уже к верхам верхнего плиоцена по принятой в СССР шкале. В таком случае тумрокский и крерукский комплексы вместе с предположительно эквивалентной им энемтенской свитой оказываются значительно более древними, чему не противоречит облик морской фауны энемтенской свиты, которая, по мнению В. Н. Синельниковой (1967), может считаться среднеплиоценовой. Сопоставляя толщу синих глин со столь

древними отложениями, мы тем самым абсолютно безосновательно крайне ее удревяем.

З этой связи необходимо упомянуть также об описываемых ниже ольховской и лахтакской толщах Усть-Камчатского района. Как укажем далее, положение их в разрезе и характер содержащейся в них морской фауны заставляет принимать эти толщи за наиболее поздние из до сих пор известных верхнеплиоценовых отложений Камчатки, предположительно эквивалентных берингийским и анвильским слоям Аляски. Представляется, что они значительно моложе энемтенской свиты и, возможно, тумрокского и крекурского вулканогенных комплексов. Вполне вероятно, что они окажутся соответствующими по возрасту тем необнаженным частям рыхлой толщи Центральной Камчатской депрессии, которые подстилают толщу синих глин. Сама же эта последняя может быть синхронной уже нультскому вулканогенному комплексу и даже не его низам.

Не менее сложен вопрос и о возрасте толщи плато-эффузивов. В двух последних сводных работах по геологии Камчатки (Белова и др., 1961; Геология СССР, т. 31, 1964) толща плато-эффузивов выделена в составе четвертичной системы. Эта толща широко распространена в южной, восточной и северной частях полуострова и занимает большие площади на Срединном хребте. Ее мощность колеблется от 200 до 500 м. В составе толщи преобладают базальты (главным образом оливиновые), андезит-базальты, андезиты и их туфы. Нижняя возрастная граница определяется на основании горизонтального залегания этой толщи на неогеновых отложениях, позднейшие из которых относятся к верхнему плиоцену. Почти повсеместно плато-базальты несут следы деятельности древнего полупокровного оледенения, что позволяет определить верхнюю возрастную границу слагающих его эффузивов средним плейстоценом. И хотя эта точка зрения почти общепризнанна, ее, к сожалению, нельзя считать хорошо аргументированной. В последнее время выясняется, что существуют разногласия как по генезису, так и особенно по возрасту этой толщи. Если раньше почти все геологи (Власов, 1959а, б; Эрлих, 1960; Ротман, 1963 и др.) связывали образование толщи плато-эффузивов с трещинными излияниями, то сейчас, в результате детальных исследований отдельных районов Срединного и Восточного хребтов, было установлено, что образование плато-эффузивов связано с отдельными крупными аппаратами центрального типа (Шанцер и др., 1966; Алексеев и др., 1966; Дмитриева, 1957; Огородов и др., 1967 и др.). Пока еще не ясно, будет ли последняя точка зрения справедливой для всех районов развития плато-эффузивов. Нет единого мнения и у исследователей об объеме этой толщи. Э. Н. Эрлих, основываясь на собственных исследованиях и материалах А. Ф. Марченко, М. Ф. Двали, Ю. В. Жегалова, Ю. В. Макарова и Л. И. Тихомирова, пришел к выводу о том, что «...широкая площадная распространенность, хорошая выдержанность разреза на огромных площадях, единый характер генезиса и тектонических условий, четкие возрастные пределы позволяют нам выделить этот комплекс как самостоятельную стратиграфическую единицу под названием «свита плато-эффузивов» (Эрлих, 1960, стр. 80). Кроме этого, существует, однако, представление о том, что толща плато-эффузивов представляет лишь верхнюю часть алнейской серии (Гладенков, 1965; Фаворская и др., 1965).

Ряд геологов (Шанцер и др., 1966) аналоги плато-эффузивов выделили в свое время в отдельный вулканогенный комплекс, названный ими в пределах Тумрокского хребта гамченским. По данным этих авторов, он сформировался в результате деятельности отдельных крупных аппаратов центрального типа и проявления ареального вулканизма. Гамченский вулканогенный комплекс датируется, как и толща плато-

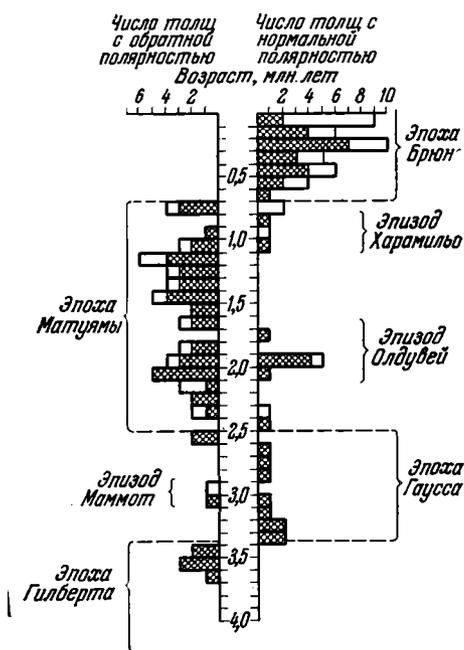


Рис. 5. Гистограмма количества обратно и нормально намагниченных толщ как функции их возраста, определенного калий-аргоновым методом. Классификационный интервал возраста — 0,1 млн. лет. Более надежные данные показаны штриховкой (Cox et aut., 1966)

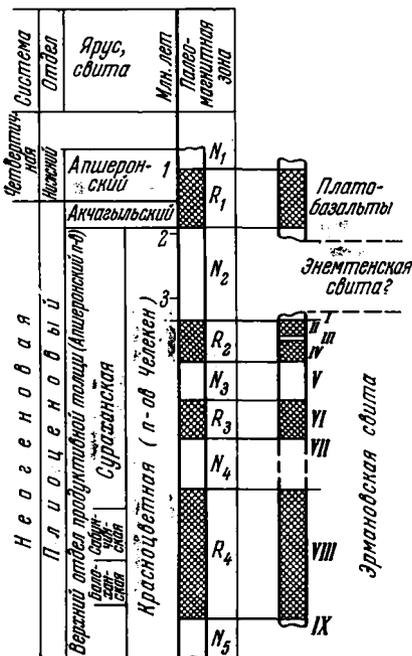


Рис. 6. Корреляция палеомагнитных зон разрезов Центральной Камчатки с разрезами Апшеронско-Каспийской области (по Печерскому и др., 1965)

эффузивов, нижним плейстоценом. Позднее (Шанцер, 1968; Гептнер, 1968) именно этот комплекс и был переименован в вышеупомянутый иультский и датирован нижним-средним плейстоценом.

Возраст толщи плато-эффузивов можно определить с помощью палеомагнитного метода, успешно применяемого во многих странах.

По данным Н. А. Храмова (1958; Храмов и др., 1961), у границ среднего и верхнего апшерона происходит последняя инверсия, приведшая магнитное поле к его современному состоянию. Эта граница почти совпадает с границей между плиоценом и плейстоценом принятой в СССР стратиграфической шкалы. Она оценивается (рис. 5) по данным калий-аргонового метода, в 0,7 млн. лет (Cox et aut., 1963a, b; 1964, 1965, 1966; Dcell, Dalrymple, 1966; Glan-geand et aut., 1965).

Палеомагнитные исследования были проведены и на Камчатке. Первые данные были получены на Северной Камчатке А. С. Арсановым, но они, к сожалению, остались неопубликованными. Из его устного сообщения (доклад в Геологическом институте АН СССР в 1962 г.) было ясно, что в основании плато-эффузивы (плато-базальты) имеют обратную намагниченность, а выше — прямую. Исследования В. В. Кочегуры (1961, 1964; Кочегура, Шолпо, 1960), проведенные в верховьях р. Малой Кимитиной и на левобережье р. Кирганик, показали, что вся толща плато-эффузивов обратно намагничена, что дает право считать ее возраст древнее 0,7 млн. лет.

Наиболее интересные материалы были получены Д. М. Печерским (Печерский и др., 1965) в центральной части Срединного хребта (рис. 6). Здесь было установлено, что толща плато-эффузивов несогласно залегает на туфогенных отложениях, которые, по данным спорово-пыльцевых анализов, сопоставляются с эрмановскими отложениями Западной Камчатки. Наиболее полно, по мнению авторов, в разрезе представлена зона обратной намагниченности ( $P_1$  — зона Матуямы). Мощ-

ность базальтов этой зоны достигает 400 м. Верхняя зона прямой намагниченности — зона Брюна — почти не попала в разрез, частично захвачена вторая зона прямой намагниченности — зона Гаусса. Следовательно, время формирования плато-эффузивов в этом районе Срединного хребта весьма продолжительное — около 2 млн. лет, и практически толща отвечает верхнему плиоцену. Мы не будем здесь останавливаться на палеомагнитных данных эрмановской и энемтенской свит, приведенных Д. М. Печерским, так как уже неоднократно указывали, что не считаем убедительными датировки толщ, основанные на сопоставлениях с эрмановской и энемтенской свитами Западной Камчатки из-за неопределенности датировки самих этих свит.

В самое последнее время детальные палеомагнитные исследования были проведены М. А. Певзнером в Тумрокском и Срединном хребтах. Эти материалы еще не опубликованы. Мы только укажем, что в нижней части иультского вулканогенного комплекса, который сопоставляется с толщей плато-эффузивов, отмечена последняя зона обратной намагниченности (Шанцер, 1968). Следовательно, нижняя часть иультского комплекса относится к верхнему плиоцену.

Следует еще отметить, что нередко в работах по геологии Камчатки можно встретить такую интерпретацию палеомагнитных данных: «...обратный знак намагниченности лав вулкана позволяет утверждать (разрядка наша. — Н. К.), что вулкан Уксичан является древнечетвертичным образованием» (Огородов и др., 1967). Утверждать в этом случае можно только то, что лавы этого вулкана древнее 0,7 млн. лет. По принятой в СССР шкале это соответствует верхнему плиоцену, но не нижнему плейстоцену. Если авторы пользуются другой схемой, то следует оговаривать, так как есть много схем, существенно отличающихся одна от другой (Громов, 1949; Шанцер, 1962; Громов и др., 1965).

Следовательно, в настоящее время к верхнему плиоцену относится, по-видимому, часть толщи плато-эффузивов Срединного хребта и ее аналогов в Восточном хребте. К сожалению, эта толща с разрывом перекрывает почти немые вулканогенные толщи и сама не может быть непосредственно сопоставлена с осадочными образованиями верхнего плиоцена. К этому же времени, несомненно, относятся морские отложения, выделяемые впервые в Усть-Камчатском районе в ольховскую и лахтакскую толщи, возможные аналоги которых — берингийская и анвильская свиты Аляски, возраст которых оценивается древнее 0,7 млн. лет (Норкин, 1967). Для ольховской и лахтакской толщ практически нет палеофлористических данных, фауна монографически не описана, что не позволяет восстановить обстановку их накопления.

Как видно из приведенного выше обзора, верхнеплиоценовые отложения наиболее слабо исследованы. Это объясняется не только недостаточной изученностью их на данной территории, но и на всей территории Советского Дальнего Востока. Возраст почти всех толщ, относившихся ранее к верхнему плиоцену и нижнему плейстоцену, пересматривается. Это коснулось также койнатхунской толщи Чукотки, апукской свиты Корякского нагорья, нагаевской толщи окрестностей Магадана, маруямской и нутовской свит Сахалина и ряда других толщ и свит, с которыми обычно проводятся сопоставления. Интерес, который вызывают эти отложения, позволяет надеяться на то, что в ближайшее время будут собраны материалы для однозначного решения вопроса о их возрасте.

Отсутствие четко датированных и убедительно палеонтологически охарактеризованных отложений верхнего плиоцена делает вопрос о возможности снижения официально принятой для СССР нижней границы четвертичной системы в приложении к Камчатке практически не разрешимым на современном уровне знаний. Поэтому единственной реально применимой пока остается схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений, принятая Межведомственным стратиграфическим комитетом, которой автор и следует в настоящей работе.

## СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Наиболее полные разрезы четвертичных отложений известны в Центральной Камчатской депрессии. Г. М. Власов объяснил это тем, что «...в то время, как в других районах Камчатки четвертичные осадки в большинстве случаев, хотя бы частично, уничтожались денудацией, в депрессии они сохранялись полностью... Тектонические движения, создав предпосылки для формирования депрессии, в дальнейшем уже не усложняли ее историю, и осадконакопление в ней отражало лишь общие региональные колебательные движения» (Власов, Чемяков, 1949, стр. 59—60).

Именно в этом районе они и были наиболее полно исследованы. Во всяком случае первая схема четвертичных отложений была создана здесь в результате исследований, проведенных в 1935—1936 гг. С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским. Эта схема была принята всеми исследователями, которые позднее работали на Камчатке. Однако специальных исследований по четвертичным отложениям с того времени не было проведено. Это привело к тому, что Охинское совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов отметило крайне слабую изученность стратиграфии четвертичных отложений этих территорий. В решениях совещания было указано, что, несмотря на то, что стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Камчатки произведено детальнее, чем в соседних районах, но и эта схема не может быть принята даже как рабочая, так как недостаточно обоснована последовательность отложений. Совещание рекомендовало постановку тематических исследований, при проведении которых особое внимание следовало обратить на составление опорных стратиграфических разрезов четвертичных отложений межгорных впадин, изучение ледниковых и межледниковых отложений для решения вопроса о количестве оледенений, речных и морских террас и их соотношении с ледниковыми отложениями и т. д.

После Охинского совещания положение резко изменилось. В результате специальных исследований, проводившихся на Западной, Северной и Центральной Камчатке, удалось получить весьма интересные материалы и решить ряд наиболее важных вопросов стратиграфии четвертичных отложений. Описанию четвертичных отложений Центральной Камчатки и посвящена настоящая работа.

### Толща синих глин

Самые древние из четвертичных отложений, известные в Центральной Камчатской депрессии,— синие глины. Эти отложения впервые были выделены С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским (1940) в составе нижнего,

четвертого, горизонта нормального стратиграфического разреза озерных четвертичных отложений, выполняющих депрессию. Это плотные синеватые диатомовые глины, небольшой видимой мощности. Состав диатомовых водорослей позволяет предполагать, что здесь существовал обширный глубокий горный водоем северного типа с умеренными температурами, в который впадали холодные горные потоки. Определенная из этих отложений пыльца ели, пихты, лиственницы, кедрового стланника, березы, ивы свидетельствует о таежной растительности и подтверждает данные диатомового анализа об умеренном климате. Все полученные данные позволили С. Л. Кушеву и Ю. А. Ливеровскому относить синие глины к древнечетвертичным, не исключая, однако, возможности датировать их верхним плиоценом.

В дальнейшем все геологи, исследовавшие четвертичные отложения Камчатки, относили синие глины, вслед за Кушевым и Ливеровским, к нижнему плейстоцену, не приводя никаких новых данных. Правда, в ряде последних сводных работ по Камчатке (Геологическое строение СССР, 1958; Белова и др., 1961; Мокроусов, Садовский, 1961, и др.) указано, что синие диатомовые глины Центральной Камчатской депрессии содержат пыльцу широколиственных растений, хотя ни в одной из этих работ нет ссылок на материалы, на основании которых сделаны такие выводы. Однако именно эти указания, равно как и положение синих глин в разрезе, используются как обоснование для проведения по их подошве (которую никто не наблюдал) границы между плиоценом и плейстоценом. Неопределенность датировки и такие разногласия в палинологической характеристике потребовали от нас детального исследования этих отложений.

Разрезы синих глин известны в долине р. Камчатки, где они образуют цоколь террас. Эта толща прослеживается от пос. Кирганик до пос. Шапино, т. е. на протяжении более 170 км. Как правило, видимая мощность ее не превышает 2—3 м, только в двух разрезах достигает 8 м. Сразу следует оговориться, что толща, выделяемая под названием «синие глины», имеет достаточно пестрый литологический состав. Она представлена чередованием тонких прослоев глин, алевритов и песков различной крупности. Нередки прослои и линзы торфа и пепла. Несмотря на это, мы считаем возможным сохранить за этими отложениями название «толща синих глин», поскольку оно прочно вошло в литературу.

Одно из лучших обнажений, вскрывающих строение синих глин, — яр Генераловка (рис. 7, 8) — расположено на правом берегу р. Камчатки в 30 км ниже пос. Мильково. Этот разрез, как и ряд других, построен очень сложно. Здесь выделяется несколько толщ, детальное описание которых будет дано в соответствующих разделах настоящей работы. Поэтому здесь мы только укажем, что на толщу синих глин с четко выраженным размывом ложится толща большеярских аллювиальных песков.

Протяженность разреза яра Генераловка (рис. 9) около 30 м. На таком сравнительно небольшом расстоянии видимая мощность глин резко меняется. В нижнем (по течению р. Камчатки) конце обнажения мощность их равна 8 м, в центральной части разреза их кровля опускается под урез реки, а в верхнем конце обнажения они снова появляются, поднимаясь всего на 2 м над урезом. Таким образом, даже в одном разрезе видимая амплитуда размыва кровли синих глин более 8 м. Толща представлена правильным чередованием очень тонких прослоев глин, крупных и мелких алевритов, мелко- и среднезернистых песков. Глины и алевриты светло-серого, во влажном состоянии синевато-серого цвета. Они состоят из пелитоморфного глинистого вещества, пирокластического материала, остатков диатомовых водорослей. Пески темно-бурого и темно-серого цвета, хорошо сортированные, окатанные. Темная окраска обусловлена обилием обломков основной массы средних эффузивов. В них обнаружи-

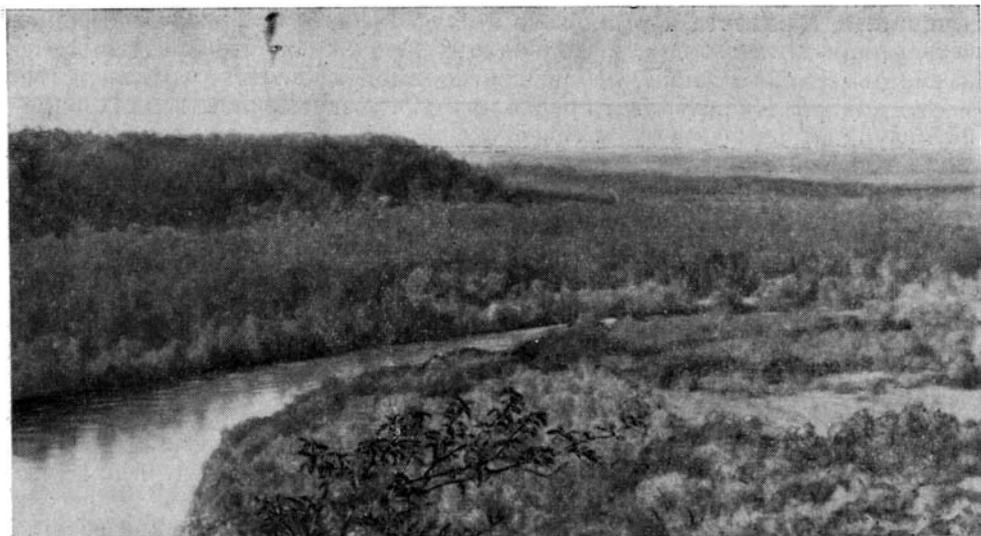


Рис. 7. Долина р. Камчатки в районе яра Генераловка

вается большое количество зерен пироксенов и роговой обманки. В незначительном количестве встречаются зерна кварца и кремнистых пород.

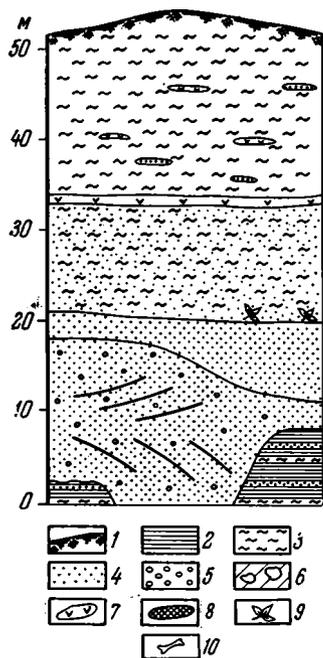
Очень четко выражена горизонтальная слоистость (рис. 10, 11), обусловленная чередованием тонких прослоев. Мощность прослоев от нескольких миллиметров до 2—3 см. Как правило, чередуются глинистые и алевритовые прослои, песчаные прослои довольно редки. В этом разрезе преобладает тонкий материал — от 60 до 80% составляет фракция меньше 0,05 мм. Однако даже в самых тонких алевритах, наряду с фракциями крупных и мелких алевритов и глин, присутствует мелкопесчаная фракция, которая составляет более 20% от общего состава породы. Характер толщи по простиранию практически не меняется.



Рис. 8. Общий вид разреза яра Генераловка

Рис. 9. Разрез яра Генераловка

- |               |                |                           |
|---------------|----------------|---------------------------|
| 1 — почва;    | 4 — пески;     | 7 — линзы пепла;          |
| 2 — глины;    | 5 — галечники; | 8 — линзы торфа;          |
| 3 — суглинки; | 6 — морена;    | 9 — растительные остатки; |
|               |                | 10 — фауна                |



Несколько иной состав имеет толща синих глин в яре Половинка (рис. 12), расположенном на правом берегу р. Камчатки у горы Половинка. Здесь, как и в яре Генераловка, синие глины уходят под урез воды и перекрываются с четко выраженным размывом, подчеркнутым цепочкой крупных галек, толщиной больших шаршарских песков. Видимая мощность синих глин в разрезе яра Половинка около 6 м. Она практически выдерживается на всем протяжении разреза, и колебания кровли не превышают 1 м. В яре Половинка (рис. 13) также наблюдается чередование тонких прослоев глин, алевроитов, песков (см. табл. 1). Прослой глины состоят из пелитоморфного глинистого вещества, являющегося основой терригенного осадка, углистой пыли, обрывков растительной ткани, остатков диатомей и пирокластического материала. В отдельных прослоях так много диатомей, что породу можно назвать глинистым диатомитом. Пирокластический материал представлен осколками кристаллов пироксена и реже амфибола, обломками основной массы эффузивов (андезито-базальтового ряда) и кислых вулканических стекол (с показателем светопреломления, близким к 1,498). Размеры пирокластических зерен находятся в пределах 0,30—0,10 мм, а диатомей — 0,10—0,01 мм.

Присутствие в глинах переотложенного, вулканического материала и остатков диатомей искажают гранулометрическую характеристику самих терригенных осадков. Фракции крупнее 0,1 мм оказываются состоящими почти целиком из пирокластики, а фракции 0,10—0,05 мм — переполнены скелетами диатомей. Собственно терригенная часть осадков сосредоточена в основном в тонких фракциях и представлена пелитоморфным глинистым веществом и измельченным полевошпатовым материалом. По данным рентгеновских исследований<sup>1</sup>, глинистое вещество полиминерально, в его состав входят в переменном количестве монтмориллонит, гидрослюда, каолинит и изредка хлорит.

В глинах рассматриваемой пачки встречаются аутигенные выделения пирита (в виде мелких шарообразных зерен) и карбоната кальция. Последний составляет в породах не больше 2% и дает мелкие пелитоморфные сгустки.

В разрезе яра Половинка прослой песков играют большую роль в строении толщи и имеют повышенную мощность. Отдельные прослой достигают 0,3 м и представлены мелкозернистым темно-серым, иногда почти черным песком. Некоторые песчаные прослой сильно ожелезнены и приобретают темно-бурую окраску. Пески хорошо сортированы (86% фракции 0,25—0,01 мм) и почти не содержат глинистого материала (2,4% фракции меньше 0,001 мм).

Темная окраска песка обусловлена обилием обломков основной массы средних эффузивов. Последние иногда проявляют отчетливую гиало-

<sup>1</sup> Рентгеновские анализы фракций <0,001 мм из пород описываемых отложений были проведены в лаборатории ГИН АН СССР под руководством В. А. Дрица.

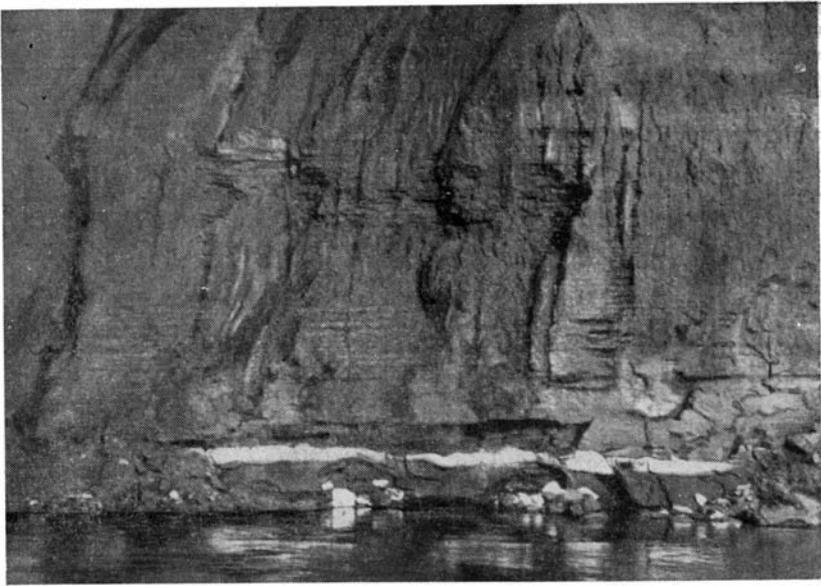


Рис. 10. Горизонтальная слоистость толщи синих глин. Яр Генераловка.

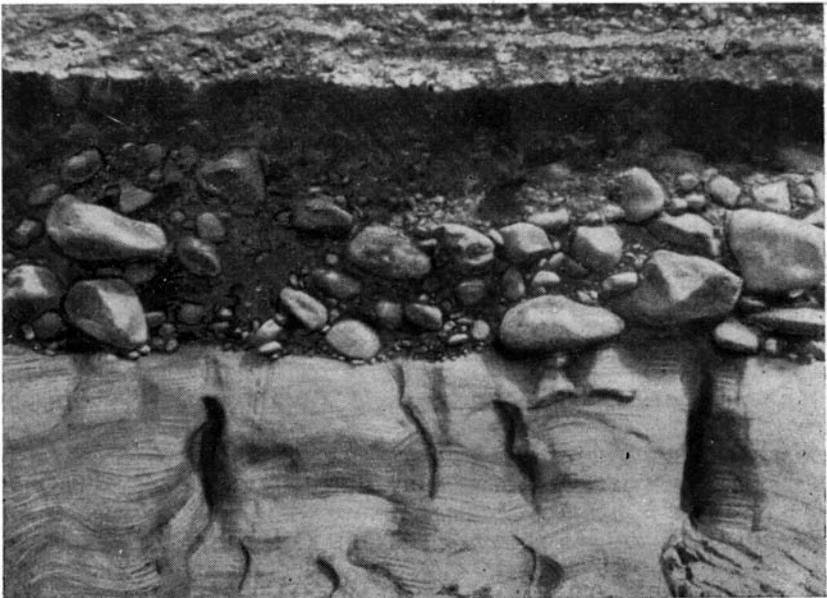


Рис. 11. Косо-волнистая слоистость в толще синих глин. Цоколь 14-метровой террасы в 1 км выше пос. Кахитка

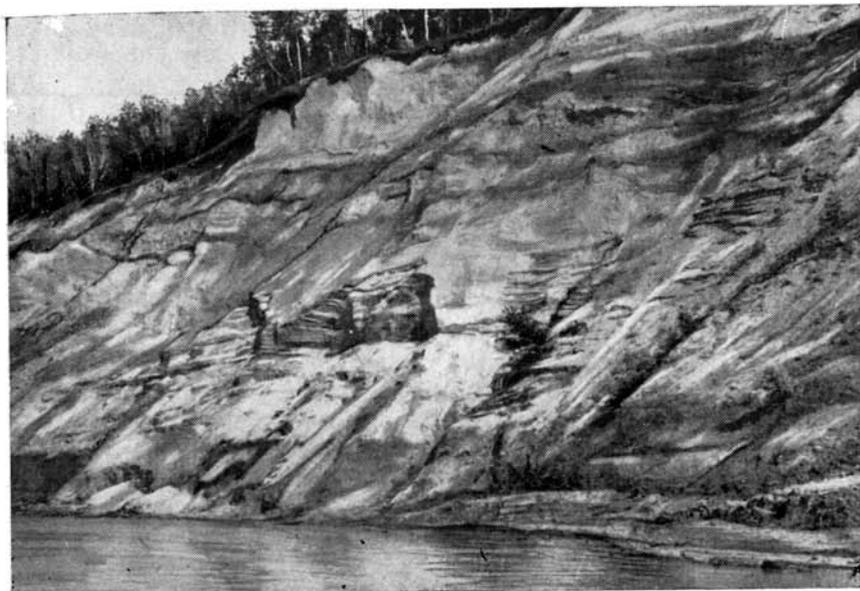


Рис. 12. Общий вид яра Половинка

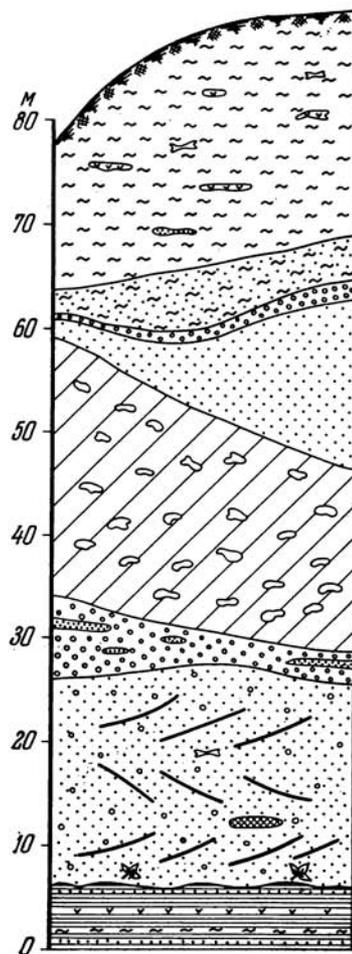


Рис. 13. Разрез яра Половинка  
Условные обозначения см. на рис. 9

пелитовую структуру, чаще же они представляют собой непрозрачную, изотропную бесструктурную стекловатую массу. Эти обломки несут явные следы окатанности. Второй по количеству компонент — плагиоклаз — обломки призматических кристаллов то мутные, то водяно-прозрачные, обычно среднего состава (олигоклаз-андезин и андезин). Еще меньше обломков зерен пироксена и роговой обманки. Некоторые зерна пироксенов сохраняют хорошую кристаллографическую огранку. В незначительном количестве встречаются песчаные зерна кварца и обломки кремнистых пород. Как аутигенные образования присутствуют шарообразные зерна пирита. Мелкоалевритовая (0,05—0,01 мм) и пелитовая (<0,001 мм) фракции представлены в основном тонко измельченными терригенными частицами того же состава, что и песчаные зерна; кроме того, присутствуют глинистые агрегаты и скелетные остатки диатомовых водорослей. Среди тяжелых минералов, выделенных из фракции 0,1—0,05 мм, резко преобладают зерна пироксена — 64,1, около 30% составляют рудные зерна (магнетит, гидроокислы железа и пирит), в небольшом количестве присутствует роговая обманка (4%), в виде единичных зерен — циркон, гранат и др.

Кроме повышенной мощности песчаных прослоев, в разрезе яра Половинка отмечается и еще одна особенность. Выше уже отмечалось, что во всей толще синих глин яра Генераловка в виде примеси во всех литологических разностях пород присутствует в большом количестве пепловый материал. В яре Половинка пепловые туфы выделяются еще и в виде отдельных горизонтов. Здесь отмечено два горизонта, мощностью 7—8 и 12—15 см. Это белый рыхлый витрокластический туф кислого состава. Около 60% породы сложено осколками стекла (размером от 0,25 до 0,01 мм), 33,4% относятся к глинистому веществу. Акцессорная примесь ничтожно мала; она составляет во фракции 0,10—0,05 мм всего лишь 0,1%; в ней так же, как и в глинах, преобладает пироксен (78%), но обращает на себя внимание сравнительно высокое содержание циркона (6,6%), который почти отсутствует в других породах этой толщи. Глинистое вещество принадлежит галлуазиту; показатель светопреломления ориентированных агрегатов равен  $1,514 \pm 0,002$ . На рентгенограмме фракции <0,001 мм отмечается гидратированный галлуазит, метagalлуазит и значительная примесь полевых шпатов. Термограмма подтверждает галлуазитовую природу глинистого вещества. Н. В. Ренгартен (Ренгартен, Куприна, 1968) полагает, что галлуазит образовался здесь в стадию диagenеза при частичном разложении пеплового материала.

В 1 км ниже яра Половинка, на том же правом берегу р. Камчатки, толща синих глин выходит в цоколе 30-метровой террасы; здесь видимая мощность ее 7 м, и она представлена в основном глинами и тонкими алевритами с редкими прослоями мелкозернистых песков. Поэтому вся толща имеет синевато-серую окраску. Выделяются только отдельные ожелезненные прослои глин и прослои почти белых пеплов. Слоистость горизонтальная, очень ясная. Мощность прослоев не превышает 3—5 мм.

Далее вниз по реке эта толща погружена и снова появляется над урезом в разрезе Большой яр (рис. 14), расположенном в 14 км выше пос. Долиновка на правом берегу р. Камчатки. Здесь, как и в ярах Генераловка и Половинка, синие глины уходят под урез и с четко выраженным размывом перекрываются толщей большеярских песков. Видимая мощность толщи в этом разрезе 3—5 м. В ее составе преобладает более крупный материал — крупные алевриты и мелкозернистые пески. Наиболее грубый состав (см. табл. 1) наблюдается в цоколе 15-метровой террасы, расположенной в 3 км ниже пос. Долиновка. Видимая мощность — около 8 м. Преобладание песчаного материала сказывается на окраске толщи, здесь она имеет темно-серый цвет. Слоистость также горизонтальная, но значительно увеличивается мощность прослоев — до 10—15 см.

Примерно в 20 км ниже описанного разреза, на правом берегу р. Камчатки, есть интересное обнажение, где четко видно прислонение 15-метровой террасы к 30-метровой. Обе террасы имеют единый цоколь, сложенный толщей синих глин и перекрывающих их большеярских песков. Высота цоколя около 10 м, причем 8 м приходится на синие глины и 2 м — на большеярские пески. Как и во всех разрезах, эти толщи отделены одна от другой размывом. Этот разрез интересен тем, что в толще синих глин наблюдается большое количество небольших линз торфа. Отдельные линзы протягиваются на 2—3 м при мощности 10—15 см. Торфяные линзы постоянно содержат значительную примесь пирокластического материала (обломков эффузивов, кристаллов плагиоклаза, реже пироксена) и пелитоморфного глинистого вещества. Эта примесь обуславливает высокую зольность торфяной массы. В небольшом количестве присутствуют здесь и скелеты диатомей. Л. И. Боголюбова, любезно просмотревшая образцы торфов, пришла к выводу о том, что они сложены остатками древесной растительности, слабо разложены, отчего органическая масса имеет геленит-преколлинит-постколлинитовую микроструктуру. По степени метаморфизма торф из описываемой пачки может быть отнесен к мягкому бурому углю (отражательная способность 0,32).

Последнее обнажение, где прослежена толща синих глин, расположено в 3 км ниже пос. Шапино, на левом берегу р. Камчатки. Здесь, как и во всех других обнажениях, она вскрывается в самом основании разреза, поднимаясь всего на 0,7 м над урезом реки. Она представлена очень тонкими, в основном глинистыми осадками (табл. 1).

Фракция меньше 0,05 мм достигает 96%. Как и в других разрезах, где преобладают тонкие разности, очень четко видна волнистая, косо-волнистая слоистость.

Ниже по долине р. Камчатки эта толща не прослеживается, так как долина пересекает зону наибольших погружений — так называемую Козыревскую впадину (Эрлих, 1965). Но и ниже последней, почти весь меридиональный отрезок долины р. Камчатки, приурочен к области погружения. Исключением является хребет Тумрок, который р. Камчатка пересекает в районе Больших и Малых щек. Это район интенсивных поднятий, продолжающихся, во всяком случае, с верхнего плейстоцена. Из четвертичных отложений здесь известны только молодые осадки, датируемые второй половиной верхнего плейстоцена.

Таким образом, в центральной части депрессии, занятой в настоящее время долиной р. Камчатки, толща синих глин прослежена на протяжении более 170 км. Вполне вероятно, что протяженность озерного бассейна, где отлагались синие глины, была значительно больше. О ширине его судить еще трудно. Есть пока один разрез, позволяющий говорить о том, что озеро занимало и по ширине почти всю депрессию. Этот разрез (рис. 15) расположен в долине р. Кирганик примерно в 15 км выше впадения ее в р. Камчатку. Видимая мощность толщи синих глин здесь около 6 м. Кровля размыта. Характерно чередование глин, алевроитов и мелкозернистых песков с большим количеством пепловых прослоев. По простирацию глины замещаются мелкими, сильно ожелезненными,

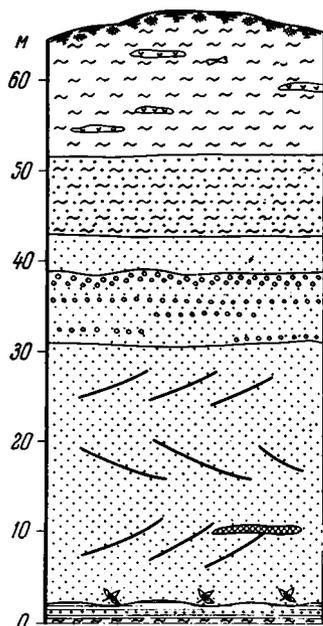


Рис. 14. Разрез яра Большого  
Условные обозначения см. на рис. 9

Таблица 1 Гранулометрический и минеральный составы толщи синих глин

Фракция (мм)	Образец, №														
	113	115	116	117	118	119	120	121	136	138	224	224а	2	4	7
<b>Гранулометрический состав</b>															
>1	—	—	—	1,7	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1—0,5	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—
0,5—0,25	0,1	0,2	0,1	1,4	0,4	0,9	0,2	5,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	—	0,1
0,25—0,1	0,1	1,0	0,7	12,8	19,5	27,1	8,6	86,0	0,3	3,6	0,4	9,6	0,8	0,1	5,6
0,1—0,05	13,4	10,1	7,1	25,9	18,7	17,9	28,4	3,8	16,0	24,6	30,6	38,6	38,6	43,1	55,8
<0,05	86,3	88,6	92,0	57,9	61,3	53,7	62,7	4,8	83,6	71,5	68,8	51,6	60,5	56,8	38,5
<b>Минеральный состав</b>															
Магнетит	16,9	23,0	15,9	31,3	17,4	12,7	9,7	21,5	20,0	13,6	17,4	61,0	19,8	12,0	18,1
Циркон	—	—	—	0,5	—	—	6,6	0,2	—	—	—	5,0	—	0,2	0,2
Гранат	—	—	—	—	—	0,5	—	0,5	—	0,5	0,4	0,4	0,6	0,7	0,4
Апатит	—	0,2	—	0,7	—	—	0,5	—	0,5	0,3	0,2	3,3	0,2	0,2	—
Сфен	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	—
Эпидот	0,3	—	0,2	1,0	0,2	—	1,1	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Бесцветный амфиболит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	3,9	1,9	1,6	3,3	3,3	2,5	1,5	4,9	8,0	5,0	11,5	17,4	3,4	7,0	5,8
Бурая роговая обманка	0,6	0,9	0,4	0,2	—	0,5	0,5	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Баркевикит	—	—	—	—	—	—	—	—	2,7	0,5	0,6	0,8	0,4	0,4	0,2
Пироксен	77,8	73,9	81,5	45,3	78,4	83,6	79,9	72,9	68,8	79,8	69,3	11,3	75,4	79,3	76,3
Биотит	—	—	0,4	17,7	—	—	0,2	—	—	0,3	—	0,8	—	—	—
Фракция (мм)	Образец, №														
	10	13	17	19	21	261	264	267	284	285	286	290	291	315	316
<b>Гранулометрический состав</b>															

0,25—0,1	4,4	26,1	0,4	0,3	2,5	0,7	39,0	0,3	0,8	3,7	0,6	18,7	3,2	0,3	0,2
0,1—0,05	45,7	60,6	49,7	49,7	64,0	49,0	14,3	22,2	10,6	68,0	14,6	19,5	33,0	32,9	3,4
<0,05	52,5	43,1	49,7	49,9	33,4	80,2	29,1	77,3	88,5	28,2	84,8	61,8	63,4	66,7	96,2
Минеральный состав															
Магнетит	11,5	25,6	30,0	22,0	16,0	8,0	13,3	12,1	10,6	17,2	13,1	25,1	7,8	23,8	22,2
Циркон	0,5	0,2	0,4	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	0,2	—	—
Гранат	0,7	0,9	—	—	0,2	—	—	—	0,2	—	—	—	—	0,2	—
Апатит	1,7	0,8	0,8	—	—	0,2	—	0,4	0,4	2,8	—	—	—	0,5	—
Сфен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Элидог	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Бесцветный амфиболит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	9,4	3,8	5,4	7,1	8,9	5,9	1,8	6,0	3,6	3,2	2,4	1,9	0,7	5,8	3,9
Бурая роговая обманка	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Баркевикит	—	0,4	1,8	—	1,3	0,2	0,2	1,1	0,9	1,0	0,4	0,4	—	0,7	—
Пироксен	76,2	68,3	70,4	69,5	72,8	85,7	84,4	80,2	84,1	78,6	82,4	73,6	90,9	69,0	73,9
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Светло-зеленая слюда встречается в обр. 118 в количестве 0,7.

хорошо окатанными галечниками. К сожалению, далее этот разрез проследить не удается, так как у самого подножия Валагинского хребта прослеживается зона погружения, шириной около 7—10 км. Описываемый разрез расположен в 12 км от подножия хребта.

Следовательно, можно говорить, что на этом участке озеро достигало подножия Валагинского хребта и практически занимало почти всю депрессию.

В настоящее время мы не располагаем материалами, на основании которых можно было бы судить об истинной мощности толщи синих глин. Ни в одном из разрезов по долине р. Камчатки подошва этих отложений не была обнаружена, а кровля их везде размыта.

Несмотря на достаточно разнообразный литологический состав общий характер толщи выдерживается во всех изученных разрезах. Это позволяет считать ее сформировавшейся в едином озерном бассейне. Данные гранулометрического и минерального (табл. 1) состава толщи подтверждают такой вывод. Поэтому в настоящее время о мощности толщи можно судить только по абсолютным отметкам ее кровли. Первый выход синих глин известен в районе пос. Кирганик, где урез р. Камчатки лежит на абс. высоте 139,7 м. Последнее обнажение этой толщи отмечено в районе пос. Шапино, где абс. отметка уреза реки равна 71,8 м. Следовательно, можно допускать, что мощность толщи синих глин превышает 70 м. Истинная мощность, по-видимому, значительно больше, так как кровля везде размыта, а подошва нигде не вскрывается.

О климате времени накопления рассматриваемой толщи можно судить по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов.

Данные спорово-пыльцевого анализа позволяют выделить в этой толще два горизонта, климатические условия формирования которых существенно отличались. Эти горизонты неравноценны не только по мощностям, но и по степени детальности изучения. Однако их спорово-пыльцевые характеристики так резко отличаются одна от другой, что представляется более правильным выделять их в самостоятельные горизонты. По нашим материалам, к нижнему горизонту следует относить толщу синих глин, обнажающихся в районе пос. Шапино. Видимая мощность здесь 0,7 м. Именно поэтому столь малочисленны материалы, которыми мы располагаем для характеристики этой толщи. В полученных отсюда спорово-пыльцевых спектрах (табл. 2) преобладает пыльца древесных пород, составляющая 52—63%; трав мало—4—13%, довольно много спор—33—35%. В составе древесных ведущая роль принадлежит ели, пыльца которой составляет 52—59% от общего состава древесных пород. Если учесть, что в местах широкого развития еловых лесов в современных спектрах пыльца ели, как правило, достигает 20—30% (Гричук, 1959), то можно говорить об абсолютном господстве еловых лесов. Отмечается высокое содержание пыльцы пихты (6—9%). В меньшем количестве, по сравнению с елью, присутствуют пыльца березы, ольхи и лиственницы. Приведенные материалы позволяют говорить о широком развитии темнохвойных, елово-пихтовых лесов с примесью березы, ольхи и лиственницы.

В настоящее время в бассейне р. Камчатки основной тип леса — березняки и светлохвойная тайга, где главная лесобразующая порода — лиственница. Ель имеет разорванный ареал и встречается в виде изолированных вкраплений среди лиственничных и березовых лесов (Комаров, 1950). Пихта является реликтом и единственная ее роща сохранилась лишь в долине р. Семячик на Восточной Камчатке (Любимова, 1961). Основное отличие растительности времени накопления нижнего горизонта толщи синих глин от современной — преобладание ели и пихты, как главных лесобразующих пород, формировавших лесные ценозы. Значительная часть депрессии в то время была занята елово-пихтовыми лесами, которых в настоящее время вообще нет на Камчатке. Участие лиственницы в составе растительности было незначительным. Березняки также имели более ограниченное распространение.

Анализ полученных материалов позволяет говорить о том, что климатические условия времени образования нижнего горизонта толщи синих глин были более теплыми, чем современные.

Как видно из табл. 2, в спорово-пыльцевом спектре отмечено одно зерно *Diervilla* и *Corylus* и два зерна *Carpinus*. Однако мы не считаем возможным учитывать эти единичные зерна при интерпретации спорово-пыльцевых спектров.

В последнее время появилась статья О. А. Брайцевой и И. С. Евтеевой «О возрасте толщи «синих глин» Центральной Камчатской

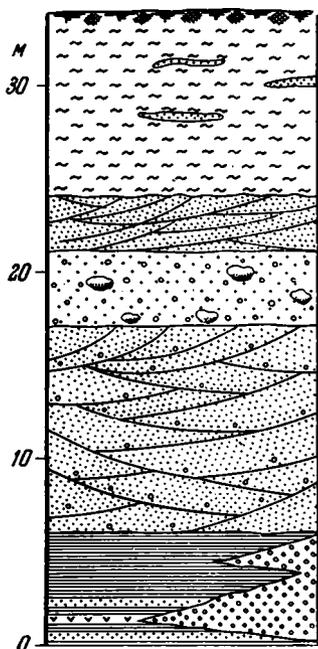


Рис. 15. Строение плейстоценовых отложений в разрезе правого берега р. Кирганик в 5 км ниже устья р. Асхахач

Условные обозначения см. на рис. 9

Таблица 2

Общий список и количественные соотношения пыльцы и спор из нижнего горизонта синих глин (район пос. Щапино)

Пыльца, споры	Обр. 315		Обр. 316		Пыльца, споры	Обр. 315		Обр. 316	
	Число пыльцевых зерен	%	Число пыльцевых зерен	%		Число пыльцевых зерен	%	Число пыльцевых зерен	%
древесных пород и кустарников	169	52	395	63	Травянистые растения и кустарники				
травянистых растений и кустарников	42	13	28	4					
Споры	114	35	204	33	Ericaceae	8	—	2	—
Итого	325	100	627	100	Caryophyllaceae	2	—	1	—
Древесные породы и кустарники					Umbelliferae	5	—	1	—
					Rosaceae	1	—	—	—
<i>Abies</i> sp.	8	9	14	6	Cyperaceae	8	—	8	—
<i>Picea</i> секции <i>Omorica</i>	20	23	74	30	Polygonaceae	1	—	—	—
<i>Picea</i> секции <i>Eurpicea</i>	26	29	37	14	<i>Menyanthes trifoliata</i>	1	—	1	—
<i>Picea</i> sp.	—	—	39	15	Compositae	4	—	3	—
<i>Alnus</i> sp.	13	15	33	13	Gramineae	3	—	6	—
<i>Betula</i> секции <i>Costatae</i>	7	8	9	4	<i>Alisma</i>	1	—	—	—
<i>Betula</i> секции <i>Albae</i>	10	11	12	5	<i>Artemisia</i>	5	—	3	—
<i>Betula</i> sp.	4	4	31	12	Неопределенные	3	—	1	—
<i>Larix</i>	1	—	3	1	Chenopodiaceae	—	—	2	—
<i>Carpinus?</i>	—	—	1	—	С п о р ы				
<i>Betula</i> секции <i>Nanae</i>	3	—	33	8,5					
<i>Diervilia</i>	1	—	—	—	<i>Filicales</i>	55	48	109	52
<i>Alnaster fruticosus</i>	71	40	107	27	<i>Bryales</i>	—	—	2	2
<i>Corylus?</i>	2	1	1	—	<i>Lycopodium clavatum</i>	30	26	39	19
<i>Myrica</i>	2	—	1	—	<i>L. annotinum</i>	19	17	28	13
<i>Salix</i>	1	0,5	—	—	<i>L. pungens</i>	5	4,5	8	4
					<i>L. sp.</i>	5	4,5	16	7
					<i>Sphagnum</i>	—	—	4	2
					<i>Lycopodium setago</i>	—	—	1	1

депрессии» (1967). Авторы приводят спорово-пыльцевые анализы из ряда разрезов толщи синих глин, часть из которых ранее уже была опубликована (Куприна, Скиба, 1963). Наибольший интерес вызывают данные по разрезу, названному ими яр Романовский. Он расположен в 2,5 км к северу от устья р. Большой Романовки, левого притока р. Караковой-Козыревки. Здесь обнажается более низкий (абс. отметка 58 м) горизонт синих глин, чем в районе пос. Щапино. В спорово-пыльцевом спектре из этих отложений авторы отмечают «...преобладание древесных пород (15—65%) и спор (58—74%) над пылью травянистых растений (1—18%)» (Брайцева, Евтеева, 1967, стр. 167). Если же судить по диаграмме, приведенной в этой статье (рис. 16), то скорее можно говорить о преобладании спор над пылью древесных и травянистых. Только в двух образцах преобладает пыльца древесных пород. В одном около 50% составляет *Alnus*, в другом — более 50% *Alnaster*. Кроме того, в составе древесных во всех образцах отмечена ель (из секции *Omorica*) — до 12—15%, пихта, лиственница и сосна (п/р *Haploxydon*) — до 1%, береза (секции *Costatae* и *Albae*) от 1 до 19%, береза секции *Nanae* — до 12%. Во всех образцах яра Романовского авторы отметили

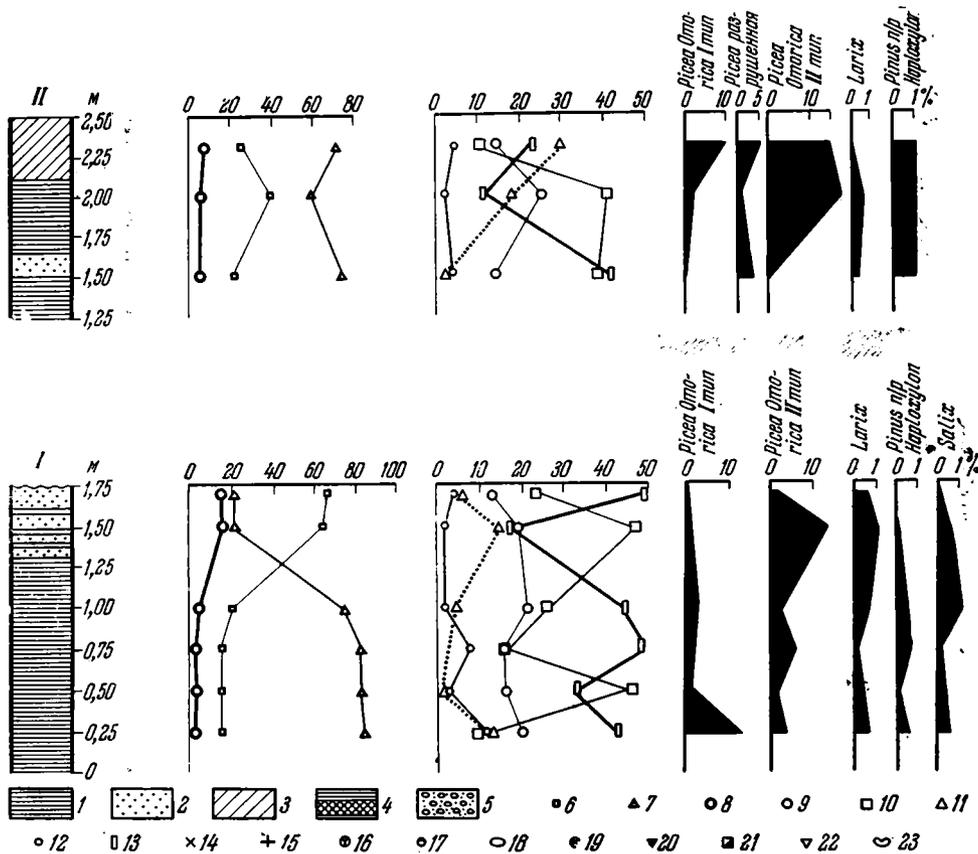


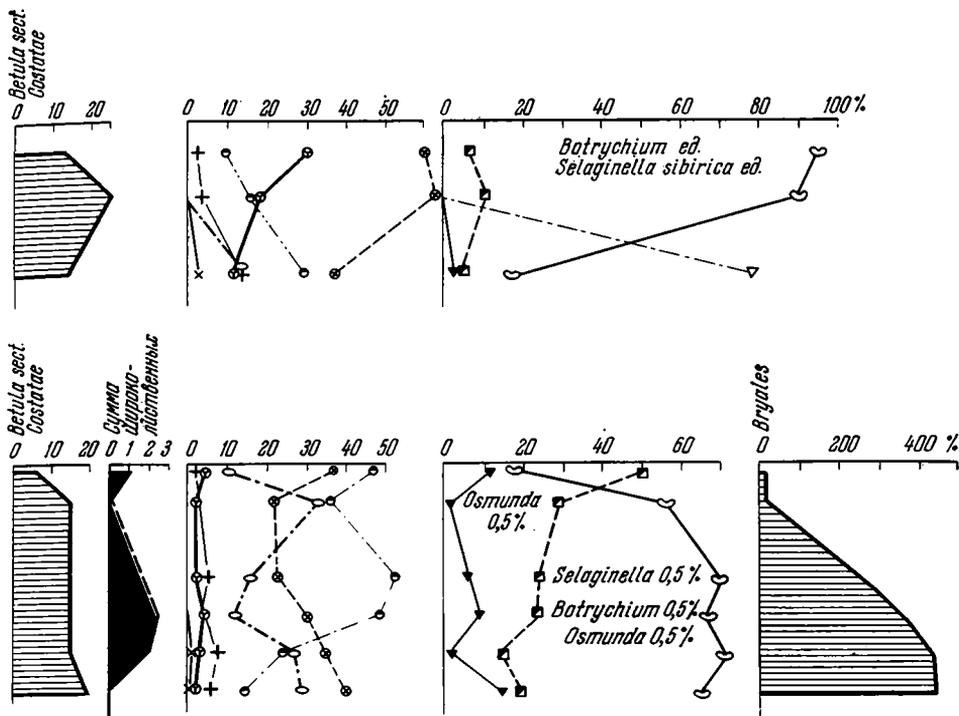
Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма толщи синих глин (по Брайцевой, Евтеевой, 1967).

- |                                |  |                             |
|--------------------------------|--|-----------------------------|
| 1 — яр Романовский;            | 7 — сумма спор;                          | 16 — <i>Ericales</i> ;      |
| 11 — яр Каледеч;               | 8 — сумма травянистой пыльцы;            | 17 — <i>Gramineae</i> ;     |
| 1 — глины сизые;               | 9 — <i>Betula</i> ;                      | 18 — <i>Cyperaceae</i> ;    |
| 2 — пески;                     | 10 — <i>Alnus</i> ;                      | 19 — разнотравье;           |
| 3 — суглинки и супеси;         | 11 — <i>Picea</i> ;                      | 20 — <i>Sphagnales</i> ;    |
| 4 — прослой пеплов;            | 12 — <i>Betula</i> секции <i>Nanae</i> ; | 21 — <i>Lycopodiaceae</i> ; |
| 5 — пески с галькой и гравием; | 13 — <i>Alnaster</i> ;                   | 22 — <i>Bryales</i> ;       |
| 6 — сумма древесной пыльцы;    | 14 — <i>Chenopodiaceae</i> ;             | 23 — <i>Polypodiaceae</i>   |
|                                | 15 — <i>Artemisia</i> ;                  |                             |

присутствие единичных зерен широколиственных пород: *Juglans*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Corylus*. Сюда же отнесена и *Diervilla*, хотя она не принадлежит к широколиственным породам. Однако на диаграмме (рис. 16) четко видно, что широколиственные породы достигают 3% от общего состава древесных пород. Остается неясным, каким образом получаются эти 3%, ведь в тексте определенно указано, что встречены только единичные зерна. Отсутствие данных об общем количестве подсчитанной пыльцы в приводимых спектрах не позволяет достаточно объективно оценить участие широколиственных пород в составе растительности.

Для характеристики нижнего горизонта толщи синих глин О. А. Брайцева и И. С. Евтеева приводят спорово-пыльцевые данные и по разрезу яра Каледеч. Этот разрез уже описан нами выше. Полученный ими спорово-пыльцевой спектр (рис. 16) близок к полученному нами из этих же отложений (табл. 2).

На основании данных по двум разрезам (яры Романовский и Каледеч) авторы приходят к выводу о том, что «...в растительном покрове



главную роль играли темнохвойные леса из ели, местами с примесью широколиственных пород» (Брайцева и др., 1967, стр. 167). По полученным спектрам О. А. Брайцева и И. С. Евтеева сочли возможным сопоставить нижний горизонт синих глин с энемтенскими отложениями Западной Камчатки<sup>1</sup>. Они пишут: «Явное сходство спектров нижней части «синих глин» со спектрами континентальных аналогов энемтенских отложений позволяет нам считать эти осадки одновозрастными» (1967, стр. 171). С таким выводом никак нельзя согласиться по следующим причинам.

Во-первых, как уже было показано, возраст энемтенских морских отложений в стратотипическом разрезе на Западной Камчатке нельзя считать установленным. Поэтому вряд ли сейчас можно уверенно говорить о «континентальных аналогах энемтенских отложений» и тем более датировать на основании таких сопоставлений.

Во-вторых, если сравнивать спорово-пыльцевые спектры морских энемтенских отложений и нижнего горизонта синих глин, то они достаточно резко отличаются друг от друга. Л. А. Скиба (Синельникова и др., 1967) отмечает выпадение из энемтенских спектров таких родов, как *Juglans*, *Pterocarya*, *Taxodium*, *Ilex*, *Ostrya*, *Carpinus*, *Diervilla*, т. е. именно тех родов, которые встречаются в яре Романовском. Следовательно, скорее можно говорить о резком отличии спектров, чем о «явном сходстве» их. И еще следует сказать, что имеющиеся в настоящее время материалы по нижнему горизонту толщи синих глин пока еще столь отрывочны и малочисленны, что каких-либо широких корреляций делать еще не следует. Сейчас можно говорить только о том, что климатические условия во время образования нижнего горизонта этой толщи были теплее современных.

<sup>1</sup> Возраст энемтенских отложений ими принимается по данным А. Р. Гептнера (1965) как нижнечетвертичный.

Таблица 3

Общий список и количественные соотношения пыльцы и спор (из образцов)

Пыльца, споры	Обн. 3, правый берег р. Кирганик								Сбн. 19, правый берег р. Камчатки									Обн. 6, яр Половинка												
	44		45		46		47		261		262		266		267		268		269		114		116		117		118		119	
	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%
древесных пород и ку- старников	209	50	218	50	232	50	154	45	115	28	131	32	64	26	110	33	27	13	10	6	45	40	260	60	73	56	96	25	62	3
травянистых растений и кустарников	118	28	117	26	118	24	73	22	89	20	70	17	136	58	179	52	160	73	138	84	26	24	32	7	3	2	94	25	27	14
Споры	96	22	104	24	124	26	114	33	20	52	17	51	41	17	60	15	20	10	16	10	39	36	144	33	53	42	187	50	92	50
Итого	423	100	439	100	474	100	341	100	216	100	206	100	241	100	349	100	207	100	164	100	110	100	436	100	129	100	377	100	181	100

## Древесные породы и кустарники

<i>Picea</i> секции <i>Omorica</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Larix</i> sp.	36	45	28	33	51	40	12	22	10	11	7	6	24	56	44	66	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Pinus pumila</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Salix</i> sp.	1	0,5	8	4	—	—	1	0,5	12	11	4	3	21	32	33	30	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Betula</i> sp.	3	5	2	2	2	2	4	8	22	22	24	25	1	2	2	3	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Betula</i> секции <i>Albae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Betula</i> секции <i>Costatae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Betula</i> секции <i>Nanae</i>	1	0,5	1	0,5	—	—	—	—	—	—	9	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Alnus</i> sp.	38	50	56	65	75	58	39	70	22	23	25	26	7	16	3	4	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Alnaster fruticosus</i>	130	62	122	56	103	45	97	63	9	8	22	17	—	—	9	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Lonicera</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Итого	209	—	218	—	232	—	154	—	115	—	131	—	64	—	110	—	27	—	10	—	45	—	260	—	73	—	96	—	62	—	



Таблица 3 (окончание)

Пыльца, споры	Обн. 3, правый берег р. Кирганик								Обн. 19, правый берег р. Камчатки								Обн. 6, Яр Половинка															
	44		45		46		47		261		262		266		267		268		269		114		116		117		118		119			
	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%	Число пыль- цевых зерен	%		
Споры																																
<i>Filicales</i>	28	29	44	42	31	26	45	40	124	58	98	48	5	—	18	30	2	—	6	—	16	—	19	13	16	31	75	40	23	25		
<i>Ophyoglossaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
<i>Botrychium lunaria</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
<i>Lycopodium</i> sp.	11	12	5	5	10	8	11	9	20	9	19	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
<i>L. annotinum</i>	25	26	20	20	26	21	20	17	11	5	12	6	1	—	1	1,5	—	—	1	—	6	—	10	—	47	33	4	7	25	13	14	15
<i>L. appressum</i>	4	5	—	—	—	—	3	3	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>L. alpinum</i>	6	6	5	5	2	1,5	2	2	26	12	22	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>L. clavatum</i>	9	9	3	3	18	15	9	8	12	5,5	32	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>L. pungens</i>	6	6	7	6	14	11	3	3	5	2	9	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>L. sitchense</i>	—	—	2	2	—	—	2	2	—	—	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>L. complanatum</i>	—	—	1	1	—	—	—	—	2	1	4	2,5	—	—	1	1,5	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>L. selago</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Selaginella borealis</i>	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>S. sibirica</i>	—	—	—	—	3	2,5	11	9	2	1	3	2	1	—	6	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Sphagnum</i> sp.	7	7	17	16	17	15	7	6	9	4	—	—	31	—	34	57	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Bryales</i>	—	—	—	—	3	2,5	—	—	3	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Итого	96	—	104	—	124	—	114	—	216	—	206	—	41	—	60	—	20	—	16	—	39	—	144	—	53	—	187	—	92	—		

Значительно более полные палинологические материалы имеются по верхнему горизонту синих глин. В этот горизонт входят все известные в долине р. Камчатки выше пос. Шапино разрезы синих глин. В составе полученных спорово-пыльцевых спектров (табл. 3) преобладает пыльца древесных пород, а в некоторых образцах — споры папоротников, мхов и плаунов. Господствующее положение занимает пыльца лиственницы и ольхи. В меньшем количестве представлена пыльца березы и кустарниковой ольхи. Встречаются единичные пыльцевые зерна ели, кедрового стланика и жимолости. Количество пыльцы ивы колеблется в пределах 0,5—32%.

Среди пыльцы и спор травянистых растений отмечены формы, характеризующие различные условия местообитания. Здесь есть спутники лесных ценозов (*Filicales*, *Lycopodium*, *Ericaceae*), растения лугово-лесных сообществ (*Ranunculus* sp., *Epilobium* sp., *Valeriana* sp. и др.); представители водно-болотной флоры (*Nuphar* sp., *Nymphaea*, *Menyanthes trifoliata*, *Drosera* sp., *Utricularia* sp.).

Полученные спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о распространении в исследованном районе лиственничных лесов. Возможно, существовали лиственничники и с примесью березы. Травянистый ярус был образован лесным мелкотравьем, кустарниками из семейства *Ericaceae*, плаунами *Lycopodium selago*, *Lycopodium annotinum*. Лиственничные леса покрывали склоны гор, а в местах с повышенным увлажнением развивались сфагновые лиственничники с подлеском из ерников (береза из секции *Nanae*) и *Lycopodium pungens*. Березовые леса (по-видимому, из японской березы *Betula japonica* из секции *Albae*) с примесью лиственницы предпочитали долины. В их состав могла входить и ольха. К берегам рек были приурочены леса из ольхи и ивняка. Возможно, что здесь произрастали и смешанные леса из ольхи с участием ивы. Выше в горы поднимались леса из каменной березы (по-видимому, *Betula ermani* из секции *Costatae*). Их подлесок составляла жимолость, местами встречалась кустарниковая ольха (*Alnaster fruticosus*), которая еще выше в горах образовывала густые заросли. В нижнем ярусе встречались плауны *Lycopodium annotinum*, *Lycopodium selago*. Заросли чередовались с полями альпийских и субальпийских лугов с папоротниками и плаунами *Lycopodium appressum*, *Lycopodium sitchense*. На осыпях и скалах находили приют ассоциации скальных растений с *Lycopodium alpinum*, *Selaginella sibirica*, *Selaginella borealis*. На болотах произрастали кустарнички из семейства *Ericaceae*, травы семейства *Supragaceae*, *Dramineae*, *Menyanthes trifoliata*, *Rubus chamaemorus*, *Utricularia* sp., *Drosera*. Полученные данные говорят о том, что климат во время формирования синих глин был близок к современному, так как все перечисленные растительные ассоциации можно встретить на Камчатке и в настоящее время. Однако практически полное отсутствие ели (встречены единичные зерна), образующей в настоящее время в Центральной Камчатской депрессии или чистые еловые леса, или с примесью лиственницы, позволяют говорить о климате более холодном, чем современный.

Очень интересные данные получены при изучении диатомовой флоры из толщи синих глин. Исследователи, изучавшие в разное время диатомовую флору этой толщи, характеризуют ее одинаково как флору глубокого озерного бассейна северного типа. Полученные ими данные не позволяют, как это сделано палинологами, выделить в толще синих глин два горизонта. Поэтому ниже будет дана общая характеристика диатомовой флоры. Впервые она изучалась Н. В. Анисимовой по материалам С. А. Кушева и Ю. А. Ливеровского.

В синих глинах яра Половинка и других разрезах Н. В. Анисимова обнаружила в основном пресноводные и пресноводно-солонатоводные формы. Всего ею выделены 75 видов и разновидностей, принадлежащих 24 родам. На основании полученных данных Н. В. Анисимова пришла к

выводу о том, что формирование синих глин происходило в условиях горного озера северного типа. Присутствие в большом количестве *Stefanodiscus astrea* характерно для водоемов умеренной зоны, а *Ceratoneis arcus* дало основание предполагать, что в этот водоем впадали холодные горные потоки. Одновременно преобладающее развитие таких планктонных форм, как *Melosira distans* и *Cyclotella bodanica* позволяет говорить о значительных глубинах водоема. Относительно возраста отложений Н. В. Анисимова за недостатком сравнительного материала не смогла высказываться определенно. Предположительно она отнесла их к нижнему плейстоцену, но не отрицала возможности отнесения и к верхам неогена.

В 1960—1961 гг. эти отложения исследовались сотрудником Института вулканологии СО АН СССР В. П. Епишкиным. Ему удалось несколько детализировать состав диатомовых этого бассейна. Ведущими в составе диатомовой флоры он считал роды *Melosira* и *Stefanodiscus*. Кроме того, он, как и позднее Е. Г. Лупикина (Брайцева и др., 1968), отмечают широкое развитие следующих видов *Cyclotella kuetzingiana* var. *radioza* Fricke, *C. kisselevii* Korotk., *Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm., *Eucocconeis enogensis* Wisl. et Kolbe, *Diploneis elliptica* (Kütz.) Cl., *Amphora ovalis* var. *libyca* Ehr., *Nitzschia angustata* (W. Sm.) Grun. В отложениях яра Половинка и Каледеч встречены единичные морские формы диатомей: *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Cosmidiscus insignis* Jouse, *Actinoptichus* sp.<sub>1</sub> (обломки), *Actinoptichus* sp.<sub>2</sub> (обломки). Полученные материалы по диатомовой флоре толщи синих глин позволили В. П. Епишкину датировать их концом плиоцена. Е. Г. Лупикина (Брайцева и др., 1968) пришла к заключению о нижнеплейстоценовом возрасте этой толщи. Она отметила некоторые отличия в составе диатомовой флоры разных горизонтов, но считает их только экологическими, объясняя физико-химическим режимом бассейна.

Итак, в настоящее время мы не располагаем материалами, на основании которых можно было бы судить об истинной мощности толщи синих глин. Нет никаких данных об осадках, подстилающих эту толщу. Следовательно, датировать ее можно только на основании соотношения ее с вышележащими толщами и данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов.

Выше синих глин залегает ряд толщ различного генезиса и возраста. Подробное описание их будет приведено ниже, а пока укажем, что с размытием на синих глинах залегает аллювиальная толща, которая формировалась в условиях, значительно отличающихся от условий образования синих глин. На границе этих толщ происходят резкие изменения обстановки. К этому времени приурочены интенсивные тектонические движения, в результате которых озеро, занимавшее большую часть депрессии, было спущено, озерные осадки сильно размыты, и образовалась река горного или полугорного типа. Климат стал более теплым, во всяком случае теплее, чем тот, в условиях которого накапливался верхний горизонт синих глин. Все это говорит о достаточно большом промежутке времени, разделяющем эти отложения. На аллювиальной толще залегает морена, которую мы относим ко второй половине среднего плейстоцена, сопоставляя с максимальным оледенением — эльгинским на Северо-Востоке, алданским на Дальнем Востоке, самаровским в Западной Сибири.

Таким образом, если морену датировать второй половиной среднего плейстоцена, то подстилающую ее аллювиальную толщу следует относить к первой половине среднего плейстоцена. Это подтверждается и находкой в яре Половинка в аллювиальной толще остатков лося, отнесенного А. П. Васьковским (1966б) к *Alces latifrons postremus*. Э. А. Вангенгейм и К. К. Флеров (1965), выделившие этот вид, отнесли его к началу среднего плейстоцена.

Учитывая все сказанное, наиболее правильно относить толщу синих глин к нижнему плейстоцену. Это подтверждается данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов, которые также датируют рассматриваемую толщу.

Что касается нижнего горизонта, то палеонтологических данных пока еще очень мало, но, вероятно, его следует относить к первой половине нижнего плейстоцена, тогда как верхний — ко второй половине, сопоставляя время его формирования с нижнеплейстоценовым оледенением. При этом следует иметь в виду, что верхние горизонты толщи везде размыты и, следовательно, не исключено, что максимум похолодания в верхах нижнего плейстоцена падает именно на этот размыв. Это предположение становится весьма убедительным при сопоставлении полученных материалов по Центральной Камчатке с данными по Восточной, где на это время падает резкое похолодание, а в более северных районах отмечены ледниково-морские отложения.

### Толща большеярских аллювиальных песков

На синие глины с размывом ложится толща аллювиальных отложений, представленных темно-бурыми и темно-серыми рыхлыми песками, часто с примесью гравия и гальки. Эти осадки имеют столь же широкое распространение, как и нижележащая толща синих глин. Довольно часто обе толщи образуют цоколь низких террас. Эти отложения имеют более четкое стратиграфическое положение; они везде с размывом ложатся на синие глины и в ряде разрезов перекрыты ледниковыми отложениями.

Рассматриваемую толщу С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский выделили в III горизонт нормального стратиграфического разреза. Они указывают, что во время формирования этих отложений продолжаются интенсивные эпейрогенические поднятия, начавшиеся в конце плиоцена. Это привело к постепенному обмелению, а затем и полному осушению озерного бассейна, образованию каньонобразных речных долин в предгорьях и оледенению в поднявшихся горных хребтах. По их данным, «...характер отложений этого горизонта свидетельствует о широкой деятельности водных потоков, питавшихся водами ледниковых языков, заполнявших к этому времени горные долины и местами спускавшихся в депрессию (Кушев и Ливеровский, 1940, стр. 57). Таким образом, формирование толщи авторы связывают со временем начала оледенения. Это положение вызывает серьезные возражения и, как будет показано ниже, не подтверждается фактическим материалом.

Аллювиальные отложения изучены в ряде разрезов. Достаточно полно они представлены в яре Половинка (см. рис. 13). В этом разрезе, как и в яре Генераловка, Большом яре и других, они с четко выраженным размывом ложатся на толщу синих глин. Мощностю аллювиальных отложений в яре Половинка достигает 22 м. Осадки представлены песками, гравием и галькой. Пески светло-бурого, светло-серого и темно-серого цвета. Отдельные прослои сильно ожелезнены и приобретают темно-бурю окраску. Пески разнозернистые. Преобладают крупно- и среднезернистые, хотя в большом количестве встречаются и мелкозернистые разновидности (табл. 4). Состав песков полимиктовый, грауваккового типа. Они состоят исключительно из продуктов размыва свежих эффузивов андезито-базальтового состава — обломки основной массы этих пород, кристаллов плагиоклазов, пироксена. Характерно высокое содержание тяжелых минералов (во фракции 0,05—0,01 мм от 19 до 39%), среди которых преобладают пироксен (до 70%), магнетит (до 35%). Кроме того, встречаются роговая обманка (1,5—8,0%) и единичные зерна эпидота, граната, циркона и др. Пески хорошо промыты — глинистая фракция составляет не

Таблица 4

## Гранулометрический состав аллювиальных косослоистых песков

Фракция (мм)	Яр Половинка, обр.						Яр Большой, обр.					
	107	108	109	110	111	112	209	211	212	213	215	218
>1	13,7	1,9	—	18,8	8,0	3,2	—	11,4	—	—	—	—
1—0,5	10,8	1,0	0,1	15,2	14,6	7,7	0,9	20,0	1,2	0,1	2,2	—
0,5—0,25	41,3	11,9	5,1	49,0	49,8	42,7	22,3	46,0	25,8	1,4	22,8	0,2
0,25—0,1	30,2	78,1	86,6	13,3	23,6	39,8	69,7	20,5	62,1	59,2	64,3	59,2
0,1—0,05	1,9	4,1	4,8	1,6	2,1	3,3	4,7	0,5	9,0	34,4	7,8	35,3
<0,05	2,1	3,0	3,4	2,1	1,9	3,3	2,4	1,6	1,9	4,9	2,9	5,3

более 3%. В ней присутствуют каолинит, гидрослюды, монтмориллонит, смешанно-слоистый хлорит-вермикулитовый компонент, полевые шпаты, кварц.

Галька среднего размера и только на границах с выше- и нижележащими отложениями встречаются более крупные гальки и даже валуны до 30—40 см. В их составе также преобладают эффузивы андезито-базальтового состава. Гравийно-галечный материал хорошо окатан. Слабее окатаны песчаные частицы.

Для всей толщи характерна крупная неправильно-линзовидная слоистость. Отдельные линзы достигают 0,1—1,5 м мощности, протягиваясь на 3—8 м. Крупные линзы грубозернистых песков с галькой и гравием срезаются в разрезе быстро выклинивающимися маломощными линзами значительно более мелких и однородных песков. Внутри крупных линз выделяются более мелкие линзы. В последних часто наблюдается четкая диагональная слоистость (рис. 17, 18). Отдельные слойки сложены различным в гранулометрическом отношении материалом. Иногда по восстановлению их можно видеть, как галька и гравий, слагающие некоторые из них, уменьшаются в размере. В других случаях слоистость подчеркнута чередованием песков различной крупности. В отдельных местах можно видеть мелколинзовидную косую или близкую к горизонтальной слоистость, образованную субпараллельными или полого срезающими друг друга слойками.

Наконец, в толще имеются линзы без четко видимой слоистости внутри них. Последнее особенно характерно для линз, сложенных мелкогалечным материалом.

Гранулометрический состав толщи вверх по разрезу не меняется. Для всей толщи характерен песчано-галечный состав и косая слоистость.

Таким образом, состав толщи и тип слоистости свидетельствуют об аллювиальном генезисе осадков. Повышенная мощность и явное преобладание в разрезе русловых фаций позволяет относить эту толщу к констративному аллювию (Ламакин, 1948; Шанцер, 1961).

В яре Половинка выше аллювиальной толщи косослоистых песков лежит морена максимального оледенения, отделенная от аллювиальной толщи небольшим слоем галечника, мощность которого в этом разрезе колеблется от 3 до 8 м.

Таким образом, положение аллювиальной толщи в разрезе достаточно определенное — она с размывом ложится на толщу синих глин и перекрывается мореной.

Максимальная мощность аллювиальной толщи отмечена в яре Большом (см. рис. 14), что и позволило нам выделить эти осадки под названием большеярская аллювиальная толща. И здесь у уреза выходят синие глины, видимой мощностью 3—5 м. Мощность аллювиальной толщи



Рис. 17. Неправильно-линзовидная слоистость в аллювиальной толще яра Половинка

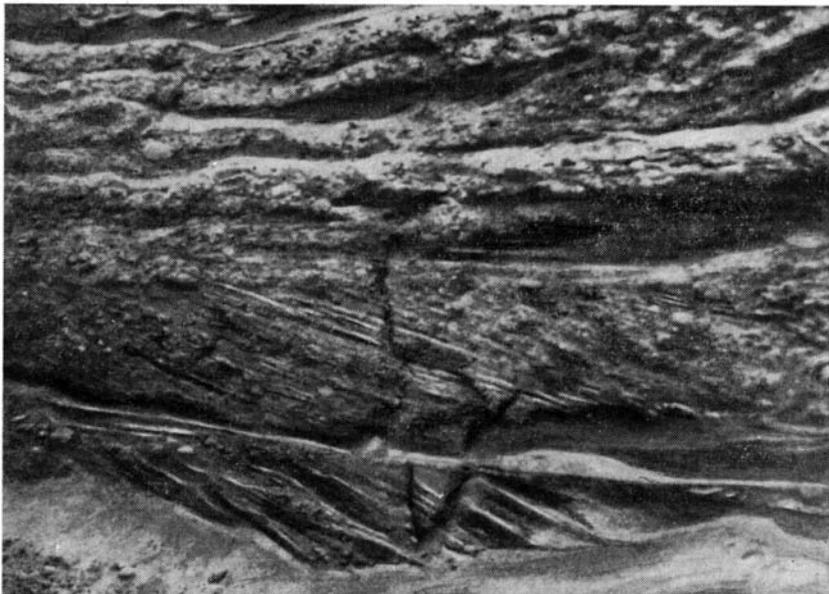


Рис. 18. Диагональная слоистость в аллювиальной толще яра Половинка



Рис. 19. Разрез Крутой яр

достигает 27 м. Она представлена более тонкими осадками, в ней резко преобладают пески и только на границе с толщей синих глин — небольшой, до 0,5 м, прослой крупного галечника. На этот галечник ложится 1,5-метровый слой крупнозернистых песков с огромным количеством стволов деревьев, веток и мелкого растительного детрита. Этот слой прослежен только в центральной части обнажения. В нижнем и верхнем концах обнажения в нижней части аллювиальной толщи на галечниках залегают крупнозернистые пески с небольшой примесью гравия. Вверх по разрезу осадки становятся более тонкими. Однако следует отметить, что по всему разрезу более или менее закономерно выделяются отдельные пачки, мощностью до 2,5 м, где четко видно постепенное изменение материала от более грубого внизу к более тонкому вверху. Иногда пачка заканчивается линзой торфа.

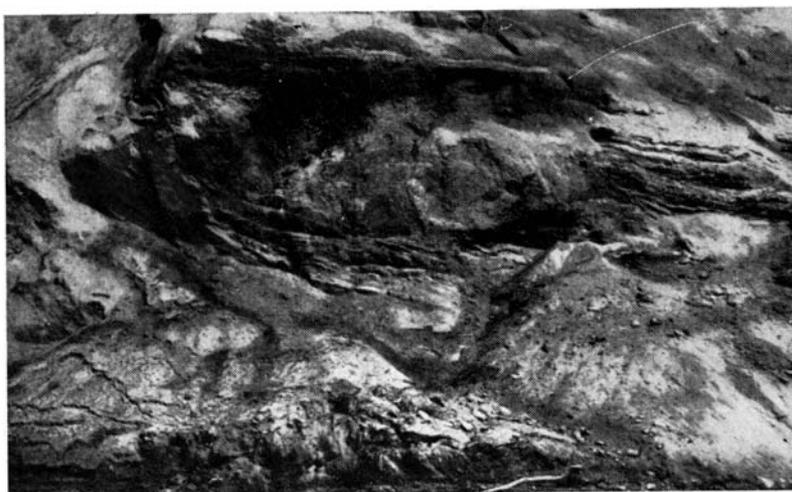


Рис. 20. Гляциодислокации в разрезе Крутой яр



Рис. 21. Микросбросы на крыле складки. Яр Крутой

По устному сообщению Л. И. Боголюбовой, торфяные прослои, встречающиеся в рассматриваемой толще, сложены растительным материалом древесного происхождения. Степень углефикации низкая, растительная масса находится на стадии торфа (отражательная способность достигает всего лишь 0,22). Микроструктура торфяной массы может быть названа геленито-преколленито-постеленитовой. Торфы зольные, главным образом за счет примеси песчано-алевритового материала; встречаются редкие скелеты диатомей.

Для всей толщи характерна косая слоистость: диагональная и неправильно-линзовидная. Как и в яре Половинка, здесь на косослоистые пески с размывом ложится слой галечника, мощностью 8 м. В этом разрезе морены нет. В яре Генераловка (см. рис. 9) большеярская аллювиальная толща представлена очень грубыми осадками. В основном преобладают гравийно-галечниковый материал и крупнозернистые пески. Слоистость неправильно-линзовидная. Линзы крупные до 1,5 м, слоистость в самих линзах выражена плохо. Мощность толщи от 18 м в центральной части обнажения до 3,5 м в верхнем (по течению р. Камчатки). И здесь аллювиальные отложения ложатся с размывом на синие глины и перекрыты слоем галечника, формировавшимся, как это будет показано ниже, в существенно иных гидрологических условиях. Морены, так же как и в яре Большом, здесь нет.

В центральной части обнажения яра Генераловка видно, что отложения смяты в складки, углы падения в крыльях которых иногда достигают 70—80°. Как правило, складки перемяты и разбиты мелкими сбросами.

Более детально характер складок в этом разрезе изучить невозможно, так как разрез яра Генераловка представляет собой почти отвесную вертикальную стенку, высотой более 50 м.

Достаточно детально аналогичные нарушения изучены в разрезе Крутой яр (рис. 19). Здесь толща косослоистых песков уходит под урез р. Камчатки. Видимая их мощность 18 м. Толща представлена сильно ожелезненными, несколько уплотненными песками и галечниками. В обнажении видно (рис. 20), что слои смяты в мелкие (размах крыльев до 1 м) и относительно пологие складки. Углы падения слоев в крыльях около 3—5°.

В центральной части обнажения прослой мелко- и среднезернистых песков круто падает на юго-юго-запад под углами 70—80°. Возможно, что

здесь мы видим юго-западное крыло более крупной складки, которая затем была размыта и перекрыта вышележащими отложениями. Наблюдаются микросбросы (рис. 21), амплитуда которых не превышает 10 см.

В ядре этой складки (размеры  $5 \times 10 \text{ м}^3$ ) залегают уплотненные галечники, слои которых сильно перемяты и разбиты мелкими разрывами. В обнажении видно, что галечники, залегающие в ядре складки, контактируют с песками и галечниками, слагающими крыло по разлому, плоскость которого вертикально или круто падает на юго-юго-восток ( $80\text{—}85^\circ$ ). Амплитуда смещения вдоль его плоскости, видимо, достигает нескольких метров.

Описанные нарушения как в Крутом яре, так и в яре Генераловка не прослеживаются ни в ниже-, ни в вышележащих отложениях. И в рассмотренных разрезах они распространены не по всей толще, а только на отдельных участках. Выше аллювиальных отложений, как это видно в яре Половинка, залегает морена максимального оледенения. Прослежены ледниковые отложения и у яра Крутого. В самом разрезе они не видны, хотя и не исключено, что они могут быть в нижнем конце обнажения, где большая осыпь. Но в этом нижнем конце обнажения в цоколе низкой 15-метровой террасы выходят сильно уплотненные валунные суглинки, аналогичные валунным суглинкам яра Половинка и других. Скорее всего, нарушения, описанные в разрезах яра Генераловка и Крутого яра, можно рассматривать как гляциодислокации. Характер смятий, их узлокальное распространение и присутствие морен подтверждает такой вывод. Если связывать эти нарушения с неотектоническими движениями, то трудно объяснить столь узкое их распространение и приуроченность только к одной толще и только к некоторым участкам обнажений.

Таким образом, большеярская аллювиальная толща имеет почти столь же широкое распространение, как и синие глины. Везде, где она вскрыта, она представлена в основном русловым аллювием. В верхних частях разрезов отсутствуют осадки, которые можно было бы отнести к пойменному или старичному аллювию. Не исключено, что такие отложения размыты, так как во всех исследованных разрезах перекрывающие осадки ложатся с размывом. Видимая мощность аллювиальной толщи варьирует в широких пределах — от 30 до 1,5 м. Первоначальную мощность установить невозможно, тем более, что, как уже указывалось, вышележащие отложения перекрывают аллювиальную толщу с четко выраженным размывом. Она везде имеет повышенную мощность, за исключением тех участков, где аллювиальная толща образует цоколь низких террас. Это позволило рассматривать аллювиальные отложения как констративный аллювий.

Из аллювиальных отложений пока известна только одна находка фауны. В 1963 г. в 25 км к северо-востоку от пос. Мильково, в районе яра Половинка, в горизонте песков геолог Камчатского геологического управления Л. И. Лапшин обнаружил часть черепа и обломок рога лося. Он указал, что горизонт песков, в котором найдены остатки лося, перекрыт еще 10-метровой толщей косослоистых песков и 3-метровым слоем галечников, на которых залегают «мореноподобная» толща (Васьковский, 1966, б). По нашим данным, «мореноподобная» толща является мореной среднелепистоценового оледенения. А. П. Васьковский отнес найденные здесь остатки лося к *Alces latifrons postremus* (Flerov, Wangenh.). Этот вариант был выделен Э. А. Вангенгейм и К. К. Флеровым на основании находки Б. С. Русановым хорошо сохранившегося рога в 50-метровой террасе Алдана. Как указывают авторы (Вангенгейм, Флеров, 1965), описанный рог не отличается по строению от известных европейских и сибирских находок, он имеет значительно меньшие размеры, что дало основание выделить новый вариант и считать его поздней мелкой расой.

Представители нового подвида широколобого лося, судя по находкам на Алдане, по-видимому, доживали (Вангенгейм, Флеров, 1965) до начала нижнего плейстоцена, что, по схеме В. И. Громова (1960), соответствует миндель-риссу европейской схемы или началу среднего плейстоцена схемы Межведомственного стратиграфического комитета.

Таким образом, находка остатков *Alces latifrons postremus* (Flerov, Wangenh.) позволяет датировать толщу большеярских песков началом среднего плейстоцена.

Из этих же отложений методом спорово-пыльцевого анализа было обработано не менее 100 образцов, однако практически все они оказались пустыми. Это, естественно, так как очень редко из отложений русловой фации аллювия удается получить достаточно полные спорово-пыльцевые комплексы. Только в восьми образцах из разрезов яра Половинка, Генераловка и Большой содержание спор и пыльцы оказалось в количестве, достаточном для подсчета. Но эти данные не дают ясного представления о составе растительности (табл. 5).

Из приведенных материалов видно, что содержание пыльцы древесных пород колеблется от 64 до 12%, т. е. нельзя даже говорить о преобладании определенной группы пыльцы. В составе древесных пород встречается пыльца ели, пихты, сосны, лиственницы, но доминирует пыльца березы и ольхи. В этой связи следует указать, что Е. М. Малаева, детально исследовавшая спорово-пыльцевые спектры из современных отложений Камчатки, отмечает, что «...в аллювиальных русловых отложениях несколько завышена роль пыльцы кедровника и ольховника по сравнению с участием их в растительном покрове, вероятно, за счет обильного продуцирования и летучести пыльцы первого и широкого распространения второго в долинах рек» (Боярская, Малаева, 1967, стр. 131).

В одном из образцов содержание ели достигает 30%, в двух других она присутствует в единичных экземплярах. Все три образца относятся к верхней части разреза. Появление пыльцы ели вряд ли можно считать случайным, так как нигде в нижней части аллювиальной толщи и верхних горизонтах синих глин такая пыльца не встречается, следовательно, почти нет возможности для переотложения из нижележащих горизонтов.

По полученным данным спорово-пыльцевого анализа можно допустить, что климатические условия времени формирования аллювиальной толщи были более теплыми, чем во время отложения верхнего горизонта синих глин, на которые эта толща ложится. Однако говорить о климате этого времени более определенно не представляется возможным, так как материалов очень мало.

Таким образом, для датировки аллювиальной толщи мы располагаем ограниченным количеством данных, которые, однако, хорошо согласуются друг с другом.

Находка *Alces latifrons postremus* (Flerov, Wangenh.) позволяет относить эти отложения к первой половине среднего плейстоцена. Этому не противоречат данные спорово-пыльцевого анализа, характеризующие достаточно теплые климатические условия. Аллювиальные отложения не могут быть отнесены ко второй половине среднего плейстоцена, так как выше их залегают ледниковые отложения максимального оледенения, датируемые второй половиной среднего плейстоцена. От подстилающих аллювиальные отложения толщи синих глин они отделены значительным промежутком времени, в течение которого произошла резкая перестройка рельефа. По-видимому, в результате значительных тектонических движений территория Центральной Камчатской депрессии была поднята, и на месте озерного бассейна образовалась крупная река.

Таким образом, аллювиальная толща датируется первой половиной среднего плейстоцена.



## Озерные отложения междуречья Камчатки — Караковой

В среднем течении р. Камчатки на междуречье Камчатки и ее левого притока р. Караковой расположен огромный массив песков. В плане он имеет вытянутую овальную форму (рис. 22). Протяженность его достигает 70 км, максимальная ширина в районе лесхоза Лазо — 20 км, минимальная в районе пос. Шапино — 10 км. Массив ограничен с одной стороны р. Камчаткой, с другой — р. Караковой. На юго-востоке, на водоразделе р. Большой Кимитиной и Караковой, он граничит с цепочкой высот, достигающих 172—202 м абс. высоты. Высоты представляют собой конечно-моренную гряду, сильно размытую. Здесь слабо выражен холмисто-котловинный рельеф, и, по данным Л. И. Лапшина (Брайцева, Мелекесцев, 1966а), гряда сложена грубообломочным материалом с супесчаным и суглинистым заполнителем. Эти отложения, на основании сопоставления с более молодым моренным комплексом, развитым выше по долине р. Большой Кимитиной, датируются как первая фаза верхнеплейстоценового оледенения (Брайцева, Мелекесцев, 1966а).

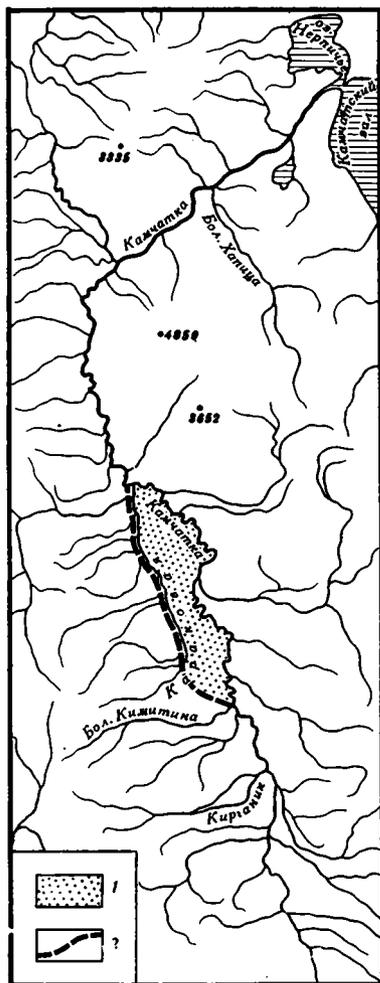
Поверхность песчаного массива ровная, самая высокая абс. отметка 192,6 м находится в центральной части. К северу поверхность постепенно снижается до уреза рек Камчатки и Караковой. В южном конце массива максимальная высота 162 м.

Наиболее полный разрез — яр Каледеч, — вскрывающий строение этого песчаного массива, расположен на левом берегу р. Камчатки в 3 км ниже пос. Шапино (рис. 23, 24). Высота его около 45 м. Песчаные отложения перекрыты небольшим в 0,7 м почвенно-растительным слоем. Сами пески желтовато-бурые, во влажном состоянии темно-бурые. Очень четко выражена горизонтальная и волнистая слоистость, обусловленная чередованием прослоев средне- и мелкозернистых песков и алевроитов. В верхней части разреза преобладают мелко- и среднезернистые пески. Прослой мелкозернистых песков достигают 30—40 см, а среднезернистых — 5—7 см. В этой части разреза прослой алевроитов редки и не превышают 1—2 см. В средней части разреза количество и мощность алевроитовых прослоев увеличивается, а в нижней части разреза они уже достигают 20 см. Мощность песчаной толщи около 37 м. В ее основании залегает 6-метровая пачка песчаных отложений, связанных с вышележащими постепенным переходом. Для этой пачки характерен более грубый состав. В ней с четкими контактами чередуются алевроиты, мелко-, средне- и крупнозернистые пески, иногда уже с примесью мелкого гравия. В наибольших 10—15-сантиметровых прослоях крупнозернистого песка и гравия заметна диагональная слоистость. В основании этой пачки лежит прослой мелкого, хорошо окатанного галечника, мощностью 0,3 м. Местами галечник сильно ожелезнен.

Таким образом, общая мощность песчаной толщи в яре Каледеч достигает 43 м. Для нее характерен достаточно однообразный гранулометрический состав (табл. 6), хорошая сортировка (глинистая фракция не превышает 2%). Обломочный материал хорошо окатан; типична горизонтальная и волнистая слоистость. Только в основании толщи, в крупнозернистых разностях отмечена местами диагональная слоистость.

Кроме рассмотренных песчаных отложений в основании яра Каледеч выделяются еще две пачки осадков. Верхняя из них, непосредственно подстилающая песчаные отложения, сложена крупно- и среднезернистыми песками, мощностью 1,2 м. Пески почти белого, слегка желтоватого цвета. Характерна горизонтальная слоистость. В отдельных прослоях, мощностью до 10—15 см, часто видна слоистость ряби течения или волнистая (рис. 25). Весьма своеобразен состав этой пачки; она почти полностью сложена из пемзы липарит-дацитового состава с незначительной

22.



23.

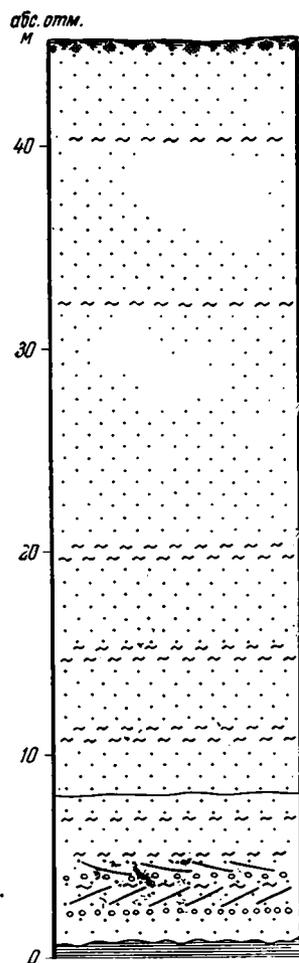


Рис. 22. Местоположение озерных отложений в долине р. Камчатки

1 — песчаный массив; 2 — древняя долина р. Камчатки

Рис. 23. Разрез озерных отложений у пос. Шапино (яр Каледеч)

Условные обозначения см. на рис. 9

Рис. 24. Общий вид яра Каледеч

24.



Таблица 6

Гранулометрический и минеральный составы озерных отложений  
междуречья рек Камчатки—Караковой

Фракция (мм)	Образец. №								
	295	298	301	303	305	307	310	311	312
<b>Гранулометрический состав</b>									
>1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	—	—	1,2
1—0,5	1,1	2,3	0,7	1,6	2,3	3,7	1,0	0,1	1,0
0,5—0,25	6,7	8,7	7,4	10,2	9,7	16,1	7,7	2,7	3,4
0,25—0,1	59,8	47,7	54,5	56,7	52,6	53,5	53,1	58,2	35,0
0,1—0,05	30,5	39,2	35,3	29,4	34,0	24,5	36,3	37,1	57,6
<0,05	1,7	1,9	1,9	1,8	1,7	1,9	1,9	1,9	1,8
<b>Минеральный состав</b>									
Магнетит	24,9	30,2	20,9	—	—	22,4	16,3	19,9	26,8
Лейкоксен	—	1,2	1,2	—	—	—	—	—	—
Циркон	0,2	0,5	0,5	—	—	—	0,5	—	0,2
Гранат	0,2	—	0,2	—	—	—	—	0,2	0,5
Апатит	0,5	0,5	—	—	—	0,5	—	—	—
Эпидот	—	—	0,5	—	—	0,5	—	—	0,7
Роговая обманка	2,9	2,6	5,3	—	—	3,3	4,7	5,0	3,7
Буряя роговая обманка	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5
Баркевикит	1,0	0,2	0,5	—	—	1,2	0,5	0,2	—
Пироксен	70,3	64,8	72,1	—	—	72,1	78,0	74,7	67,6

примесь терригенного материала, состоящего из обломков пород. Состав тяжелой фракции терригенного материала обычный; преобладают пироксены — 51,8% и магнетит — 38,7%. В заметном количестве присутствует роговая обманка (5,3%). Десятые доли процента составляют гранат, циркон и апатит. Довольно много окислов железа (1,8%).

Условия формирования описанной пачки были, вероятно, своеобразны. Это почти чистые пемзы, которые плавают в воде. Характер слоистости свидетельствует о формировании осадков в прибрежной зоне озерного бассейна. Скорее всего эта пачка пемзовых песков образована в течение одного, очень крупного извержения, так как в слое не видно каких-либо заметных размывов.

В центральной части обнажения прослежено налегание пемзовых песков на толщу синих глин. Видимая мощность последних не превышает 0,7 м. Здесь они представлены тонкими, во влажном состоянии синевато-серыми глинами и алевролитами с четкой горизонтальной слоистостью. Ни по гранулометрическому, ни по минеральному составу они не отличаются от других выходов синих глин, широко распространенных в долине р. Камчатки. Спорово-пыльцевые спектры, значительно отличающиеся, как уже было сказано выше, от спектров, полученных во всех других разрезах, позволили выделить синие глины яра Каледеч в нижний горизонт толщи синих глин.

Выше по долине р. Камчатки, в протоке Изюмница, по тому же левому берегу реки имеется еще один разрез, высотой около 45 м. Он задержан, и поэтому его детальное описание затруднено. Судя по закопушкам, строение его аналогично разрезу яра Каледеч. Он также сложен толщей горизонтально- и волнистослоистых песков, мощностью более 40 м.



Рис. 25. Характер слоистости пемзовых песков

Общая мощность песчаной толщи значительно больше устанавливаемой в обнажениях, если судить по абсолютным отметкам ее выходов (рис. 26). Самая высокая абсолютная отметка песчаного массива расположена на широте яра Каледеч и достигает 192,6 м. На этой же широте урез р. Камчатки в месте, где видна подошва песчаной толщи, равен 71,8 м. Следовательно, можно полагать, что суммарная мощность песчаной толщи около 120 м. Подошва ее отмечена также в долине р. Караковой-Козыревки, в устье ручья Большого Романовского, где абс. отметка уреза равна 58,0 м. Здесь по данным С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940), в основании 10-метрового обрыва выходят синие глины, перекрывающий их слой белесого пылеватого вулканического пепла и выше, в основании песчаной толщи, чередование серых разномерных песков и галечников, т. е. отложения, сходные с базальными слоями толщи в яре Каледеч. Этот разрез находится примерно в 30 км ниже широты пос. Щапино. На широте пос. Щапино абс. отметки уреза р. Караковой — 132,5 м, и поэтому подошва песчаной толщи уже не обнажается. Итак, песчаные отложения, развитые на междуречье Камчатки — Караковой —

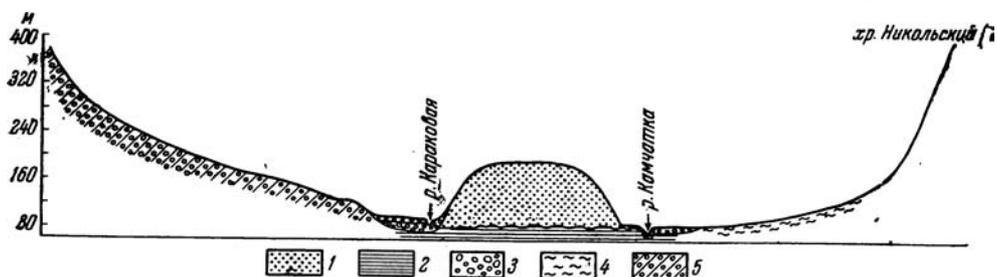


Рис. 26. Поперечный профиль через долину р. Камчатки в районе пос. Щапино  
1 — песок; 2 — глины; 3 — галечник; 4 — суглинки; 5 — морена

Козыревки, имеют не только большую протяженность (не менее 70 км), но и весьма значительные мощности — около 120 м.

Вопрос о возрасте и генезисе этой толщи остается спорным. С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940) считали, что песчаные отложения осаждались в озерном бассейне, образовавшемся в результате таяния ледников. По сравнению с озерным бассейном, в котором формировались синие глины, он был менее глубоким и характеризовался более суровым температурным режимом. Совсем по-другому объяснял образование той же толщи Б. И. Пийп (1956). Он указывал, что «...песчаные отложения, которым здесь приписывают озерное происхождение, совершенно тождественны осадкам сухих рек, отложенным вдали от вулканов, поэтому утверждение о существовании озера представляется нам не совсем доказанным» (1956, стр. 74). О. А. Брайцева и И. В. Мелекесцев отнесли эти осадки к водно-ледниковым отложениям первой фазы верхнеплейстоценового оледенения, считая, что «Эти флювиогляциальные отложения по гранулометрическому составу, характеру слоистости и другим признакам близки к отложениям заандровых равнин ряда областей Советского Союза» (1966б, стр. 172). В более поздней работе О. А. Брайцева (1967) отнесла их к половодно-ледниковым.

Таким образом, генезис песчаных отложений, развитых на между-речье Камчатки — Караковой — Козыревки, трактуется как озерный, пролювиальный, флювиогляциальный или половодно-ледниковый. Скорее всего, песчаная толща имеет все же озерный генезис. Об этом свидетельствует достаточно однообразный ее состав на значительном протяжении. Выше уже было показано, что хорошее обнажение, вскрывающее строение песчаного массива, известно только в центральной его части. Мелкие расчистки и шурфы, сделанные в разных его частях, показали, что и весь он сложен достаточно однообразным песчаным материалом. Вниз по течению р. Камчатки в этой толще не происходит изменения гранулометрического состава — везде преобладают хорошо окатанные средне- и мелкозернистые пески. Для всей толщи характерна горизонтальная и волнистая слоистость. Только в ее основании отмечена пачка более грубого состава, в самых низах которой в гравийных прослоях наблюдается косая слоистость.

В общем, толща построена достаточно однообразно, но содержание тонкого алевритового материала вверх по разрезу уменьшается.

Площадь распространения песчаного массива и мощность осадков заставляют предполагать, что здесь был достаточно крупный озерный бассейн. Преобладание грубых, преимущественно песчаных осадков в толще свидетельствует о небольших глубинах озера. Это подтверждается и данными диатомового анализа, проведенного Н. В. Анисимовой, по материалам Л. С. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940). В табл. 7 выделены три горизонта: IV — толща синих глин, III — основание пемзовых песков, I — песчаная толща. В последней, по сравнению с нижележащими отложениями, отмечается значительное уменьшение таких планктонных форм как *Melosira*, *Cyclotella*, *Stephanodiscus*, что свидетельствует о значительном обмелении озера. Не противоречит этому и широкое развитие форм обрастания. По мнению Н. В. Анисимовой, это был неглубокий водоем с общей тенденцией к постепенному обмелению.

Мощность озерных отложений предполагает длительное существование озера. В течение этого времени режим бассейна не был постоянным, о чем свидетельствует состав осадков. Если в низах толщи отмечается довольно четкая ритмичность, выраженная в чередовании песчаных и алевритовых прослоев, то в средней и верхней части ее резко преобладает песчаный материал. Это, возможно, объясняется тем, что режим озера становится все более активнопроточным, и большая часть тонкого материала начала выноситься из его пределов.

Таблица 7

Список диатомовых водорослей из рыхлых отложений  
Центральной Камчатской депрессии (яр Каледеч)

Форма	Экология	Горизонт		
		IV	III	I
<i>Melosira distans</i> v. <i>alpigena</i> Gr.	П С—А*	о.ч.**	ч.	о.р.
<i>M. italica</i> (Ehr.) Ktz.	П	о.р.	о.р.	»
<i>M. varians</i> G. A. Ag.	П—С У—Ш	»	—	»
<i>Cyclotella bodanica</i> Eulens	П С—А	»	о.р.	—
<i>C. Kützingiana</i> v. <i>radiosa</i> Fricks	П—С	—	—	о.р.
<i>C. Kützingiana</i> n. var.?	П—С	ч.	нр.	»
<i>Stephanodiscus astrea</i> (Ehr.) Gr.	П—С У—Ш	нр.	о.р.	»
<i>S. astrea minutula</i> (Ktz.) Gr.	П—С У—Ш	»	нр.	»
<i>Meridion circulare</i> Ag.	П	о.р.	—	»
<i>Synedra ulna</i> (Nitzsch.) Ehr.	П У—Ш	—	о.р.	»
<i>Neidium affine</i> (Ehr.) Cl.	П	—	—	»
<i>Stauroneis phoenicenteron</i> Ehr.	П	—	—	»
<i>Navicula radiosa</i> Ktz.	П	—	о.р.	»
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.	П С—А	о.р.	нр.	»
<i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ktz.	П	—	о.р.	»
<i>Gomphonema acuminatum</i> v. <i>Brebissonii</i> (Ktz.) Gr.	П	—	»	—
<i>Didymosphenia geminata</i> (Lyngb.) M. Schmidt	П С—А	—	»	—
<i>Cymbella ventricosa</i> Kütz.	П—С	нр.	»	о.р.
<i>Amphora ovalis</i> v. <i>pediculus</i> Kütz.	П—С	о.р.	»	»
<i>Hantzschia amphioxys</i> Gr.	П—С	—	»	»
<i>H. amphioxys</i> v. <i>major</i> Gr.	П—С	—	»	»

\* П — пресноводная, П—С — пресноводно-солонowodная, С—А — североальпийская, У—Ш — умеренные широты.

\*\* о.ч. — очень часто, ч. — часто, о.р. — очень редко, нр. — нередко.

Разберем ту аргументацию, на основании которой некоторые авторы рассматривали эти отложения как пролювиальные, половодно-ледниковые или флювиогляциальные.

Ни по морфологическим, ни по литологическим признакам описываемые песчаные отложения не похожи на пролювиальные. Если посмотреть на характер осадков сухих рек, достаточно широко развитых в районах, непосредственно примыкающих к крупным вулканическим постройкам, то наиболее типичным окажется резкая фациальная изменчивость осадков по простиранью. Это можно проследить в нижнем течении р. Студеной, берущей свое начало от ледника, расположенного в обширной седловине между вулканами Плоский и Толбачек. Здесь можно видеть, как на расстоянии не более 3—4 км резко меняется состав осадков, выполняющих русло реки. Грубый вулкано-галечниковый материал довольно быстро сменяется сначала мелкогалечниковым, а затем песчаным. Однако в мелких протоках, врезанных в широкое сухое русло на 0,5—0,7 м, в которых сохраняется постоянный водоток, и здесь отлагается галечниковый материал. Еще ниже по долине, где постоянный водоток отсутствует, русло реки покрыто тонкой коркой алевритов и глин. Однако местами и в данном случае можно видеть

тонкие длинные ленты мелкогалечного материала, принесенного сюда, по-видимому, во время больших половодий.

Если все же попытаться представить себе весь песчаный массив как периферическую часть пролювиального конуса, то невозможно объяснить тот факт, что именно к его окраинной части приурочена максимальная мощность осадков. Все данные по пролювию, особенно в областях его классического развития, какой является Средняя Азия, свидетельствуют об обратном (Курдюков, 1957; Елисеев, 1963 и др.). Попытка отнесения этих отложений к флювиогляциальным времени верхнеплейстоценового оледенения кажется мало убедительной по следующим причинам.

Как уже было указано выше, сложенный ими песчаный массив на юго-западе, на водоразделе рек Большой Кимитиной и Караковой (левых притоков р. Камчатки) ограничен конечноморенной грядой первой фазы верхнеплейстоценового оледенения. Максимальные отметки конечноморенной гряды — 172—202 м. Близ самой гряды абсолютные отметки поверхности песчаных отложений — 162, 165 м. Но по течению рек, пересекающих площадь их распространения, а затем и по долине р. Камчатки, абсолютные отметки поверхности песчаного массива постепенно увеличиваются, достигая примерно на расстоянии 30 км 192,6 м.

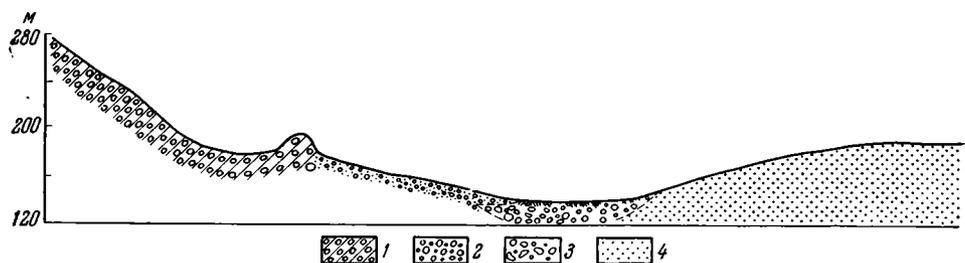


Рис. 27. Схема соотношения песчаных озерных отложений с конечными моренами первой фазы верхнеплейстоценового оледенения (стадии?)

1 — морена, 2 — флювиогляциальные отложения, 3 — аллювиальные галечники, 4 — озерные пески.

Если непосредственно связывать песчаные отложения с конечноморенной грядой, то, очевидно, отметки должны быть максимальные у самой гряды и уменьшаться по мере удаления от нее. В действительности мы видим обратную картину возрастания абсолютных отметок с удалением от гряды, от которой сложенный песками массив отделяется понижением рельефа, возможно, являющимся более молодой ложбиной стока талых ледниковых вод (рис. 27).

Половодноледниковые отложения, по Г. И. Горецкому (1958, 1961), или перигляциальный аллювий, по Е. В. Шанцеру (1951, 1966) и по Ю. А. Лаврушину (1963), формируются тальми ледниковыми водами в широких ложбинах стока. Однако рассматриваемые нами песчаные осадки не несут никаких следов, указывающих на отложение их водными потоками. Они не могли образоваться и в приледниковом озере. Против такого предположения свидетельствуют данные диатомового анализа (табл. 7). В составе диатомовых отмечены только формы умеренных широт и североальпийские. Последних в песчаной толще меньше, чем в нижележащих синих глинах и даже подстилающих пемзовых песках.

Таким образом, нам представляется наиболее обоснованной точка зрения об озерном генезисе песчаных отложений междуречья Камчатки — Караковой — Козыревки.

Не менее сложен вопрос о возрасте этой песчаной толщи. Стратиграфическое положение ее в разрезе плейстоценовых отложений Центральной Камчатки достаточно неопределенное; она ничем не перекрыта, а горизонт пемзовых песков, залегающий в основании песчаной толщи, ничего не дает для датировки, так как мощные толщи пемзовых отложений известны на Камчатке в голоцене (Маренина, 1959; Брайцева, Краевая и др., 1966; Кожемяка, 1967), плейстоцене (Мелекесцев, 1967, 1968; Кожемяка, 1967) и плиоцене (Белова и др., 1961; Геология СССР, т. XXXI, 1964; Шанцер, 1968 и др.).

Песчаные отложения и пемзовые пески отделены от нижележащей толщи синих глин значительным размывом. На это указывает отсутствие здесь верхнего горизонта синих глин, широко развитого вверх по долине р. Камчатки. Следовательно, нижним возрастным пределом для интересующей нас толщи является нижний плейстоцен. Верхний возрастной предел определяется на основании соотношения с ледниковыми отложениями первой фазы верхнеплейстоценового оледенения. Песчаные отложения явно древнее последних, если судить по указанным выше морфологическим соотношениям.

Остановимся на спорово-пыльцевой характеристике описываемых озерных отложений. Мы вынуждены пользоваться данными, имеющимися у С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940), так как наши многочисленные образцы оказались пустыми. По материалам указанных авторов в пемзовых песках обнаружен достаточно богатый комплекс пыльцы и спор. Здесь отмечены: *Picea* — 75%, *Abies* — 5%, *Pinus pumila* — 14%, *Larix* — 1%, *Betula* — 2%, *Alnus* — 2%, *Salix* — 1%. В самой толще песков спектр более бедный. Встречены только *Picea*, *Betula* и *Alnus*. Аналогичные спектры известны из нижнего горизонта синих глин, толщи большеярского аллювия и крутоярских межледниковых отложений. Мы уже указывали, что отсутствие верхнего горизонта синих глин в основании песчаной толщи позволяет предполагать значительный размыв между пемзовыми песками и толщей синих глин.

Наиболее правильно песчаные озерные отложения относить поэтому к первой половине среднего плейстоцена, сопоставляя их с большеярской аллювиальной толщей. В пользу такого сопоставления свидетельствуют положение обеих толщ над синими глинами и в сходных соотношениях с террасами р. Камчатки, близость спорово-пыльцевых данных и, наконец, единство тектонических условий, в которых они формировались. Большеярская аллювиальная толща имеет повышенную мощность и своеобразный фациальный состав, что позволило рассматривать ее как констративный аллювий. Как правило, мощные толщи констративного аллювия формируются в обстановке тектонических опусканий и подпруживания стока (Шанцер, 1966).

Равным образом и большие мощности озерных песков междуручья Камчатки — Караковой — Козыревки при их несомненной мелководности указывают на тектонические опускания. По-видимому, озерный водоем, в котором они формировались, занимал область наибольших опусканий, и в него впадала река, отлагавшая большеярские аллювиальные отложения.

### **Ледниковые отложения максимального оледенения**

Стратиграфически выше аллювиальных большеярских отложений залегают ледниковые осадки, представленные валунными суглинками. Ледниковым отложениям Камчатки посвящено большое количество работ (Кушев, Ливеровский, 1940; Мокроусов, Садовский, 1961; Власов, 1948;

Власов, Чемяков, 1949, 1950; Олюнин, 1963, 1965, 1966; Лапшин, 1963; Гептнер и др., 1965; Брайцева, 1967; Брайцева, Мелекесцев, 1966; Малаева, 1965; Куприна, 1966; Куприна, Скиба, 1964), но до последнего времени среди исследователей нет единого мнения о возрасте, количестве и характере оледенений. Это объясняется главным образом тем, что в основу расчленения ледниковых отложений положен геоморфологический принцип без детального исследования условий залегания морен в разрезах четвертичных отложений.

В Центральной Камчатской депрессии ледниковые отложения известны в двух разрезах: в ярах Девичий и Половинка. Эти отложения Кушев и Ливеровский выделили во второй стратиграфический горизонт; они указывают, что формирование «мореноподобной» толщи происходит в результате перемыва ледниковых отложений. Мокроусов и Садовский (1961) «мореноподобные» отложения в разрезе депрессии условно отнесли к среднеледниковому оледенению. О. А. Брайцева (1967) в последнее время также выделяет «мореноподобную» толщу, хотя и считает эти осадки ледниковыми. Такое название, по мнению Брайцевой, обусловлено тем, что в толще имеются линзы и прослои водно-ледниковых отложений. Нам кажется, более правильным отказаться от такого названия толщи, так как это только вводит путаницу и ставит под сомнение ледниковый генезис отложений. Широко известно, что в морене очень часто включены линзы, прослои и даже очень крупные отторженцы, отчего осадки не становятся «похожими на ледниковые», а остаются типично ледниковыми.

В разрезе яра Половинка (см. рис. 13) ледниковые отложения максимального оледенения имеют мощность от 18 до 25 м. Они подстилаются слоем галечника, который непосредственно, но с четким размывом, ложится на аллювиальную толщу косослоистых песков. Галечник, подстилающий морену, имеет мощность от 3 до 8 м. Это крупные и средние гальки, средне- и плохо окатанные, с редкими линзами разнотерристых песков. Галечники несколько уплотнены. Слоистость практически отсутствует. Грубый состав, плохая сортировка, значительная примесь глинистого материала показывают, что накопление галечников происходит в существенно иных гидрологических условиях, чем нижележащие аллювиальные отложения. Скорее всего потоки, в которых формировались эти галечники, были связаны с ледниками. Эта связь нам кажется вероятной еще и потому, что непосредственно на эти галечники ложится морена.

Аналогичные галечники известны почти во всех разрезах в районе массива Генераловка. Они везде с размывом ложатся на толщу аллювиальных большеярских песков. В яре Половинка они перекрываются мореной, в Крутой яре и яре Генералова непосредственно на галечники ложатся межледниковые отложения. Для галечников типична плохая сортировка, грубый состав и отсутствие слоистости. По всем отмеченным признакам эти отложения следует относить к флювиогляциальным отложениям приледникового или перигляциального типа, по терминологии Е. В. Шанцера (1966).

Если в яре Половинка галечники подстилают морену, знаменуя начало оледенения, то в ряде разрезов, таких как яры Генераловка, Большой, Крутой и в других, где моренные отложения отсутствуют, они формируются, вероятно, в течение всего ледникового времени. Эти галечники как по своему характеру, так и по положению в разрезе представляют осадки, синхронные ледниковым отложениям. Относительно небольшая их мощность объясняется непостоянством гидрологического режима потоков, частой миграцией русел, зависящей от положения края ледника.

Здесь следует вновь вернуться к генезису этих осадков. Мы уже отметили, что они ближе всего к флювиогляциальным отложениям перигляциального типа. Е. В. Шанцер (1961) считает, что к флювиогляциальным отложениям этого типа следует относить только отложения талых ледниковых вод, текущих по периферии ледника вне речных долин. Рассматриваемые осадки скорее всего формировались русловыми потоками. На это указывает следующее обстоятельство. Они не просто перекрывают нижележащие отложения, а ложатся на них с четко выраженным размывом, величина которого достигает иногда значительных размеров. Так, в яре Половинка она достигает 10 м. Следовательно, строго говоря, это будут аллювиальные отложения водных русловых потоков, питавшихся талыми ледниковыми водами.

Моренные отложения в яре Половинка представлены буровато-серыми и светло-серыми валунными суглинками, неслоистыми, сильно уплотненными. В обнажении они дают почти вертикальную стенку. Галька и валуны составляют 30—40% от общего состава породы. Как правило, они окатаны. Изредка встречаются валуны утюгообразной формы, ледниковая штриховка на них заметна слабо. Максимальный размер валунов — 0,5—0,8 м, преобладают обломки размером 0,3—0,5 м, большое количество крупной и средней гальки. Кроме гальки и валунов в морене присутствует песчаный и алевро-пелитовый материал.

Таблица 8

Гранулометрический состав морены максимального оледенения

Фракция (мм)	Яр Половинка, обр.			Девичий яр, обр.			Крутой яр, обр.		
	104	105	106	177	173	179	157	158	160
>1	16,8	29,3	17,5	11,7	6,8	5,2	20,0	19,5	19,0
1—0,5	7,5	12,0	8,0	3,6	3,2	3,7	6,5	6,5	7,0
0,5—0,25	12,2	19,5	22,4	16,2	19,7	21,0	18,0	18,1	17,2
0,25—0,1	15,7	17,8	24,4	38,0	41,0	43,2	22,7	23,3	21,6
0,1—0,05	15,5	6,0	9,4	17,5	16,2	14,0	12,9	13,3	13,7
<0,05	32,3	15,7	18,3	13,0	13,1	12,9	19,9	19,3	21,5

Как отмечает А. Т. Аниарова, проводившая механический анализ образцов, гранулометрический состав валунных суглинков очень характерен для морен — нет преобладающих по количеству фракций, в одинаковом количестве встречаются как песчаный материал, так и пелитовый и алевролитовый (табл. 8). В морене, по данным Н. В. Ренгартен (Ренгартен, Куприна, 1968), помимо продуктов механической дезинтеграции туфов и эффузивов андезито-базальтовой магмы присутствуют обломки весьма разнообразного состава: биотитовые граниты, кварцевые диорит-порфиры, микроклинизированные плагиограниты, кремнистые и глинистые сланцы, метаморфизованные песчаники, кислые и средние туфы и эффузивы древнего облика и др. Особенно характерен этот полимиктовый состав для грубообломочного материала. В песчаных и более мелких фракциях явно преобладают обломки основной массы эффузивов и их туфов, кристаллов пироксенов, плагиоклазов и т. д. Поэтому, составы тяжелых фракций алевритовой размерности из моренных и аллювиальных отложений сходны (см. рис. 39). Глинистое вещество морены полиминерально, но преобладающий компонент — диоктаэдрические гидрослюда, отмечается монтмориллонит и смешанно-слоистая фаза, образованная чередованием хлоритовых и вер-

микулитовых пакетов. Состав обломочного материала указывает на то, что источниками сноса в это время становятся центральные части Среднего и Восточного хребтов. Это доказывается тем, что в составе обломочного материала морены находятся микроклинизированные плагиограниты, развитые только в районе Эссо; туфы, похожие на палеогеновые туфы хребта Кумроч, и т. д. Из этого следует, что к началу оледенения Срединный и Восточный хребты представляют собой достаточно высокие горные сооружения, ставшие крупными центрами оледенения. В верхнем по течению р. Камчатки конце обнажения яра Половинка и центральной его части в толще морены наблюдаются крутые дисгармоничные складки (рис. 28). Иногда это отдельные вытянутые и сильно перекрученные слои (рис. 29). По-видимому, это гляциодинамические текстуры, образовавшиеся в ходе движения ледника.

Максимальная мощность моренных отложений отмечена в разрезе Девичий яр (рис. 30, 31), расположенном на правом берегу р. Камчатки в 11 км выше устья р. Большая Кимитина. Мощность их здесь более 30 м. Нижняя часть разреза засыпана осыпью и поэтому не видно, на чем лежат ледниковые отложения. Правда, у самого уреза р. Камчатки выходят среднезернистые желтовато-бурые пески, что позволяет предполагать здесь толщу аллювиальных косослоистых песков. Правильность такого предположения подтверждается положением морены в разрезе яра Половинка. В разрезе Девичий яр, как и в яре Половинка, морена представлена плотными светло-серыми, а местами желтовато-серыми валунными суглинками. Толща неслоиста, достаточно однородна во всей видимой части разреза. Валунно-галечниковый материал составляет не более 30% от всей массы породы. И здесь преобладает окатанный материал. Максимальный размер валунов не превышает 1,0 м. Обломочный материал довольно свежий — исключительно редко встречаются выветрелые валуны. Довольно часто в этой толще встречаются валуны утюгообразной формы со слабо заметной ледниковой штриховкой. И в этом разрезе морена сильно уплотнена и дает почти отвесную стенку. Обломочный материал морены в яре Девичий также достаточно разнообразен. Обращает внимание значительная примесь древних осадочных пород: кремнистых и глинистых сланцев, метаморфизованных песчаников. В большом количестве встречаются различные граниты. Основная масса обломочного материала представлена эффузивами и туфами андезито-базальтовой магмы.

Как уже было указано выше, в депрессии известен еще один выход ледниковых отложений максимального оледенения. В цоколе 15-метровой террасы, у нижнего конца Крутого яра, выходит морена (рис. 32). Это светло-серые, сильно уплотненные валунные суглинки, мощностью 7 м. Толща неслоиста, обломочный материал более мелкий, чем в разрезах яра Половинка и яра Девичьего. Максимальный размер валунов здесь 30—40 см. Однако такое впечатление может быть ложным, так как площадь выхода этой морены очень мала и не может быть сравнима с описанными выше разрезами.

Все отмеченные выше выходы моренных отложений располагаются в южной части депрессии. В центральной части, занятой массивом озерных песков, ледниковые или синхронные им флювиогляциальные отложения не известны. На этом участке в долине р. Камчатки отмечены только молодые 18—20-метровые и 10—12-метровые террасы. Это дает основание предполагать, что сток ледниковых вод во время оледенения проходил по другой долине. Такая древняя долина хорошо выражена в рельефе (см. рис. 22). Она начинается от устья р. Большой Кимитиной и, пересекая низкий водораздел рек Большая Кимитина и Караковая, далее совпадает с долиной р. Караковой. В долине р. Караковой, на широте пос. Щапино, прослежена 35-метровая терраса. По данным

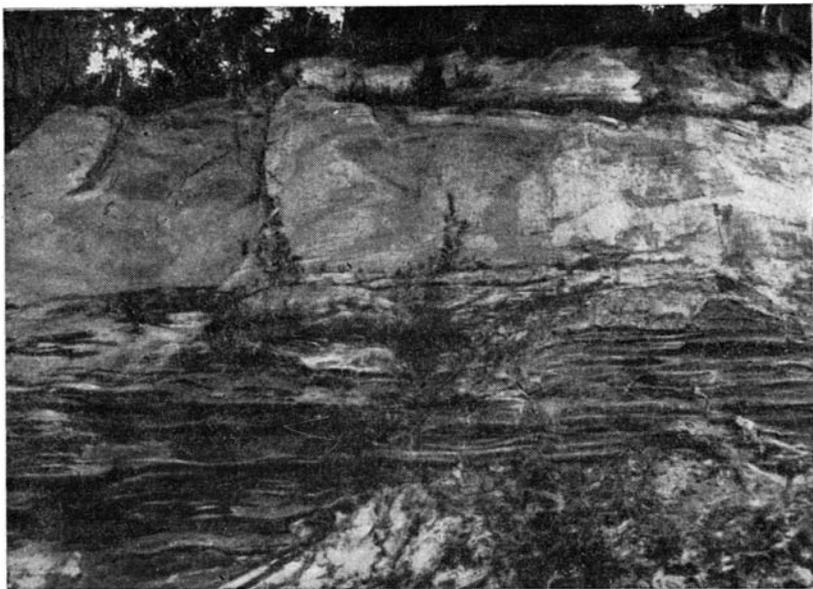


Рис. 28. Гляциодинамические текстуры в морене яра Половинка

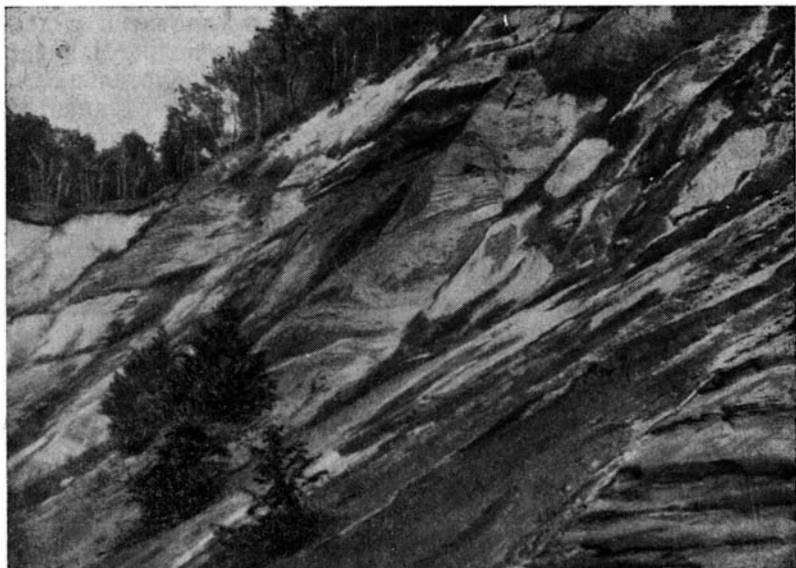


Рис. 29. Гляциодинамические текстуры в морене яра Половинка



Рис. 31. Морена максимального оледенения. Яр Девичий

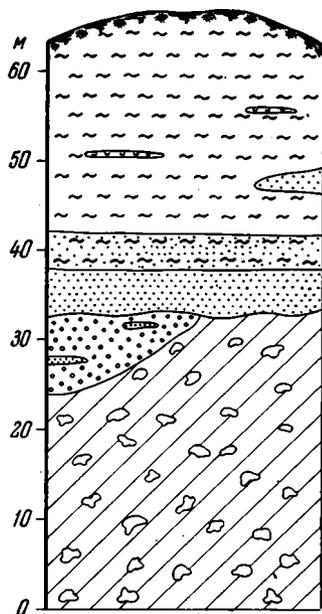


Рис. 30. Разрез яра Девичьего  
Условные обозначения см. на рис. 9



Рис. 32. Морена максимального оледенения в цоколе 14-метровой террасы. Обн. 9 у Крутого яра

С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940), терраса сложена серыми тонкозернистыми песками с хорошо выраженной косо́й слоистостью. В основании залегает слой галечников с крупными валунами. У самого уреза реки выходят горизонтальнослоистые мелкозернистые пески. Урез р. Караковой в этом месте — 132,5 м. На этой же широте урез р. Камчатки — 71,8 м. Следовательно, древняя долина располагалась на более высоких абсолютных отметках, чем современная долина р. Камчатки.

По-видимому, эта древняя долина продолжает существовать и в межледниковое время, и только ледники верхнеплейстоценового оледенения, перегородив ее, оттесняют воды р. Камчатки к востоку, где и вырабатывается современная долина этой реки.

Рассматриваемые ледниковые отложения отличаются рядом особенностей. Во-первых, морена сильно уплотнена. Везде, где морена вскрывается, она дает почти отвесную стенку. Во-вторых, несмотря на то, что и в яре Половинка и в Девичьем яре кровля морены размыта, она имеет значительную мощность — более 30 м. В-третьих, разрезы, где описаны ледниковые отложения, располагаются в центральной части депрессии, куда, как это будет показано ниже, ледники верхнеплейстоценового оледенения не проникали.

В отличие от нижележащих как озерных, так и аллювиальных отложений в составе обломочного материала морены отмечается присутствие пород, развитых в центральных частях Срединного хребта и хребта Кумроч. Все это свидетельствует об очень широком развитии оледенения в это время. Для Камчатки оно было, по-видимому, максимальным. Следы его отмечены на юго-западной Камчатке, где, по данным Л. И. Лапшина (1963), ледники спускались к Охотскому морю. Они занимали значительную часть Западно-Камчатской низменности (Гептнер и др., 1966). На Восточной Камчатке ледниковые отложения этого времени широко распространены в Усть-Камчатском районе. Они

известны на западных склонах Тарховского хребта и на северных склонах Столбовских хребтов на абсолютных отметках 250—300 м (Селиверстов и др., 1966).

Рассмотренные ледниковые отложения мы считаем возможным отнести к среднему плейстоцену. Они не могут быть отнесены к верхнему плейстоцену, так как отделены от верхнеплейстоценовых ледниковых отложений межледниковой крутоярской толщей, которая сопоставляется с казанцевскими межледниковыми отложениями Сибири, и датируются началом верхнего плейстоцена. Кроме того, выше межледниковых отложений залегает толща солифлюкционно-делювиальных осадков, которая датируется, на основании достаточно большого числа фаунстических находок, верхним плейстоценом. И еще следует сказать, что верхнеплейстоценовые ледниковые отложения в последнее время достаточно детально изучены на территории Камчатки. Установлена площадь их распространения и соотношение их с террасами р. Камчатки.

В последнее время в ряде районов Сибири в среднем плейстоцене выделяют две самостоятельные ледниковые эпохи, разделенные межледниковьем. Для п-ова Камчатки это сделать не удастся, так как мы не располагаем соответствующими материалами. Поэтому мы не можем пока разделить ледниковую эпоху в среднем плейстоцене на две самостоятельные, отделенные каким-либо существенным потеплением.

### Межледниковые крутоярские отложения

На ледниковых отложениях залегают осадки, которые мы относим к межледниковым. Следует указать, что на Камчатке межледниковые отложения до самого последнего времени выделялись условно. Полученные из них спорово-пыльцевые спектры больше напоминали спектры ледниковых эпох. Это обстоятельство дало основание С. Л. Кушеву и Ю. А. Ливеровскому (1940) говорить о едином оледенении Камчатки, разделяющемся на две фазы. Г. М. Власов и Ю. А. Чемяков считали возможным: «...что холодолюбивый облик ее (Камчатки. — Н. К.) флоры в межледниковое время обуславливается не суровыми условиями, а невозможностью миграции на территорию Камчатки более теплолюбивых форм флоры... из-за островного положения» (1949, стр. 67). В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1961) к межледниковым отложениям в Центральной Камчатской депрессии, вслед за С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским, отнесли почти всю серию четвертичных отложений, выполняющих депрессию, включая и осадки явно ледникового генезиса. Именно этим и объясняется их вывод о том, что климат межледниковья был сравнительно холодным. Этот вывод плохо согласуется с данными по соседним территориям. Поэтому при проводившихся в последние годы исследованиях четвертичных отложений этого района особое внимание было уделено изучению межледниковых отложений.

Межледниковые отложения отмечены в ряде разрезов. Наиболее четкое стратиграфическое положение их наблюдается в яре Половинка. Здесь они залегают на размытой поверхности морены и литологически представлены двумя пачками. Нижняя из них, лежащая на ледниковых отложениях, имеет мощность от 2 до 16 м. Она сложена среднезернистыми песками желтовато-бурого и темно-серого цвета. Для них характерна горизонтальная или слегка волнистая слоистость. В центральной части обнажения наблюдается слабо, а местами четко выраженная косая слоистость. В основании пачки прослеживаются линзовидные прослои гравия и мелкой гальки.

Среди грубообломочного песчаного и алевроитового материала песков преобладают темноцветные обломки основной массы эффузивов.

вулканических туфов и кремнисто-глинистых сланцев различной степени окатанности. Много обломков пироксенов, зональных плагиоклазов. Очень редки зерна кварца, осколки вулканического стекла. Последние обычно обогащают лишь тонкую фракцию. По составу обломочного материала эти пески близки к пескам аллювиальной пачки, залегающей под ледниковыми отложениями. По внешнему виду они несколько отличаются от них своей буроватой окраской. Такая окраска связана с присутствием железистой рубашки на песчаных зернах. В этой чашке иногда встречаются также небольшие по мощности (до 0,3 м) линзы торфа.

По устному сообщению Л. И. Боголюбовой, растительная масса торфяных прослоев разложена в общем слабо, что, вероятно, было связано с кратковременным существованием торфяников, быстрым их захоронением. Степень метаморфизма торфа низкая (отражательная способность 0,20—0,21). Исходная растительность принадлежала преимущественно травам и кустарникам. Торфы сильно зональны за счет примеси песчано-алевритовых частиц, глинистого материала и скелетных остатков диатомей.

Вторая пачка представлена мелкозернистыми песками, алевритами и сильно глинистыми алевритами, мощностью от 3 до 6 м. В основании залегает небольшой слой галечника от 0,5 до 2 м мощностью. Алевриты светло-серого и темно-серого цвета, что связано с обилием органики. Преобладают алевритовые и пелитовые частицы. В песчаной фракции, составляющей доли процента, присутствуют осколки вулканических стекол и пластинки биотита. В состав алевритового материала входят зерна основных плагиоклазов, осколки вулканических стекол, обломки глинистых сланцев, эффузивов, пластинки хлорита, слюд. Много углеродного вещества, которое присутствует в виде гелифицированных обрывков ткани, углистой пыли и бурого коллоидного гумусового вещества. Некоторые обрывки растительной ткани сопровождаются выделениями тонкозернистого сидерита, окрашенного гидроокислами железа в бурый цвет. Для этих пород характерно то, что на фоне хорошо отсортированного алевритового материала в виде редкой вкрапленности выделяются крупные (0,25—0,5 мм) остроугольно-оскольчатые пирокластические зерна вулканических пеплов, часто пузырчатой структуры.

Глинистое вещество песчано-алевритовых пород пелитоморфное, рентгеновским анализом устанавливается присутствие монтмориллонита или с гидрослюдой или с каолинитом.

В Крутом яре межледниковые отложения представлены более полно (рис. 33). Они залегают на крупных, уклох сортированных галечниках, образование которых, как уже было указано выше, мы связываем с деятельностью талых ледниковых вод; представлены чередованием среднезернистых ожелезненных песков и алевритов. В верхней части толщи часто встречаются тонкие линзы торфа. Выше лежит пачка алевритов, мелкозернистых песков и сильно глинистых алевритов. Здесь также встречаются небольшие линзы торфа. Общая мощность всей межледниковой толщи около 25 м. В яре Генераловка, как и в Крутом яре, межледниковые отложения представлены пачкой песков и перекрывающих их алевритов. На границе между этими слоями лежит небольшой до 11—15 см прослой гравия. Кроме того, здесь же встречаются куски древесины в виде довольно крупных стволов и веток. Общая мощность осадков достигает 21 м, уменьшаясь к нижнему (по течению р. Камчатки) концу обнажения до 14 м.

Наиболее интересные данные были получены при анализе образцов из Крутого яра (табл. 9). Спорово-пыльцевые спектры указывают на лесной тип растительности, существовавшей в бассейне р. Камчатки во время формирования этих отложений. В группе пыльцы древесных по-

род господствует пыльца ели (39—84%) из обеих секций (*Otoriga*, *Eurisea*). Обращают на себя внимание колебания в содержании пыльцы ели. Количество ее уменьшается в средней части разреза, а кверху, с переходом в торфяник, снова значительно увеличивается. Пихта, в количестве 1—27%, присутствует во всех образцах. Содержание пыльцы лиственницы — 0,5—3%. Пыльца березы (*Betula* секции *Costatae*, *Albae*) колеблется в пределах 1—36%. В образцах из верхней части разреза (в торфяных прослоях) ольха не обнаружена. В нижней части разреза количество ее достигает 38%. По всему разрезу присутствует пыльца ольховника (*Alnaster fruticisus*). Сосна, кустарниковая береза, ива и восковница (*Myrica tomentosa*) найдены не во всех образцах и в небольшом количестве. Пыльца травянистых цветковых растений играет подчиненную роль и представлена семействами *Graminae*, *Compositae*, *Syringaceae*, *Rubiaceae*, *Ranunculaceae*, *Scrophyllaceae* и др. Встречаются представители водно-болотной флоры (*Sparganium* sp., *Potamogeton* sp., *Alisma* sp., *Nuphar* sp., *Nymphaea* sp.). Среди споровых растений преобладают спутники хвойных лесов: папоротники, лесные виды плаунов (*Lycopodium annotinum*, *L. selago*, *L. serratum*, *L. clavatum*). Споры зеленых и сфагновых мхов встречаются редко и в небольшом количестве.

Аналогичные спорово-пыльцевые спектры были получены при анализе образцов из разрезов яра Генераловка и яра Половинка. Здесь, как и в образцах из Крутого яра, преобладает древесная пыльца, среди которой пыльца ели составляет от 78 до 50%.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры из межледниковых отложений свидетельствуют о развитии в бассейнах р. Камчатки хвойных лесов таежного типа из ели и пихты с небольшим участием лиственницы и сосны. Береза могла входить в состав хвойных лесов или образовывала самостоятельные ценозы. Березовые леса, развитые на склонах гор и на равнинах, по-видимому, состояли из каменной и, частично, японской березы. В состав растительности входили моховые болота с ерником и восковницей. Заросли ольхи и ивы распространялись по берегам водоемов.

Еловые-пихтовые леса в настоящее время на Камчатке вообще отсутствуют. Еловые леса имеют ограниченное распространение в Центральной Камчатской депрессии и встречаются в виде отдельных островков среди лиственничных и березовых лесов. Известна только одна небольшая роща пихты на восточном побережье Камчатки в долине р. Семячик.

Сейчас на Камчатке основные типы лесов — березняки и светлохвойная тайга. Главные лесобразующие породы — береза и лиственница именно те породы, которые играли весьма ограниченную роль в растительности межледниковья. Все это приводит к выводу о существенной разнице между современной растительностью и растительностью межледниковья.

Полученные материалы дают основание говорить о том, что климат верхнеплейстоценового межледниковья на Камчатке был более теплым, чем современный. Эти межледниковые отложения мы назвали крутоярскими по разрезу, где они наиболее полно представлены (Куприна, 1966; Куприна, Скиба, 1964). Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы

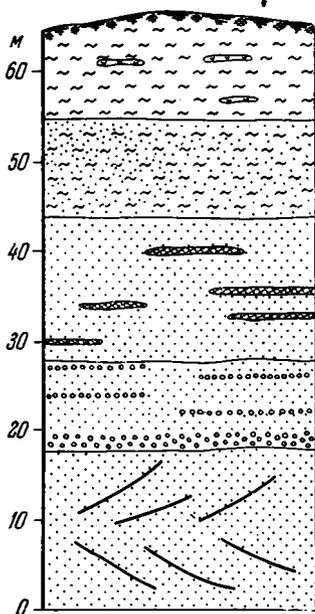


Рис. 33. Разрез яра Крутого  
Условные обозначения см. на рис. 9





позволяют сделать вывод о сравнительно теплом климате межледниковья, а не холодном, как это было принято раньше.

В последнее время аналогичные данные по верхнеплейстоценовым межледниковым отложениям были получены на Западной (Гептнер и др., 1965), Северной (Малаева, 1965) и Центральной Камчатке (Брайцева и др., 1966б). Эти материалы полностью подтвердили наши выводы.

### Покровные отложения

Выше межледниковых крутоярских образований в районе массива Генераловка залегают покровные отложения. Максимальная мощность их отмечается на плоских поверхностях, резко снижаясь на крутых склонах. Даже в одном разрезе на разных участках мощность их колеблется в значительных пределах. В яре Половинка, например, в верхней, наиболее размытой и крутой части разреза мощность равна 14 м, в средней она достигает 23 м и в нижнем конце — 22 м. Как правило, покровные отложения залегают на межледниковых. В некоторых местах, на крутых склонах, они перекрывают и более низкие горизонты осадков. В верхнем конце обнажения Девичий яр они ложатся непосредственно на морену. Аналогичная картина наблюдается и в верхнем конце яра Половинка. В центральной части этого разреза они ложатся на межледниковые отложения.

Хорошие обнажения покровных образований известны в ярах Генераловка, Половинка, Девичий, Крутой, Большой и др. Везде, где эта толща вскрывается, она представлена весьма однообразными светлопалевыми рыхлыми алевритами, то более глинистыми, то более песчанистыми. Слоистость выражена плохо, только в отдельных местах можно наблюдать едва заметную горизонтальную или волнистую слоистость. При выветривании порода дает характерную столбчатую отдельность. Гранулометрический состав пород (табл. 10) весьма однообразен; резко преобладают две фракции 0,1—0,05 и <0,05 мм.

В составе обломочного материала, по данным Н. В. Ренгартен, преобладают обломки основной массы эффузивов (андезиты и базальты), зерна зональных плагиоклазов, кварца, пластинки хлорита, слюд, зерна пироксена, осколки вулканических стекол. Среди последних присутствуют как бесцветные (с показателем преломления близким к 1,498), так и бурые (с показателем преломления 1,501—1,508). Глинистая фракция, судя по рентгенограммам, состоит в основном из монтмориллонита, отмечаются гидрослюды, вермикулитоподобный минерал, полевые шпаты.

Минеральный состав (табл. 10) тяжелой фракции обычный, он не отличается практически от состава тяжелой фракции нижележащих отложений.

Покровные отложения содержат большое количество линз и прослоев чистого пепла, мощностью от 0,5 см до 0,3—0,8 м. Как правило, линзы имеют очень сложную конфигурацию; их форма растянута или сжата, часто разорвана. Довольно часто встречаются линзы средне- и мелкозернистых песков. Иногда их мощность достигает 1,5 м, протяженность — до 7—10 м. Внутри самих линз сортировка не заметна. По-видимому, они образованы временными потоками, приносившими материал с более высоких частей склонов.

Генезис этих отложений, как и любых других покровных образований, достаточно сложен. В разное время было высказано много различных мнений о их генезисе. Впервые они были выделены С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским (1940) в первом стратиграфическом горизонте и

Таблица 10

## Гранулометрический и минеральный состав делювиально-солифлюкционных отложений

Фракция (мм)	Обн. 6, обр.												Обн. 6, обр.					Сбн. 6, обр.						
	75	76	77	78	80	82	83	84	85	86	87	88	122	123	127	129	130	161	163	165	166	167	169	
<b>Гранулометрический состав</b>																								
>0,25	0,3	0,6	—	—	0,4	—	0,1	—	—	—	0,4	0,7	0,1	—	0,1	0,1	0,4	—	0,1	—	—	—	—	0,3
0,25—0,1	1,6	0,3	0,1	0,1	0,8	0,1	2,1	0,9	0,5	0,1	2,2	5,0	0,3	0,1	0,3	0,3	2,3	0,7	6,8	0,1	0,1	3,3	1,0	
0,1—0,05	56,6	53,3	49,6	59,5	60,6	58,6	37,2	35,9	41,5	55,8	68,0	81,5	37,0	52,1	33,1	58,1	58,9	62,5	35,8	64,5	46,0	49,0	71,0	
<0,05	41,5	45,8	50,3	40,4	38,2	41,3	60,6	63,2	58,0	44,1	29,4	12,8	62,6	47,8	66,4	41,5	40,4	36,8	57,3	35,4	53,9	47,7	27,7	
<b>Минералогический состав</b>																								
Магнетит	15,8	10,1	12,9	18,4	5,9	15,4	—	16,5	—	20,0	20,0	—	11,0	18,4	15,9	13,7	10,9	13,9	18,3	24,7	13,7	—	16,6	
Лейкоксен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Циркон	—	0,2	0,5	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	
Рутил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	
Гранат	—	0,2	0,2	—	0,2	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	
Апатит	—	—	—	0,2	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,4	—	—	0,2	—	—	—	
Сфен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Эпидот	0,5	0,7	1,2	—	0,2	0,5	—	0,2	—	0,5	—	—	—	0,2	0,5	—	—	—	—	0,2	—	—	—	
Роговая обманка	5,4	8,6	6,8	4,8	9,5	5,7	—	6,2	—	2,8	2,5	—	3,7	5,1	6,0	7,9	6,9	3,5	3,0	3,5	5,1	—	5,3	
Бурая роговая обманка	0,7	0,9	—	1,5	—	0,7	—	0,7	—	0,2	—	—	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	
Баркивикит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Пироксен	77,0	79,3	78,4	74,7	81,2	77,3	—	74,6	—	76,3	75,5	—	82,8	75,6	75,8	76,8	79,7	80,8	77,1	70,2	76,9	—	75,6	
Биотит	—	—	—	0,2	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	
Светло-зеленая слюда	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	

отнесены к озерным отложениям. Авторы считают их разновозрастными с песчаными отложениями междуречья Камчатки и Караковой, образовавшимися в едином озерном бассейне. Исследователи, работавшие в Центральной Камчатской депрессии позднее, не согласились с выводами С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского о генезисе этой толщи. О. А. Брайцева и И. В. Мелекесцев (1966б) отнесли ее сначала к делювиально-пролювиальным осадкам, а затем — к покровным пирокластическим образованиям. «Эти отложения, — указывает О. А. Брайцева, — являются наиболее тонкой фракцией пирокластики, выпавшей из воздуха и принесенной в депрессию в период крупного этапа кислото вулканизма, проявившегося в это время в Восточной вулканической зоне Камчатки» (1967, стр. 4). Автор настоящей работы придерживается несколько иного мнения. Мы считаем возможным рассматривать покровные отложения как солифлюкционно-делювиальные. При этом мы основываемся на следующих фактах.

Покровные отложения имеют широкое распространение в районе массива Генераловка, расположенного на междуречье Камчатка — Китильгина. Он представляет собой довольно плоскую возвышенность с максимальной отметкой 550 м. Относительное превышение над р. Камчаткой не более 300 м. Склоны пологие. Только около р. Камчатки массив пересечен довольно длинными и крутыми оврагами. По данным геологосъемочных работ, проводившихся здесь Камчатским геологическим управлением, массив Генераловка сложен роговообманковыми андезитами.

Аналогичные отложения имеют широкое распространение в депрессии. Они известны на междуречье Кирганика и Большой Кимитиной. По долине р. Кирганик хорошо видно как изменяется состав и увеличивается мощность этих осадков вниз по долине. В разрезах, расположенных недалеко от хребта, отделенного в настоящее время от депрессии зоной погружения, шириной около 7—10 км, мощность покровных отложений достигает 3—5 м. Они представлены в нижней части песками с примесью дресвы, а выше по разрезу сменяются более тонкими алевритовыми отложениями. Ниже по течению мощность осадков увеличивается до 15 м и материал становится более тонким, в основном это алевриты. Для всей толщи характерно большое количество прослоев и линз пепла. Они резко выделяются от общего темно-бурого цвета породы. В этих разрезах более заметна слоистость, параллельная склону. Меньшие мощности эти осадки имеют на междуречье Урца и Кимитиной. На склонах горы Николки они представлены светло-коричневыми алевритами, мощностью до 4 м.

Покровные отложения перекрывают и аллювиальные отложения 18—20- и 10—12-метровых террас р. Камчатки. Здесь их мощность меньше. На 18—20-метровой террасе они достигают 7—10 м, а на 10—12-метровой — не более 2,5 м.

Условия залегания покровных отложений, почти полное отсутствие слоистости, изменение крупности материала вверх по склону, вертикальная микропористость, обуславливающая способность давать столбчатую отдельность, позволяют относить эти осадки к делювиальным. В разрезе массива Генераловка, горы Николка и в других местах это, вероятно, периферическая часть делювиального шельфа, развивавшегося на довольно пологих склонах. Для этой зоны, как указывает Е. В. Шанцер (1966), характерны однородные тонкозернистые осадки, обычно суглинистого состава с почти незаметной слоистостью и с четко выраженной вертикальной трещиноватостью, т. е. текстурными признаками, обязанными своим происхождением субаэральному диагенезу. По-видимому, на процесс делювиального накопления осадков накладывался процесс солифлюкционного смещения; чем и объясняется слож-

ная конфигурация прослоев и линз пепла, содержащихся в этой, достаточно однородной толще.

Огромная роль в составе этой толщи принадлежит пирокластике. Она здесь присутствует в виде линз и прослоев. Отдельные прослои имеют весьма значительную мощность — до 0,8 м. По простираанию они плохо выдерживаются, быстро выклиниваются. Примерный подсчет, проведенный по ряду разрезов покровных отложений, показал, что прослои и линзы пепла составляют не менее 20—25% от общего объема породы. Значительный процент составляют осколки вулканического стекла и в глинистой (<0,001 мм) фракции терригенного осадка. Следовательно, участие пирокластического материала в покровных отложениях огромно, но это не дает права считать генезис всей толщи только пирокластическим.

Некоторые линзы песков, часто встречающиеся в покровных отложениях, по-видимому, обаязаны своим происхождением временным потокам, скатывавшимся со склонов. Эти потоки не производили значительного эрозионного воздействия на ложе и, судя по мощности осадков, были кратковременными.

Следовательно, генезис покровных отложений действительно сложный. На основной процесс делювиального накопления накладывался еще процесс солифлюкции. В строении толщи принимают участие осадки пролювиального генезиса и пирокластита, выпавшая из воздуха. Последняя в процессе захоронения претерпевает, вероятно, неоднократное переотложение. Это доказывается тем, что во всей толще много пирокластиков, а кроме того, даже в линзах казалось бы чистого пепла всегда есть примесь терригенного материала.

Возраст покровных отложений определяется на основании следующих данных. В разрезах яров Половинка, Крутой и Большой из этих отложений были извлечены костные остатки, среди которых определены: *Mammuthus primigenius* (поздний тип) (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus deminutus* (W. Grom.), *Alces alces* (L.), *Lepus timidus* (L.). Все эти животные относятся к верхнеплейстоценовому комплексу, который характеризует вюрмский ярус (Громов и др., 1965) или верхний плейстоцен принятой в СССР стратиграфической шкалы четвертичных отложений. В разрезах яров Генераловка, Половинка и Крутой четко видно, что покровные отложения ложатся на межледниковые крутоярские отложения. Следовательно, покровные отложения не могут датироваться самым началом верхнего плейстоцена. Споры-пыльцевые спектры, полученные из этих отложений, оказались очень бедными и, по-видимому, свидетельствуют об очень холодных климатических условиях. Было проанализировано очень большое количество образцов этих отложений из разных разрезов. Однако большинство образцов оказались пустыми. В тех образцах, где пыльца имеется, она представлена кустарниковыми видами ольхи и березы, встречается ива. В составе трав отмечаются злаки, осоки, водные растения. Из спор присутствуют плауны, среди них *Lycopodium alpinum* и плаунок *Selaginella sibirica*.

Таким образом, положение покровных отложений в разрезе плейстоценовой толщи Центральной Камчатской депрессии, состав фауны и характер флоры дают основание считать рассматриваемые отложения синхронными верхнеплейстоценовому оледенению. Следует указать, что «...в настоящее время можно считать твердо установленным, что в Западной Европе и в СССР делювиальные отложения всех типов накапливались особенно интенсивно во время плейстоценовых ледниковых эпох» (Шанцер, 1966, стр. 167). Это утверждение основано на том, что «перигляциальная обстановка способствовала делювиальному осадко-накоплению лишь постольку, поскольку она характеризовалась доста-

точно резкой аридизацией климата» (Шанцер, 1966, стр. 168). Об этом, по мнению Шанцера, свидетельствуют значительная карбонатность и часто лёссовидность.

Если с этой точки зрения рассматривать описываемые покровные отложения, то они мало похожи на суглинистые разности европейского делювия. Покровные отложения, как впрочем и все остальные плейстоценовые осадки Центральной Камчатки, лишены хемогенного карбоната кальция. Это объясняется, по мнению Н. В. Ренгартен (Ренгартен, Куприна, 1968), тем, что разложение остатков наземной растительности приводило к обогащению поверхностных вод углекислотой, тем самым обуславливая повышенную растворимость карбонатов. Кроме того, это еще и усугублялось низким содержанием в растворах бикарбонатов, что находится в прямой зависимости от состава материнских пород. Размываются главным образом свежие породы эффузивной серии. Скорее всего с этим связано и отсутствие в осадках аутигенного карбоната.

Все это показывает, что в условиях Камчатки даже во время оледенения климат оставался гумидным.

Широкому развитию делювиального осадконакопления, по-видимому, способствовали частые и достаточно мощные пеплопады. Они угнетали, а частично, возможно, и уничтожали и без того чахлую растительность. Значительное количество осадков в виде продолжительных морозящих дождей способствовало усилению процессов делювиального смыва. Ослабление делювиального осадконакопления в межледниковое время объясняется широким развитием сплошного, очень густого травостоя.

#### **Отложения верхнеплейстоценового оледенения**

Наиболее детально в последнее время изучены отложения верхнеплейстоценового оледенения. Достаточно полно они описаны В. Н. Олюниным (1963, 1965, 1966), О. А. Брайцевой и И. В. Мелекесцевым (1966а, б), О. А. Брайцевой (1967). Кроме того, имеется большое количество статей, где приведены материалы по верхнеплейстоценовым ледниковым отложениям отдельных районов Камчатки (Волчанская, 1965; Гептнер и др., 1965; Кожемяка, 1966а, б; Куприна, 1966; Лапшин, 1963; Максимов, 1965, 1966; Малаева, 1965; Малаева и др., 1965; Мелекесцев, 1965; Мелекесцев, Краевая, 1966; Скиба, Хорева, 1966; Федоренко, 1965).

Все имеющиеся в настоящее время материалы позволяют достаточно уверенно говорить о том, что верхнеплейстоценовое оледенение было широко развито на территории Камчатки и носило горнодолинный характер (рис. 34). Большинство исследователей четвертичных отложений Камчатки выделяют две стадии в верхнеплейстоценовом оледенении. Выделение двух самостоятельных оледенений на территории Центральной Камчатской депрессии в настоящее время не представляется возможным, так как нет отложений, которые можно было бы отнести к межледниковым.

Первая, более древняя стадия, распространялась более широко, чем вторая. Следы ее плохо сохранились в рельефе, они, как правило, размыты. Остатки конечноморенных гряд кое-где сохранились у выхода до-

---

Рис. 34. Схема верхнеплейстоценового оледенения (по В. Н. Олюнину, 1965)

1 — верхнеплейстоценовые ледники; 2 — снежники; 3 — направление движения ледников



лин из гор в центральной части Центральной Камчатской депрессии и довольно далеко проникают в депрессию в ее южном конце. Так, на водоразделе рек Большой Кимитиной и Караковой прослеживается сильно разрушенный конечноморенный вал. Аналогичные осадки известны по правому берегу р. Камчатки от устья р. Правой Камчатки до пос. Пушкино (Брайцева, Мелекесцев, 1966б).

Достаточно детально ледниковые отложения верхнеплейстоценового оледенения изучены в Срединном хребте (Кожемяка, 1966а, б, 1967; Огородов, Кожемяка, 1965, 1966). Отложения первой стадии Н. Н. Кожемяка (1966а) выделил под названием «Седанкинский ледниковый комплекс». Он указывает, что ледниковые отложения этой фазы оледенения наблюдаются на высотах от 100 до 200 м. Ледники имели длину не менее 50—70 км и некоторые из них перекрывали низкие водоразделы, образуя ледники типа Маляспина. Мощность ледниковых отложений достигает 80—100 м. Конечноморенные гряды на отдельных участках постепенно переходят в 22—25-метровую флювиогляциальную террасу. Широко развиты ледниковые отложения этой фазы на Западной Камчатке, где они выходили из пределов Срединного хребта, покрывая значительные территории (Геология СССР, т. XXXI, 1964; Гептнер и др., 1965). Для Юго-Восточной Камчатки были характерны ледники типа Маляспина (Фаворская и др., 1965).

В отдельных районах Восточной Камчатки (Кроноцкий п-ов) обширные ледниковые покровы спускались в океан, во многих районах оледенение было полупокровным (Брайцева, Евтева и др., 1966). На севере Камчатки отложения максимальной фазы верхнеплейстоценового оледенения известны на отметках 80—90 м (Малаева, 1965). Оледенение имело полупокровный характер (Геология СССР, т. XXXI, 1964).

Таким образом, первая фаза верхнеплейстоценового оледенения была максимальной. Оледенение носило горнодолинный характер, но на отдельных участках ледники, спускаясь в предгорные равнины, образовывали огромные ледники подножий. На севере оледенение было полупокровным.

Следует указать, что данные об очень широком распространении флювиогляциальных отложений первой стадии оледенения в Центральной Камчатской депрессии явно преувеличены. О. А. Брайцева и И. В. Мелекесцев (1966б) рассматривают междуречья Караковой — Козыревки — Камчатки, Кирганика и Большой Кимитиной, Урца и Китильгиной как флювиогляциальные равнины, представляющие собой своеобразные слабовыпуклые дельтовидные формы рельефа, аналогичные континентальным или наземным дельтам межгорных впадин, которые начинаются непосредственно от внешней стороны конечноморенных гряд. Выше мы детально останавливались на характеристике осадков, слагающих междуречье Караковой — Козыревки — Камчатки и пришли к выводу о том, что они сформировались в озерном бассейне. Что касается междуречья Кирганика — Большой Кимитиной, то здесь, судя по разрезам, имеющимся в среднем и нижнем течении р. Кирганик, оно сложено серией разновозрастных отложений. Среди них установлены верхний горизонт толщи синих глин. Перекрывающие их аллювиальные отложения, аналогичны большеярским. Валунно-галечниковые отложения, вероятно, синхронны максимальному оледенению. В самом верху залегает толща покровных суглинков значительной мощности. Аналогичное строение имеет междуречье Урца и Большой Кимитиной.

Таким образом, в период развития первой стадии верхнеплейстоценового оледенения в Центральной Камчатской депрессии формируются ледниковые, делювиальные, делювиально-солифлюкционные, пирокластические и аллювиальные отложения. Хорошо выраженных флювиогляциальных отложений практически не сохранилось.

В долине р. Камчатки в это время образуется 20-метровая терраса. С. Л. Кушев и Ю. А. Ливеровский (1940) на различных участках долины р. Камчатки выделили от 9 до 11 террас. Эти представления в дальнейшем не подтвердились (Мелекесцев, 1963; Куприна, 1964 и др.). В настоящее время можно уверенно говорить только о двух морфологически четко выраженных террасах р. Камчатки: 18—20 и 10—12 м. Более высокие уровни, выделенные в долине, не могут считаться террасами, так как не несут аллювия и их образование не связано с р. Камчаткой.

18—20-метровая терраса широко развита в долине р. Камчатки от пос. Мильково до устья р. Козыревки (левый приток р. Камчатки). Ниже по течению, там, где р. Камчатка огибает Ключевскую группу вулканов, эта терраса отсутствует и только при пересечении р. Камчаткой хребта Кумроч она снова появляется. Здесь терраса имеет цоколь, и мощность аллювия не превышает 1 м. В центральной части депрессии, где эта терраса развита широко, она также цокольная. Цоколь сложен, как правило, синими глинами и большеярской толщей. Аллювиальный комплекс террасы представлен галечниками, сильно ожелезненными, мощностью до 5—7 м. Выше они сменяются песками, постепенно переходящими в суглинки. Покровные отложения, перекрывающие террасу, имеют не менее 7—10 м мощности. В разрезе 20-метровой террасы в 3 км ниже устья р. Урц, на правом берегу р. Камчатки, в галечнике была обнаружена нижняя челюсть с зубами и отдельные зубы мамонта (*Mammuthus primigenius* (Blum.) поздний тип), что дает право датировать эти отложения верхним плейстоценом. Полученные из этих отложений спорово-пыльцевые спектры оказались очень бедными. Здесь была встречена пыльца березы и ольхи (в основном кустарниковые виды), немного трав, что свидетельствует о весьма холодных климатических условиях времени формирования 18—20-метровой террасы. Они резко отличаются от межледниковых условий. По флоре и фауне отложения 18—20-метровой террасы близки к покровным отложениям, а частично и перекрывают ими. Скорее всего аллювиальные отложения 18—20-метровой террасы соответствуют первой фазе верхнеплейстоценового оледенения. С этой фазой оледенения в долинах рек Половинка и Крюки связана 25-метровая терраса, сложенная перемерзшими ледниковыми отложениями. Она появляется непосредственно от конечноренных гряд этой фазы. Аналогичные материалы были получены Н. Н. Кожемякой (1966а) по ряду долин Западной Камчатки.

Как уже было указано, почти все исследователи Камчатки выделяют две фазы или стадии в верхнеплейстоценовом оледенении. В последнее время появляются материалы, как-будто свидетельствующие о некотором потеплении климата в межстадиальный период. Так, Н. Н. Кожемяка указывает, что «ледниковые комплексы разделены периодом, по-видимому, заметного потепления климата, на что указывает высокое содержание окислов железа в моренной толще первой стадии» (1966б, стр. 189). Однако высокое содержание окислов железа в толще морены могло быть связано не столько с потеплением климата в межстадиальное время, сколько объясняется присутствием в морене в значительном количестве сильно ожелезненных валунов и галек, часто имеющих сплошную лимонитовую корку. Они легко разрушаются при слабом ударе. Скорее всего именно присутствием таких галек, захваченных ледником из каких-то явно древних отложений, и обусловлено повышенное содержание окислов железа в морене первой стадии верхнеплейстоценового оледенения. По данным О. А. Брайцевой, этот промежуток времени характеризуется климатическими условиями «...более теплыми, чем в период наступления ледников, но несколько более холодными, чем современные» (1967, стр. 11). Такой вывод сделан на основании

изучения методом спорово-пыльцевого анализа флювиогляциальных отложений первой стадии оледенения, что нельзя признать методически правильным. Эти спектры могут характеризовать только ледниковые условия. Во всяком случае по таким спектрам, даже если они и получаются кондиционными, нельзя судить о времени, разделяющем отдельные стадии оледенения, или доказывать самостоятельность оледенений.

Приведенные материалы явно не могут служить доказательством самостоятельности оледенений, что признают и сами авторы.

Несмотря на отсутствие как у нас, так и у других исследователей Центральной Камчатки данных о межледниковых отложениях, разделяющих ледниковые образования верхнего плейстоцена, самостоятельность этих оледенений представляется наиболее вероятной. Это утверждение основывается на данных, имеющихся в настоящее время по Восточной Камчатке. Л. А. Скиба и И. М. Хорева (1966) из отложений 10—12-метровой террасы о-ва Карагинского получили спектры, свидетельствующие о значительном потеплении, разделяющем два верхнеплейстоценовых оледенения. Более подробно эти материалы будут изложены при описании морских отложений Восточной Камчатки, а пока только укажем следующее. Если существование второго межледниковья в верхнем плейстоцене установлено на Восточной Камчатке, где вообще все климатические колебания проявляются менее четко, то это потепление не могло не проявиться в центральных районах. Следовательно, необходимо провести дополнительные, более тщательные исследования для нахождения межледниковых отложений этого времени.

Вторая стадия верхнеплейстоценового оледенения развита широко и хорошо изучена. Ее следы повсеместно отличаются в горах в виде четко выраженных конечноморенных гряд, основных и боковых морен.

Дальше всех в депрессию проникали ледники, спускавшиеся с Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч. Ледниковые отложения у подножия вулкана Шивелуч представлены конечноморенными грядами. На левом берегу р. Камчатки, в районе озера Куражечного, холмы имеют высоту от 30 до 50 м. Они сложены светло-серыми неслоистыми супесями с большим количеством обломочного материала. Отдельные валуны достигают 1,5—3 м. Окатанного материала мало. Сверху морена перекрыта светло-коричневыми глинистыми алевритами с большим количеством пепловых прослоев и линз. Мощность покровных отложений — 3—5 м.

Ледниковые отложения подножия Ключевской группы вулканов хорошо сохранились в долинах рек Студеной и Пахчи. Этот район интересен тем, что здесь была расположена зона развития мертвого льда с широким распространением озерно-ледниковых отложений.

Морены имеют большую мощность — от 30 до 50 м. Они представлены валунно-галечниковыми отложениями с песчаным заполнителем. Размер валунов — от 0,2—0,5 до 2—2,5 м. Обломочный материал окатан плохо. Песчаный и супесчаный материал составляет от 70 до 50% от общего объема породы. В основном это темно-серые, почти черные пески.

Наиболее широким развитием пользуются озерно-ледниковые отложения. Их мощность в отдельных разрезах достигает 30—40 м. Они представлены гравием, песками и супесями с четкой горизонтальной слоистостью, типа ленточной. Мощность отдельных слоев колеблется от 1—2 мм до 5 см. В толще хорошо видны прослои пепла, достигающие иногда 50 см. В толщах озерно-ледниковых отложений можно видеть микросбросы с амплитудой от нескольких сантиметров до 1 м. Они, по-видимому, связаны с повышенной сейсмичностью этого района. Судя по распространению ледниковых отложений, здесь был довольно крупный ледник подножия.



Рис. 35. 20-метровая терраса и прислоненная к ней 10-метровая терраса в 2 км ниже р. Урц

Ледниковые отложения этого времени детально описаны в Срединном (Кожемяка, 1966б, 1967; Олюнин, 1965; Волчанская, 1965) и Восточном хребтах (Мелекесцев, 1963; Мелекесцев, Краевая, 1966).

В долине р. Камчатки в это время формируется 10—12-метровая терраса.

На правом берегу р. Камчатки, в 2 км ниже устья р. Урц, видно непосредственное прислонение к 20-метровой террасе 12-метровой. Обе террасы имеют одинаковый цоколь, а аллювий 10—12-метровой террасы представлен галечниками, песками и супесями, мощностью 5 м. И эта терраса перекрыта покровными отложениями, мощностью от 1 до 2,5 м. Она датируется концом верхнего плейстоцена, так как древнее поймы и моложе 20-метровой террасы, непосредственное прислонение к которой видно в разрезе (рис. 35). Спорово-пыльцевые спектры из отложений 10—12-метровой террасы свидетельствуют о тундровых условиях времени ее формирования.

### Голоценовые отложения

Голоценовые отложения распространены широко и представлены различными генетическими типами осадков. Рассмотрим пойменные отложения р. Камчатки. В долине р. Камчатки четко выражена высокая (4—6 м) и низкая (3—1,5 м) пойма. Русловые фации основания поймы обычно недоступны наблюдению, и в обнажениях вскрываются главным образом пойменные (отчасти старичные) осадки, представленные обычно тонким суглинисто-супесчаным материалом с большим количеством пепловых прослоев. Для высокой поймы характерно присутствие в верхней части разреза мощных, до 3 м, торфяников.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из отложений высокой поймы, указывают на лесные условия. Практически во всех образцах (табл. 11) из поймы у разреза Большой яр резко преобладает пыльца древес-



Gramineae	4	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	18	—	—
Caryophyllaceae	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Onagraceae ( <i>Epilobium</i> sp.)	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Convolvulaceae	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Polemoniaceae	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Compositae	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	2	—	2	—	—	—	—	1	—	—
Chenopodiaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Неопределенное разнотравье	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	2	—	—	—	—	1	—	2
Leguminosae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Cruciferae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Umbelliferae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	5	—	10
<i>Artemisia</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Rosaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Alisma</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	1
<i>Myriophyllum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
<i>Thypha latifolia</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	11	—	2	—	—	—	—	—

## С п о р ы

<i>Lycopodium complanatum</i>	4	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>L. clavatum</i>	—	—	—	1	—	3	—	—	—	1	—	3	—	1	—	—	—	—	—	—	2
<i>Lycopodium</i> sp.	3	—	1	—	—	7	—	5	—	5	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	1
<i>L. pungens</i>	—	—	—	—	—	1	—	1	—	10	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	3
<i>L. annotinum</i>	5	—	—	—	—	11	—	5	—	6	—	1	—	3	—	—	—	—	—	—	4
<i>L. selago</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Ophyoglossum</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Selaginella sibirica</i>	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Polypodiaceae	—	—	—	—	1	23	—	20	—	27	—	18	—	6	—	56	—	48	—	6	35
<i>Sphagnum</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—

Таблица 12

Общий список и количественные соотношения пыльцы и спор (из образцов) из отложений высокой поймы (правый берег р. Камчатки, разрез Черный яр)

Пыльца, споры	69		70		71		72		73		74		75		76		77		78		79		80		81	
	Число пыльцевых зерен	%																								
древесных пород и кустарников	174	46	273	52	236	44	122	37	259	62	180	36	265	63	185	46	213	49	263	58	250	56	295	55	82	31
травянистых растений и кустарников	169	41	215	42	254	46	173	56	133	32	305	58	129	30	198	43	192	43	149	32	116	27	46	12	156	60
Споры	46	13	30	6	62	10	25	7	23	6	24	6	32	7	25	6	37	8	46	10	73	17	111	33	24	9
Итого	392	100	518	100	552	100	325	100	415	100	509	100	426	100	405	100	442	100	458	100	439	100	372	100	262	100

## Древесные породы и кустарники

<i>Pinus</i> sp.	10	12	13	7	7	8	—	—	—	4	3	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pinus</i> секции <i>Sembrae</i>	—	—	—	—	—	—	4	5	4	2	—	—	—	1	1	4	2	1	0,5	3	2	3	2	—	—	
<i>Betula</i> sp.	19	22	25	14	14	17	20	24	50	25	13	11	46	26	28	25	18	10	10	6	19	13	22	21	19	—
<i>Betula</i> секции <i>Costatae</i>	4	5	4	2	5	6	7	8	32	16	20	15	7	4	12	11	20	13	18	11,5	16	11	7	7	1	—
<i>Betula</i> секции <i>Albae</i>	—	—	25	14	43	53	27	33	76	36	78	63	9	5	30	27	49	32	—	—	2	2	11	10	11	—
<i>Alnus</i> sp.	50	61	115	63	11	15	25	30	41	20	10	8	110	63	40	36	65	43	131	82	102	72	62	60	24	—
<i>Betula</i> секции <i>Nanae</i>	15	8	21	8	7	3	1	1	12	5	18	10	27	11	15	8	17	8	9	3,5	12	5	—	—	3	—
<i>Betula</i> секции <i>Middendorffii</i>	18	12	21	8	6	2,5	4	3	5	2	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Alnaster fruticosus</i>	53	30	40	15	50	21	28	23	34	14	25	14	52	20	56	31	36	17	54	21	52	21	90	45	18	—
<i>Myrica</i> sp.	4	2	3	1	83	36	3	2,5	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—	2	2	—	—	—	—
<i>Salix</i>	1	0,5	6	2	4	1,5	3	2,5	5	2	12	7	9	3	3	1,5	2	1	40	15	42	17	10	5	6	—

## Травянистые растения и кустарники

Ericaceae	2	1,5	1	0,5	90	35	1	0,5	3	2	5	2	3	1	—	—	1	0,5	2	1,5	3	2,5	—	—	1	0,5
Супергасеae	23	14	100	47	59	22	101	56	50	40	85	28	86	—	114	58	85	44	43	27	23	20	15	—	44	28
Gramineae	84	50	56	26	62	24	54	31	40	31	9	3	20	—	57	28	59	31	51	35	28	23	13	—	91	60
Caryophyllaceae	7	4,5	2	1	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	3	3	2,5	—	—	7	4
Compositae	21	12,5	11	5	15	7	3	1,5	—	—	3	1	1	1	1	0,5	—	—	6	4	1	1	1	—	—	—

Неопределенные	8	5	13	6	4	15	4	2	1	1	14	5	4	—	1	0,5	3	1,5	8	5	1	1	6	—	2	1
Alismataceae	6	3,5	1	0,5	5	2	3	1,5	6	3	6	2	5	—	6	3	6	3	2	1,5	3	2,5	1	—	1	0,5
Leguminosae	6	3,5	6	3	—	—	7	4	3	2	80	26	8	6	10	5	17	9,5	6	4	28	25	2	—	3	2
<i>Artemisia</i>	8	5	12	5,5	10	5	5	3	15	11	20	6	6	—	6	3,5	9	4,5	9	6	10	8	7	—	6	4
Umbelliferae	2	1	4	2	—	—	—	—	2	2	28	9	—	—	2	1	—	—	5	3	12	11	—	—	—	—
Thalictrum	1	0,5	3	5	—	—	1	0,5	—	—	—	—	1	—	—	—	2	1	9	6	1	1	—	—	—	—
Polemoniaceae	1	0,5	—	—	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cruciferae	—	—	1	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,5	1	1	—	—	—	—
Chenopodiaceae	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ranunculus</i> sp.	—	—	1	0,5	1	0,5	—	—	1	1	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Euphorbiaceae	—	—	1	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	4	—	—	—	—	—	—	—	—
Convolvulaceae	—	—	—	—	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Liliaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	6	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—
Amerilidaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	5	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Menyanthes trifoliata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,5	43	14	—	—	—	—	1	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Rosaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1	—	—	1	0,5	1	0,5	2	1,5	1	1	—	—	—	—
<i>Epilobium</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
Rubiaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,5
<i>Myriophyllum</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,5	—

Сп о р ы

<i>Sphagnum</i>	14	—	2	—	8	14	16	—	7	—	1	—	1	—	1	—	3	—	—	—	1	1,5	1	0,5	—	—
Filicales	18	—	28	—	14	22	7	—	14	—	17	—	23	—	20	—	27	—	36	—	54	74	97	90	19	—
Bryales	—	—	—	—	36	60	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hypnum	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Selaginella sibirica</i>	—	—	—	—	1	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lycopodium clavatum</i>	3	—	—	—	2	3	—	—	—	—	—	—	2	—	4	—	2	—	6	—	9	12	6	5	2	—
<i>L. sitchense</i>	—	—	—	—	1	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lycopodium</i> sp.	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	3	2	—
<i>L. annotinum</i>	2	—	—	—	—	—	—	—	1	—	4	—	6	—	—	—	5	—	4	—	8	11	2	1	1	—
<i>L. apressum</i>	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,5	—	—
<i>L. pungens</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,5	—	—	—	—

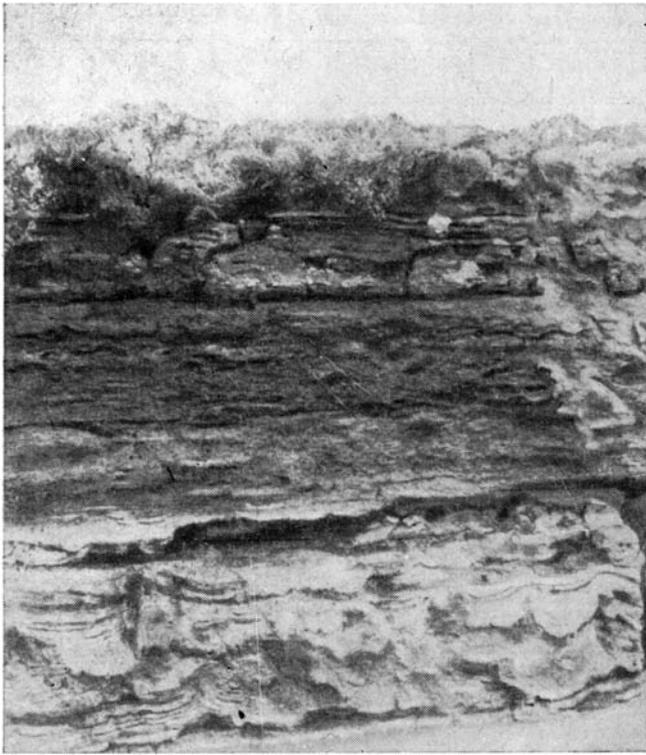


Рис. 36. Разрез высокой поймы у Черного яра

ных, составляющих 70—85%. Среди них — в основном кедровый стланик, ольха и береза. Кроме того, встречаются лиственница, сосна, ель. Очень мало трав, что, по-видимому, свидетельствует о сплошной облесенности территории. Несколько иной спектр получен из отложений высокой поймы в устье р. Камчатки. Здесь высота ее не более 3—4 м, но характер отложений очень близок. Она сложена тонким глинистым материалом, и мощность кроющего торфа достигает 1,5—2 м (рис. 36). В спорово-пыльцевом спектре (табл. 12) в одинаковом количестве присутствуют как пыльца древесных, так и травянистых растений. Небольшой процент составляют споры плаунов и мхов. Судя по спектру, значительную часть территории занимали открытые пространства с луговой растительностью.

Эти различия спорово-пыльцевых спектров отражают особенности состава растительности депрессии, с одной стороны, и прибрежной части Восточной Камчатки, с другой, но оба они очень близки к современным. Это дало нам основание высказать предположение о том, что климатический оптимум на Камчатке выражен слабо, поскольку именно в высокой пойме следовало рассчитывать обнаружить соответствующие ему слои. Однако нами не исключалась возможность, что изучен не полный разрез голоцена (Куприна, 1966).

В последнее время были получены данные по абсолютному возрасту торфяника, расположенного на 6-метровой высокой пойме у разреза яр Большой (см. табл. 11). Получены следующие датировки (Чердынцев и др., 1968) торфа с глубин (м): 1,3—1,4. . . 3320±40; 2,0—2,2. . . 4000±40; 2,65—2,80. . . 7030±60.

Эти цифры показывают, что торфяник формировался в течение все-

го климатического оптимума (атлантический период Европы, который большинством исследователей оценивается от 4500 до 7000 лет назад).

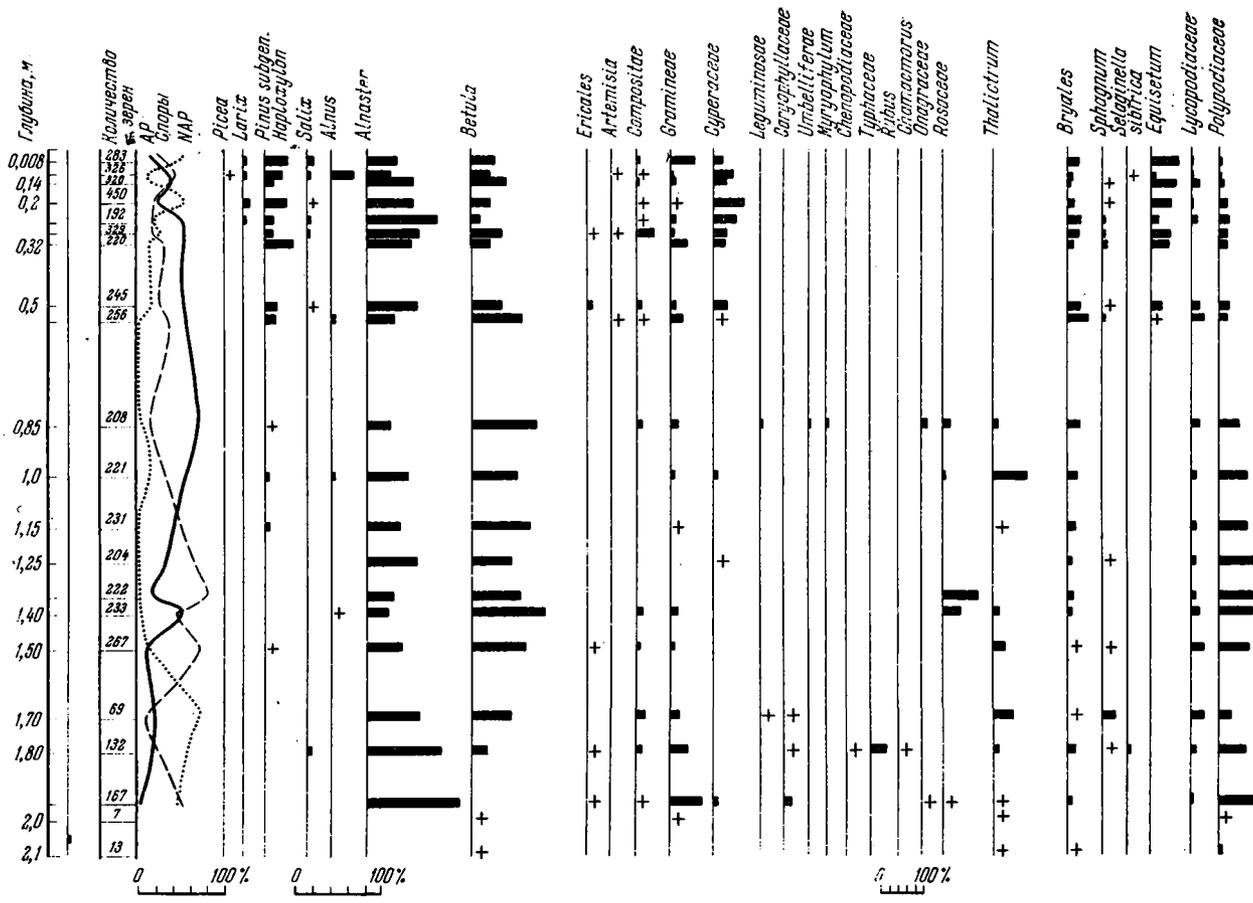
Таким образом, хронологически отложения высокой поймы действительно соответствуют времени голоценового климатического оптимума.

Следует привести характеристику еще одного разреза высокой поймы, так как в нем были впервые на Камчатке обнаружены остатки палеолитической культуры. Н. Н. Диков (1964, 1965, 1967), проводивший в течение ряда лет археологические исследования в долине р. Камчатки, обнаружил многослойную стоянку на Каменном мысу Ушковского озера. Для этого разреза А. В. Ложкиным (Шило и др., 1967) была получена детальная спорово-пыльцевая диаграмма, и, кроме того, для двух культурных слоев имеются датировки абсолютного возраста (Виноградов и др., 1966; Чердынцев и др., 1968).

Ушковское озеро расположено на пойме правого берега р. Камчатки в 4 км выше пос. Ушки. Оно представляет собой брошенное русло р. Камчатки, соединяющееся с новым небольшой протокой. Разрез Каменного мыса, находящегося на южном берегу озера, вскрывает строение высокой поймы р. Камчатки. В основании разреза, по данным Н. Н. Дикого (Шило и др., 1967), залегает слабо сцементированный конгломерат, состоящий из обломков вулканических бомб, выше — небольшой (25—30 см) слой зеленовато-серого песка. Далее вверх по разрезу идет чередование горизонтальнослойстых супесчано-суглинистых прослоев мощностью от 10—15 до 1—2 см. Для верхней части разреза характерно большое количество прослоев вулканического пепла (в этом разрезе их отмечено девять) небольшой мощности — от 6—8 до 1—2 см. В верхней части разреза до глубины 1,7 м обнаружено пять культурных слоев, характеризующихся следующими особенностями. I — позднеолитический с прямоугольными в сечении топорами и теслами; II — среднеолитический с треугольными в сечении острообушковыми теслами; III — неолитический ранний с ножевидными пластинками и с трехгранными наконечниками стрел; IV — мезолитический с ножевидными пластинками и с наконечниками стрел ромбического поперечного сечения; V — поздний палеолитический с мелкими клиновидными нуклеусами и микропластинками. Для слоя V была получена датировка —  $10\ 360 \pm \pm 350$  (Виноградов и др., 1966).

Раскопки, проведенные Н. Н. Диковым в 1964 г., вскрыли еще четыре культурных горизонта. В слое Va содержатся находки, близкие к слою V. Слой VI на глубине 2,0—2,05 м — палеолитический с клиновидными нуклеусами и лыжеподобными сколами; VII — палеолитический, в котором обнаружено погребение. Кроме того, здесь же, в погребении, обнаружены черешковые грубо обработанные наконечники стрел и каменные бусы. Нижний, VIII слой, располагается на глубине 2,35 см. Здесь обнаружены только угольки. Датировка, полученная для VIII слоя, равна  $13\ 610 \pm 250$  лет (Чердынцев и др., 1968).

Спорово-пыльцевая характеристика Ушковского разреза, полученная А. В. Ложкиным, приведена на рис. 37. Отложения, залегающие ниже культурного слоя V, для которого получена датировка  $10\ 360 \pm \pm 350$  лет, он относит к верхнему плейстоцену. Для этих осадков характерны биоценозы каменистой тундры. Древесно-кустарниковая растительность представлена пылью березы (14,2—42,8%) и *Alnaster* (57,1—100%). Значительно большим разнообразием отличается пыльца недревесных: Gramineae (16,6—72,5%), Typhaceae (37,7%), Compositae (1,3—22,9%), Cyperaceae (5,2%), Caryophyllaceae (1,6%), Rosaceae (2,5%), Onagraceae (1,3—2,5%), Chenopodiaceae (1,3%) и ряд других. В группе споровых растений резко преобладают Polypodiaceae (63,8—90,3%), меньше Bryales (4,8—13,8%), *Selaginella* (4,8—11,1%), *Sphagnum* (8,3%).



Растительность	Горизонт
Светло-двойная тайга	Верхний голоцен
Березово-ольховидные леса ? с участием двойных	Средний голоцен
Кустарниковая тундра	Нижний голоцен
Каменная тундра	Ледниковый верхне-плейстоценовый

Верхняя часть толщи (до глубины 1,5 м) отнесена А. В. Ложкиным к голоцену, она моложе  $10\ 360 \pm 350$  лет. В этом полутораметровом слое, по мнению автора, содержатся отложения нижнего, среднего и верхнего голоцена. К нижнему голоцену отнесены осадки, залегающие в интервале 1,50—1,15 м. Спорово-пыльцевые спектры этой части разреза указывают на преобладание в составе растительности споровых растений (44,2—79,7%) при подчиненном развитии недревесных (0,9—16,1%) и древесно-кустарниковых (10,8—52,7%). Среди последних отмечена только *Betula* (42,4—79,6%) и *Alnaster* (20,3—54,5%). А. В. Ложкин указывает, что скорее всего вся пыльца этой группы принадлежит кустарниковым видам. Среди недревесных растений установлены зерна Rosaceae (42,8—85,7%), Compositae (до 14,2%), Gramineae (4,6—14,2%), *Thalictrum* (до 43,7%). В группе споровых преобладают Polypodiaceae (68,2—87,5%), много Lycopodiaceae (до 28,7%), встречаются *Bryales*, *Sphagnum*.

Эти спектры характеризуют растительность кустарниково-моховой тундры и свидетельствуют об увеличении влажности и некотором потеплении климата в сравнении с концом верхнего плейстоцена.

Отложения в интервале 1,15—0,85 м А. В. Ложкин отнес к среднему голоцену, они характеризуются некоторым увеличением древесно-кустарниковой группы — 73,5—45,4%. Споровые растения составляют 18,2—53,8%, недревесные — 0,8—13,2%. Эти спектры, по мнению автора, свидетельствуют о значительном потеплении климата и его меньшей влажности. Растительность этого времени интерпретируется как березово-ольховые леса (?) с участием хвойных. Эта часть осадков и относится ко времени климатического оптимума.

К верхнему голоцену отнесены отложения верхней части разреза. Здесь выделяются два уровня. В нижнем древесно-кустарниковые составляют 54,1—57,8%, недревесные — 5,5—28,2% и споры — 17,6—36,7%. Спорово-пыльцевые спектры верхнего (позднего) уровня голоцена отражают значительные изменения в соотношении различных растительных групп без существенных качественных перестроек древесно-кустарникового покрова. Существенную роль в верхней части разреза играют хвойные. Здесь отмечено *Pinus sub. gen.*, *Haploxylon* (9,2—25,0%), *Larix* (2,3—3,0%), Pinaceae (5,4%), единично *Picea sect. indet.* В составе травянистых много Graminea, Cypripogonaceae, *Thalictrum*. По А. В. Ложкину, это время характеризуется более холодными и влажными условиями, чем время климатического оптимума. С этим последним выводом трудно согласиться. Наоборот, по аналогии с современной растительностью Камчатки, можно думать, что «березово-ольховые леса» должны отвечать климату более влажному и более прохладному, чем светлохвойные леса с примесью ели, сменившие их в позднем голоцене.

Иными словами, в диаграмме Ушковского разреза голоценовый оптимум как фаза потепления климата отнюдь не находит своего выражения.

Итак, данные по Ушковскому разрезу хорошо согласуются с нашими материалами. Из них четко видно, что климатические условия голоцена действительно резко отличаются от таковых в конце верхнего плейстоцена. Однако изменение растительности в самом голоцене происходит довольно постепенно, без резких колебаний. Климатические условия, соответствующие времени климатического оптимума, явно холоднее межледниковых. Если для межледникового времени характерно господство темнохвойной елово-пихтовой тайги, то растительность времени климатического оптимума представлена березово-ольховыми лесами с незначительной примесью хвойных. Только в самой верхней части разреза растительность приобретает современный облик.

К такому же выводу можно придти, рассматривая и данные по голоценовым торфяникам Западной и Восточной Камчатки, изученным М. И. Нейштадтом (1936, 1955, 1957; Нейштадт, Короткина, 1936). Для пылевых диаграмм характерно господство кривых двух пород — березы и ольхи, — на которых четко выделяется лишь три максимума ольхи, относящихся, по его мнению, к позднему, среднему и раннему голоцену.

Таким образом, климатический оптимум на Камчатке был выражен не так четко как для более северных (Петров, 1965), так и более южных районов Дальнего Востока (Беспалый и др., 1967). В связи с этим обращает на себя внимание то, что хронологически с соответствующим ему временем совпадает усиление интенсивности торфообразования, свидетельствующее, по-видимому, о значительном увлажнении климата. О большой его влажности, на наш взгляд, говорит и Ушковский разрез, где климатическому оптимуму соответствует фаза березово-ольховых лесов. Из этого следует, что в то время в Центральной Камчатской депрессии распространялись растительные ассоциации, близкие к ныне существующим на влажном Восточном побережье полуострова. Возможно, что именно резкое увлажнение климата, вызванное местными особенностями атмосферной циркуляции, и было причиной относительно слабого потепления, не обнаруживаемого с помощью палинологических данных.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Материалы, полученные по плейстоценовым отложениям Центральной Камчатской депрессии, позволяют восстановить основные этапы развития этой территории в четвертичное время. Более древняя ее история пока не ясна, хотя в настоящее время не вызывает сомнения, что Центральная Камчатская депрессия является не молодой, наложенной структурой, а достаточно древней, в известной мере унаследованной. Согласно последним данным А. Е. Шанцера (1968), начиная со среднего плиоцена в пределах Центральной Камчатки происходит формирование орогенных структур. К западу от Центральной Камчатской депрессии образуется сводовое поднятие Срединного хребта с одновременным ростом вулcano-аккумулятивного рельефа. На юге это поднятие отделено от депрессии разломом, к северу переходящим во флексуру, иногда достаточно пологую. К востоку от депрессии создается Восточно-Камчатское горстовое поднятие, отделенное от депрессии резким уступом. Этот уступ отчетливо выражен в виде зон молодых разломов вдоль хребтов Валагинского и Кумроч. В районе хребта Тумрок он распадается на серию отдельных небольших разрывов, а местами проявлен только в виде флексур.

Плиоценовые отложения в разрезе депрессии пока не известны, хотя вряд ли могут быть сомнения, что они входят в состав мощной толщи, которая (по геофизическим данным мощность рыхлых отложений Центральной Камчатской депрессии не менее 300 м) выполняет ее и самые верхи которой выходят на поверхность, будучи известными под названием «толщи синих глин». Рассмотрение истории развития депрессии мы и начинаем со времени накопления этой толщи, т. е. с нижнего плейстоцена.

Уже к началу плейстоцена депрессия существует как межгорная впадина, заполненная озером. Распространение толщи синих глин позволяет говорить о том, что озерный бассейн имел огромные размеры, занимая всю центральную часть депрессии, начинаясь почти в верховьях современной р. Камчатки и протягиваясь по крайней мере до низовьев р. Еловки. В музее Вулканологической станции в пос. Ключи есть один образец, взятый в бассейне этой реки, который в каталоге числился как диатомит. К сожалению, более точной привязки этого образца установить не удалось. Это было бы очень важно, так как проведенный минеральный и спорово-пыльцевой анализы подтвердили полное сходство его с породами верхнего горизонта толщи синих глин. Этот факт очень интересен. Он позволяет предполагать, что современная зона поднятий бассейнов рек Еловки, Озерной и Уки в нижнем плейстоцене представляла собой еще относительно опущенную зону, заполненную, как и более южные части Центрального Камчатского прогиба, озерным бассейном. Далее прогиб прослеживался к проливу Литке, район которого и структурно-тектонически и геоморфологически представляет собой

непосредственное продолжение Центральной Камчатской депрессии и в настоящее время. Подтверждением единой зоны опусканий, выходящей к проливу Литке, служит также присутствие единичных морских форм в составе диатомовой флоры толщи синих глин. Так, в разрезах яров Каледеч и Половинка Е. Г. Лупикина (Брайцева и др., 1968) обнаружена следующие морские диатомеи: *Hyalodiscus* sp. (обломки), *Thalassiosira* sp., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Cosmiodiscus insignis* Jouse, *Actinoptichus* sp.<sub>1</sub>, *Actinoptichus* sp.<sub>2</sub>.

Таким образом, Центрально-Камчатское нижнеплейстоценовое озеро либо временами получало прямую связь с морем, превращаясь в сильно опресненный его залив, либо сток из него проходил через столь пониженный порог, что морские диатомеи могли проникать в озеро через вытекавшую из него реку с приливными течениями.

Нижнеплейстоценовый озерный бассейн был не только огромным по своим размерам, но и достаточно глубоким, о чем можно судить по широкому развитию в составе диатомовых таких планктонных форм как *Melosira distans* (Ehr.) Kütz. и *Cyclotella bodanica* Eulens. Об этом же свидетельствует и значительная мощность озерных отложений. В течение всего времени существования озера режим его, видимо, был более или менее постоянным. Достаточно однообразный литологический состав и отсутствие в толще грубообломочного материала указывают на относительно спокойные тектонические условия в течение нижнего плейстоцена. Большое количество пепловых прослоев в толще синих глин указывает на продолжающуюся активность вулканических процессов в Срединном и Восточном хребтах. Сами эти хребты представляют собой относительно высокие, слабо расчлененные горные сооружения. Такой характер рельефа объясняется скорее всего активной аккумуляцией вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ большой мощности. Это предположение нашло полное подтверждение в материалах, полученных в последнее время по Срединному и Восточному хребтам (Кожемьяка, 1967; Мелекесцев, 1968; Шанцер, 1968).

Вулканогенные отложения бронировали водоразделы и склоны хребтов, значительно ослабив эрозионную деятельность речных потоков. Это сказалось и на минеральном составе озерных отложений. Здесь резко преобладают продукты механической дизинтеграции средних и основных эффузивов и пирокластита. Свежий облик обломков пироксенов, основных плагиоклазов, слюд объясняется тем, что размывались породы, почти не затронутые процессами выветривания. Кроме того, терригенные компоненты осадков, по-видимому, не испытывали длительной транспортировки и довольно быстро захоронялись, что и позволило им сохранить столь свежий облик. Все это позволяет говорить о том, что источники сноса терригенного материала находились близко от области седиментации и принадлежали свежим туфам и лавам андезито-базальтового состава (Ренгартен, Куприна, 1968).

Климатические условия в течение нижнего плейстоцена существенно менялись во времени. К сожалению, у нас практически отсутствуют данные о климате верхнего плиоцена и начале нижнего плейстоцена. Весьма немногочисленный материал по нижнему горизонту синих глин дает основание предполагать достаточно теплые условия времени их формирования. В Центральной Камчатской депрессии в это время, по-видимому, господствовали темнохвойные елово-пихтовые леса.

В настоящее время елово-пихтовые леса на Камчатке вообще не растут. Единственная небольшая роща камчатской пихты, или пихты грациозной, сохранилась только на восточном побережье близ устья р. Семячик. В видовом отношении она близка к сахалинской пихте и пихте белокорой. В настоящее время пихтарник занимает четко ограниченную площадь. Лишь отдельные экземпляры пихты выходят под полог окру-

жающих рошу высокотравных каменноберезняков (Турков, Шамшин, 1963). Ель занимает большие, но также ограниченные участки. В настоящее время еловые леса известны только в Центральной Камчатской депрессии, но и здесь ареал ели разорван (Биркенгоф, 1938, 1940; Кабанов, 1963). Она занимает повышенные участки в долинах рек Камчатки и Еловки и затененные увлажненные места холмистых предгорий, не поднимаемая выше 300—400 м. Произрастающая сейчас на Камчатке ель — аяльская, — близка в видовом отношении к растущей на Аляске и в Канаде ситхинской ели и принадлежит к древнему роду секции *Otoriga* (Любимова, 1961). Ельники Камчатки представлены тремя типами: моховые, высокотравные и папоротниковые. Исследования, произведенные в Центральной Камчатской депрессии, показали, что естественное возобновление ели нормально происходит лишь под пологом древостоя (Турков, 1963).

Таким образом, сравнение с современной растительностью дает право утверждать, что климат времени накопления нижнего горизонта толщи синих глин был значительно теплее современного, который слишком прохладен для произрастания на широких пространствах как еловых лесов, так и возможности появления елово-пихтовых. О присутствии в составе нижнеплейстоценовой темнохвойной тайги более теплолюбивых элементов, в частности широколиственных пород, надежных данных пока нет. Указания на присутствие в нижнем горизонте толщи синих глин единичных зерен пыльцы этих пород требует серьезной проверки. Во всяком случае Л. А. Скиба, анализирувавшая наш материал, обнаружила лишь единичные пылинки, которые только со знаком вопроса можно отнести к родам *Corylus* и *Carpinus*, учитывать которые при интерпретации спорово-пыльцевых спектров было бы преждевременно.

Более полно охарактеризовать климат первой половины нижнего плейстоцена не представляется возможным из-за недостатка материалов. Во второй половине нижнего плейстоцена происходит явное похолодание. Оно выразилось в смене темнохвойной елово-пихтовой тайги светлохвойной, состоящей в основном из лиственницы со значительным участием березы.

Мы уже указывали, что в настоящее время в Центральной Камчатской депрессии произрастают еловые леса, занимая, однако, достаточно ограниченные участки. В основном в депрессии развиты лиственничники из даурской лиственницы. Они не поднимаются высоко в горы, но их можно встретить на высотах 500—600 м и даже выше. Лиственничные леса отличаются большим разнообразием. Есть лиственничники с высокотравьем, это — наиболее широко распространенный тип, реже встречаются лиственничники с богульником и мхами, иногда с лишайниковым покровом. В районах предгорий подлесок представлен можжевельником, кедровым стлаником, реже каменной ольхой. В горах иногда встречаются редкостойные лиственничники с кедровым стлаником (Кабанов, 1963). В настоящее время происходит сокращение площади распространения лиственничных лесов. Они замещаются ельниками, березовыми лесами и кое-где осиной.

Значительное участие и в современной растительности принимают березовые леса. Они представлены парковыми лесами из каменной березы (*Betula* sect. *Costatae*). Четко выделяются две основные формации: каменные березняки с травянистым покровом и горные березняки с кустарниковым подлеском (Комаров, 1950). Белая японская береза (преснец) занимает небольшие участки в депрессии, образует парковые леса и входит в состав хвойных лесов (Елагин, 1963). Таким образом, состав растительности верхнего горизонта толщи синих глин близок к современному. Единственное существенное отличие их в том, что в настоящее время в депрессии еловые леса играют заметную роль в соста-

ве растительности. В спорово-пыльцевых спектрах из верхнего горизонта синих глин пыльца ели встречена единично только в двух образцах. Это, по-видимому, свидетельствует о совсем незначительном участии ели в составе растительности, что и позволяет говорить о более холодном, чем современный, климате второй половины нижнего плейстоцена.

Здесь, естественно, возникает вопрос об оледенении. Сведения о нижнеплейстоценовом оледенении весьма немногочисленны и противоречивы. В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1961) сообщили о находке древних морен в бассейне р. Уки. Морена представлена галечно-валунными, слабосцементированными осадками, залегающими на верхнеплиоценовых эффузивах и перекрытыми нижнечетвертичными плато-эффузивами. Стратиграфическое положение этих осадков вызывает сомнение. Мы уже выше рассматривали датировки и «верхнеплиоценовых эффузивов» и «нижнечетвертичных плато-эффузивов» и пришли к выводу, что по крайней мере нижняя часть плато-эффузивов относится к верхнему плиоцену. Если это учитывать, то и указанные ледниковые отложения следует, очевидно, относить к верхнему плиоцену. Однако самое главное заключается в необходимости доказать, что рассматриваемые отложения являются действительно ледниковыми. Таких доказательств, даже просто более детальной характеристики осадков В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский не приводят, что ставит под сомнение правильность их генетического истолкования.

В пределах Срединного хребта И. К. Волчанская (1965) выделяет толщу вулкано-ледниковых отложений. Эта толща располагается под плато-эффузивами. Образование вулкано-ледниковых отложений она связывает с локальным оледенением вершин вулканов, наступившим в результате значительного похолодания в нижнеплейстоценовое время. И эти материалы далеко не бесспорны. Прежде всего, стратиграфическое положение вулкано-ледниковых отложений противоречит их отнесению к нижнечетвертичным. Это скорее верхний плиоцен. Характеристика же самих вулкано-ледниковых отложений также явно противоречива.

И. К. Волчанская считает, что вулкано-ледниковые отложения свидетельствуют о локальном оледенении вершин вулканов, но как на один из основных признаков этих отложений указывает на «...широкое площадное распространение и значительные мощности» (Волчанская, 1965, стр. 9). Остальные признаки, приведенные в доказательство ледникового генезиса этих грубообломочных отложений, также не бесспорны. Во всяком случае ни грубообломочный состав, ни прослой валунных туфобрекчий, ни закономерная смена вверх по разрезу лавами того же состава, что и обломки, содержащиеся в самой толще, нельзя считать типичными признаками именно ледниковых отложений.

Таким образом, материалы по нижнеплейстоценовым ледниковым отложениям Центральной Камчатки нельзя признать убедительными как в отношении генезиса этих осадков, так и их возраста.

Для Восточной Камчатки имеются достаточно достоверные сведения о нижнеплейстоценовом оледенении.

В Срединном и Восточном хребтах, по-видимому, в это время заканчивается образование толщи плато-эффузивов (иульский комплекс хребта Тумрок и одновозрастные вулканогенные отложения других районов). Спорово-пыльцевые комплексы, полученные Е. М. Малаевой (Боярская, Малаева, 1967) из прослоев осадочных пород, заключенных между отдельными потоками лав толщи плато-эффузивов Северной Камчатки, показали, что для этого времени характерно распространение растительности современного облика. Основными ее компонентами являются *Pinus* секции *Sempraе*, ольховник и кустарничковая березка.

Таким образом, в нижнем плейстоцене Центральная Камчатская депрессия представляет собой четко выраженную в рельефе межгорную

впадину, протягивающуюся от верховьев р. Камчатки до пролива Литке. Практически она вся занята озерным бассейном, весьма значительным по площади и достаточно глубоким. Это время характеризуется относительно спокойным тектоническим режимом. Рост окружающих депрессию хребтов обусловлен не столько тектоническими поднятиями, сколько формированием в их пределах мощных вулканогенных толщ. Климатические условия в течение нижнего плейстоцена существенно менялись в сторону похолодания и к концу этого времени становятся близкими к современным и, по-видимому, более холодными. Достоверных сведений об оледенении территории в нижнем плейстоцене нет.

После достаточно спокойного времени нижнего плейстоцена начинается крупный этап новейших тектонических движений. Они проявляются на границе нижнего и среднего плейстоцена. По-видимому, это не только общее сводовое поднятие территории Центральной Камчатки и окружающих ее горных сооружений, но главным образом крупные блоковые движения. Они резко отразились на ходе осадконакопления. Озерный бассейн, занимавший практически всю Центральную Камчатскую депрессию, был спущен, и на его месте возникает крупная речная долина. Вообще это время наиболее широкого развития эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков. Неравномерное поднятие и относительное опускание отдельных блоков, вероятно, частично приводило к вскрытию толщ, ранее бронированных плиоценовыми и нижнеплейстоценовыми вулканогенными отложениями, и поступлению продуктов их разрушения в депрессию.

Широкое развитие и значительные мощности большеярской аллювиальной толщи свидетельствуют о формировании ее в крупной речной долине. Как уже было указано, во всех разрезах, где эта толща вскрывается, она имеет повышенную мощность. Это дало основание характеризовать ее как констративно построенную аллювиальную толщу. Образование констративного аллювия обычно связывают с областями опускания. Это позволяет говорить о том, что центральные части депрессии после поднятий, приведших к осушению озерного бассейна, снова испытывают относительное погружение. В разных частях депрессии оно различное. Максимальное погружение происходит в центральной части, в районе Козыревской впадины. Здесь, на междуречье Караковой — Козыревки — Камчатки, образуется проточное озеро. Оно отличается от озерного бассейна, в котором отлагались синие глины, меньшими размерами и относительной мелководностью. Не исключено, что его образование связано не только с опусканиями в районе Козыревской впадины, но и с начавшимися поднятиями водоразделов рек Еловки, Озерной и Уки. Это предположение, безусловно, требует доказательств, которыми мы пока не располагаем. Хотя в настоящее время ясно, что прорыв р. Камчатки в обход Ключевской группы вулканов через хребет Кумроч произошел только в верхнем плейстоцене, нам кажется не лишенным оснований предположение, что распад Центральной Камчатской депрессии на ряд самостоятельных элементов начался уже в среднем плейстоцене. Трудно предполагать, что такая существенная перестройка совершилась очень быстро.

Таким образом, тектонические движения, начавшиеся на границе нижнего и среднего плейстоцена и продолжавшиеся в первой половине среднего плейстоцена, существенно изменили морфологию Центральной Камчатской депрессии. По-видимому, уже в это время, в связи с поднятиями территории бассейнов рек Еловки, Озерной и Уки от Центральной Камчатской депрессии отделяется ее северная часть, которая в дальнейшем развивается как самостоятельная структура.

В среднем плейстоцене Срединный и Восточный хребты представляют собой высокоподнятые горные массивы, ставшие позднее крупны-

ми центрами оледенения. Вторая половина среднего плейстоцена ознаменовалась оледенением, которое по своим размерам для Камчатки было максимальным. Оно занимало большую часть депрессии, однако полностью ее не перекрывало.

В Центральной Камчатской депрессии ледниковые отложения этого времени прослежены в ряде разрезов в ее центральной части. Мощность осадков значительная — более 30 м. Абсолютные отметки подошвы ледниковых отложений колеблются от 115 до 167 м. Следовательно, к началу оледенения рельеф был достаточно расчлененным (рис. 38). Ледники были активными даже в центральной части депрессии, о чем свидетельствуют нарушения типа гляциодислокаций в подстилающих большеярских аллювиальных отложениях. В южной части депрессии ледниковые отложения максимального оледенения не отмечаются. По-видимому, следы его частично размыты, а частично погребены под более молодыми осадками.

С мореной тесно сочетаются флювиогляциальные галечники, местами почти нацело замещающие ее, местами подстилающие. В связи с этим возникает вопрос о путях стока талых ледниковых вод за пределами распространения его отложений. Дело в том, что в долине р. Камчатки, начиная от устья р. Большой Кимитиной и почти до меридионального отрезка ее течения развиты только молодые террасы (18—20, 10—12 м и поймы). В то же время в депрессии нет никаких следов отложений типа озерно-ледниковых, которые бы свидетельствовали о застое ледниковых вод. Отсюда очевидно, что талые ледниковые воды все же имели сток на север. Вероятно, этот сток проходил не по современной долине р. Камчатки, а где-то в стороне от него. Такая древняя долина четко прослеживается в рельефе и хорошо видна даже на мелко-масштабных картах. Она начинается от устья р. Большой Кимитиной и Караковой и продолжается далее вниз по долине, в настоящее время занятой р. Караковой. Правым бортом этой долины служит массив озерных отложений междуречья Камчатки — Караковой — Козыревки, а левым — предгорья Срединного хребта. Эта долина, по-видимому, продолжала существовать и в последующее крутоярское межледниковое время и была оставлена только во время верхнеплейстоценового оледенения, когда формируется современная долина р. Камчатки ниже пос. Долиновки.

Весьма характерен минеральный состав моренных отложений максимального оледенения. Здесь, кроме продуктов механической дезинтеграции туфов и эффузивов андезито-базальтовых лав, составляющих основу терригенного осадка, в нижележащих толщах появляются весьма разнообразные породы. Среди них определены: обломки биотитовых гранитов, кварцевых диорит-порфиров, микроклинизированных плагиогранитов, кремнистых и глинистых сланцев, метаморфизованных песчаников, кислых и средних туфов и эффузивов древнего облика. Такой состав характерен для грубообломочного материала, тогда как в песчаных и алевритовых фракциях явно преобладают обломки основной массы эффузивов и их туфов. Состав обломочного материала морены указывает на то, что источниками сноса в это время становятся центральные части Срединного и Восточного хребтов. Это доказывается присутствием в составе обломочного материала микроклинизированных плагиогранитов, развитых только в районе Эссо (Геология СССР, т. XXXI 1964), и туфов, похожих на палеогеновые туфы хребта Кумроч.

Таким образом, средний плейстоцен характеризуется крупными неотектоническими движениями и резкими колебаниями климата от теплых климатических условий, близких к межледниковым, до сменяющих их затем суровых условий времени оледенения.

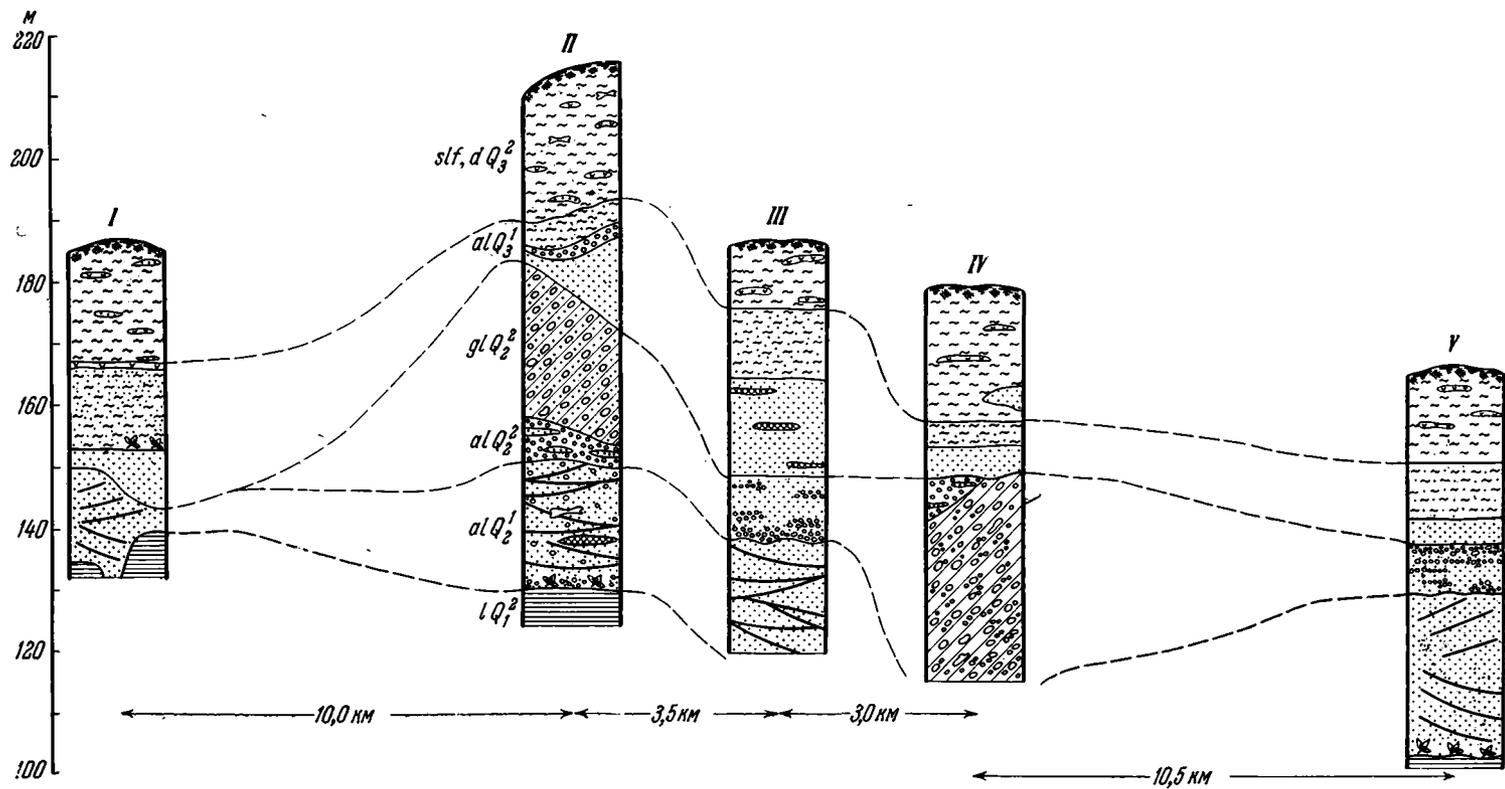


Рис. 38. Схема корреляции основных разрезов плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии  
 I — яр Генераловка, II — яр Половинка, III — яр Кругой, IV — яр Девичий, V — яр Большой  
 Условные обозначения см. на рис. 9

Верхний плейстоцен не менее разнообразен событиями. Его начало характеризуется довольно спокойными тектоническими условиями. В это время формируется толща межледниковых крутоярских отложений. Климат межледниковья был теплее современного. В это время в депрессии произрастали темнохвойные леса, где главными лесобразующими породами были ель и пихта с небольшим участием лиственницы, сосны и березы.

Абсолютные отметки залегания крутоярских отложений колеблются в значительных пределах — от 130 до 180 м. Наибольшие мощности приурочены к пониженным участкам рельефа и достигают 25—27 м. Осадки представлены в основном аллювиальными отложениями. Четко выделяются две пачки — нижняя, представленная песками с хорошо выраженной косой слоистостью, и верхняя, сложенная тонкими алевритами с многочисленными прослоями и линзами торфа и пеплов. В ряде разрезов — яры Половинка и Генераловка — эти толщи разделены маломощным (от 0,5 до 1,2 м) прослоем сильно ожелезненных галечников. В других разрезах такие галечники отсутствуют и переход нижней толщи в верхнюю довольно постепенный. По-видимому, верхняя часть межледниковых крутоярских отложений формируется в условиях старичных ложбин и озеровидных водоемов. На это указывает тонкий алевритовый состав осадка, горизонтальная или слегка волнистая слоистость, большое количество линз и прослоев торфа. Если в нижней части толщи вулканическое стекло присутствует в виде небольшой примеси в составе терригенного осадка, то в верхней толще хорошо видны линзы чистого пепла. Вся толща межледниковых отложений имеет бурю окраску. В нижней части толщи это объясняется тем, что песчаные зерна покрыты железистой рубашкой, в верхней части буроватый цвет им придают многочисленные торфяные линзы.

Таким образом, на протяжении этого относительно короткого промежутка времени наблюдаются существенные изменения в ходе осадко-накопления. Нижняя часть межледниковой толщи формируется нормальным русловым потоком. Галечники, перекрывающие русловые пески, свидетельствуют об изменении его гидрологического режима. На отдельных участках депрессии потоки становятся более бурными и отлагают более грубый материал. Верхняя пачка межледниковых отложений, мощностью от 3 до 7 м, накапливается в условиях постепенно зарастающих стариц и озер. Затухание эрозионной деятельности, по-видимому, было связано с почти полным затруднением стока вод на север, вследствие продолжающихся поднятий водоразделов рек Еловки, Озерной и Уки. Можно предположить, что только к концу этого времени происходит переход вод Камчатки одной из небольших рек, стекающей с западного склона хребта Кумроч к Тихому океану. С этого времени в нижнем течении р. Камчатки вырабатывает новое русло, углубляя и расширяя занятую долину. В самой депрессии начинается формирование современной долины. Начальный этап ее формирования — это глубокий врез, следовавший за накоплением крутоярского аллювия. Если судить по кровле межледниковых отложений, то на отдельных участках врез достигал не менее 50 м.

Вероятно, примерно одновременно была брошена и старая долина р. Камчатки. Скорее всего она была перегорожена ледниками, спускавшимися со склонов Срединного хребта во время верхнеплейстоценового оледенения. Новая, современная долина, располагается восточнее древней и огибает массив озерных песков с востока.

В результате этой бурной эрозионной деятельности значительная часть более древних плейстоценовых отложений, выполнявших Центральную Камчатскую депрессию, была размита. Они сохранились в виде изолированных массивов.

Похолодание, наступившее после теплого межледникового времени, привело к широкому развитию ледников. Верхнеплейстоценовое оледенение было горнодолинным, но на отдельных участках, у подножия самых высоких горных массивов, образовывались ледники подножия. В настоящее время в самой депрессии пока еще не обнаружены отложения, стратиграфически разделяющие обе его фазы, которые можно было бы принять за межледниковые. Поэтому мы пока ограничиваемся выделением не двух самостоятельных верхнеплейстоценовых оледенений, а лишь двух стадий единого оледенения, хотя в настоящее время материалы по Восточной Камчатке (Скиба, Хорева, 1966) с определенностью свидетельствуют о самостоятельности двух верхнеплейстоценовых оледенений. Следы первой, максимальной стадии, сохранились довольно слабо, и, как правило, представлены сильно размытыми конечноморенными грядами, расположенными недалеко от подножий гор. Следы второй стадии сохранились хорошо, за исключением исключением не выходят из пределов гор. Вторая стадия явно меньше первой.

В течение верхнеплейстоценового оледенения в депрессии формируется мощная толща покровных отложений. Генезис этих осадков очень сложный. В строении толщи принимают участие делювиальные, солифлюкционные и пирокластические образования. Покровные отложения широко развиты на пологих склонах водоразделов и перекрывают террасы. В долине р. Камчатки в это время формируются две террасы: 18—20 и 12—10-метровые. Обе перекрыты покровными отложениями.

Время верхнего плейстоцена отмечено интенсивной вулканической деятельностью. В Срединном хребте происходят массовые излияния жидких базальтовых лав, которые, по данным Н. Н. Кожемяки (1967), формируют мощный аккумулятивный подъярус рельефа, который увеличивает высоту Срединного хребта в среднем на 500—600 м. На Восточной и Южной Камчатке в это время происходит крупнейшая за плейстоцен вспышка эксплозивного вулканизма (Мелекесцев, 1967). Образуются обширные туфо-игнимбритовые покровы. Этап эксплозивного вулканизма сменяется этапом ареального вулканизма, с которым связано формирование молодых лавовых равнин и лавовых и шлаковых конусов. Образуются мелкие щитовые и крупные пирокластические стратовулканы.

В течение голоцена продолжают дифференцироваться тектонические движения в депрессии. Это сказывается на строении поймы. Если в верхнем и среднем течении р. Камчатки она, как правило, цокольная и имеет весьма скромные размеры, то в нижнем течении образуется очень широкая пойменная равнина, достигающая десятки километров.

Климатические условия голоцена довольно постепенно изменяются от суровых ледниковых условий конца верхнего плейстоцена до современных. Климатический оптимум выражен очень слабо. Об этом теперь можно говорить уверенно, так как в депрессии есть уже два полных разреза этого отрезка времени, для которых получены датировки по  $C_{14}$ .

### **Особенности минерального состава четвертичных отложений**

Исследования, проведенные нами совместно с Н. В. Ренгартен (Ренгартен, Куприна, 1968), позволили установить специфику литогенеза Центральной Камчатской депрессии в плейстоцене (рис. 39).

В составе обломочного материала почти всех, за исключением ледниковых отложений, резко преобладают продукты механической дезинтеграции средних и основных эффузивов, т. е. области сноса остаются

постоянными в течение всего плейстоцена. Они находятся очень близко от области аккумуляции. На это указывает слабая окатанность и сортировка песчаных и более крупных зерен в аллювиальных отложениях. Достаточно высокое содержание тяжелых минералов не только в алевроитовой, но и в песчаной фракциях свидетельствует о том, что материал заимствовался из пород, в которых пироксены и амфиболы, составляющие главную часть тяжелой фракции, не акцессории, а породообразующие минералы. Доказательством быстрого захоронения обломков пироксенов, основных плагиоклазов и слюд в области аккумуляции служит их свежий облик. Такой состав позволяет говорить и о том, что размывались породы, существенно не затронутые процессами выветривания.

Более разнообразны ледниковые отложения. В их составе принимают участие гранитоидные породы, развитые далеко за пределами основных областей сноса.

Характерная особенность плейстоценовых отложений — постоянное присутствие в них пеплов. В озерных, пойменных и покровных отложениях они присутствуют в виде линз и прослоев. В аллювиальных и ледниковых отложениях пирокластический материал входит в общий баланс терригенного обломочного осадка, подвергаясь вместе с последним сортировке и окатыванию. В результате этого он теряет свой специфический облик и становится почти неотличимым от местного терригенного материала. Это необходимо иметь в виду при восстановлении этапов повышенной эксплозивной активности. Если исследовать русловые или ледниковые отложения, то может создаться впечатление о затухании вулканизма в периоды их формирования. Однако такое впечатление может быть ложным. Это хорошо видно при сравнении ледниковых осадков верхнеплейстоценового оледенения и синхронных им покровных отложений, изобилующих пепловым материалом.

Для всех плейстоценовых отложений Центральной Камчатки независимо от их генезиса характерно низкое содержание глинистых минералов. Даже такие осадки как синие озерные глины, где пелитовая фракция составляет около 70%, не представляют исключения. И здесь главную массу пелитовой фракции ( $<0,01$  мм) составляет тонкий пепловый материал и в большом количестве опал (скелетные остатки диатомовых водорослей), а собственно глинистые минералы присутствуют в подчиненных количествах. В покровных отложениях, также весьма тонких по механическому составу, наряду с глинистым пелитоморфным материалом всегда присутствуют пепловые частицы, составляющие основу осадка. Во всех других отложениях в глинистой фракции также содержится распыленный кварц-полевошпатовый и тонкодисперсный витрокластический пепловый материал. Низкое содержание собственно глинистых минералов рассматриваемых отложений можно объяснить в основном двумя причинами. Первая из них связана с особенностями размывавшихся пород. Это преимущественно свежие эффузивы и их туфы, которые сами бедны глинистыми минералами.

Кроме того, в процессе размыва и осадконакопления свежий материал непрерывно захоронялся, не претерпевая геологически заметного периода выветривания.

Перечисленные факторы в совокупности с умеренно-холодным и холодным климатом господствовали в четвертичное время на рассматриваемой территории; они создали необходимые предпосылки для формирования практически «безглинистых» толщ, однако громадная реакционная способность и крайне малая устойчивость исходного материала в значительной мере компенсировали инертность внешних факторов. Так, даже относительно слабые повышения температуры в периоды межледниковий немедленно сказывались на составе глинистых минералов,

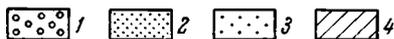
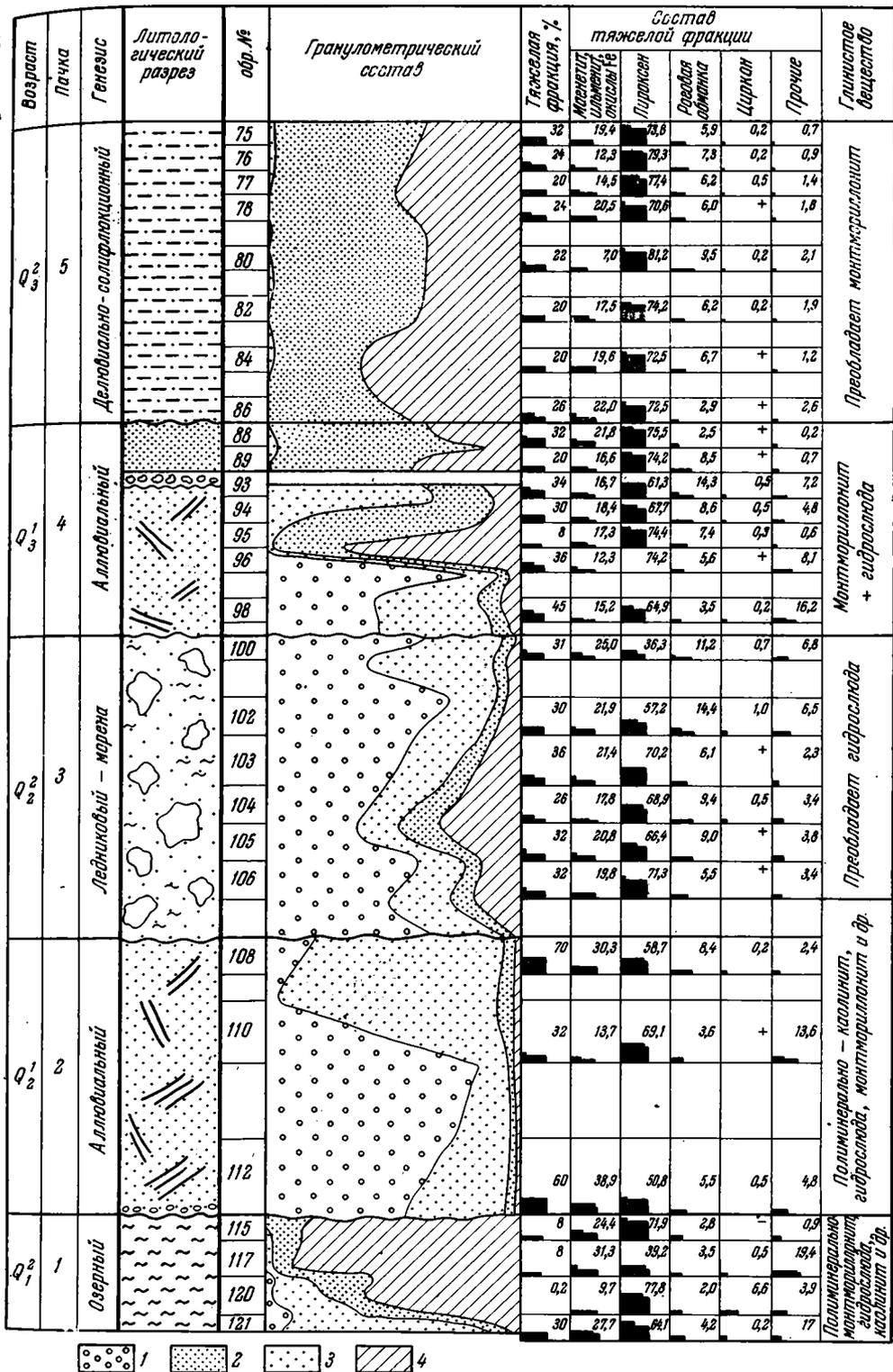


Рис. 39. Общие литологические данные по разрезу яра Половинка

1 -- >0,25 мм; 2 -- 0,1—0,05 мм; 3 -- 0,25—0,1 мм; 4 -- 0,05 мм

Именно в отложениях межледниковых периодов появляется каолинит и смешанно-слоистые образования типа вермикулит-хлорит (Ренгартен, Куприна, 1968), а монтмориллонит — основной продукт разложения вулканических стекол — присутствует во всех горизонтах разреза, включая ледниковые отложения.

Для всей рассматриваемой толщи плейстоценовых отложений характерно несколько повышенное, в сравнении с кларком, содержание  $P_2O_5$  (табл. 13). Вероятно, это связано с обилием осколков пузырчатых стекол, полости которых заполнены фосфатом. Повышенное содержание фосфатов известно во многих вулканогенно-осадочных образованиях (Ильинская, 1966; Бродская, Ильинская, 1966). Диагенетического перераспределения фосфата и появления заметных рудных концентраций не отмечено.

Таблица 13

Содержание  $P_2O_5$ , Fe и  $CO_2$  в отложениях плейстоценовой толщи

Отложения	Обр. №	$P_2O_5$	Общее Fe	Fe легко растворимое		Fe трудно растворимое		Fe пиритное	Fe <sup>2+</sup>		$CO_2$
				Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>		Fe <sup>2+</sup>	Fe нерастворимое	
Покровные	49	0,18	5,69	0,89	1,29	0,78	2,68	0,05	0,7	0,63	—
	51	0,11	5,24	0,78	1,34	1,01	2,01	0,10	0,6	0,7	—
	66	He опр.	5,35	1,17	1,57	0,39	2,17	0,05	0,75	1,1	—
	68	0,23	4,84	1,00	1,62	0,23	1,95	0,05	0,6	1,2	—
Крутоярские межледниковые	217	0,21	4,53	0,89	1,40	0,36	1,62	0,06	0,6	1,15	0,10
	224	He опр.	4,86	1,17	0,56	0,62	2,45	0,06	2,1	0,57	—
	227	0,21	4,88	0,67	2,12	1,16	0,90	0,03	0,3	1,35	—
	232	0,18	5,16	0,54	2,59	0,63	1,38	0,02	0,2	1,55	—
Ледниковые	243	0,23	4,52	1,45	1,01	0,11	1,90	0,05	1,4	1,23	—
Большаярские аллювиальные	108	0,23	5,34	1,56	0,90	0,79	1,44	0,15	1,7	0,65	—
	109	0,18	4,61	1,73	0,61	0,06	2,18	0,03	2,7	1,05	—
	111	He опр.	4,28	0,96	1,22	1,22	0,84	0,04	0,8	1,05	0,14
Толща синих глин	113	0,16	5,0	2,61	0,96	0,07	1,33	0,03	2,7	2,7	0,12
	115	0,18	5,85	1,84	2,11	1,06	0,80	0,04	0,9	2,1	0,30
	117	0,16	2,51	0,67	0,78	0,56	0,28	0,22	0,9	1,7	—
	119	0,15	4,28	0,91	1,27	0,99	1,02	0,09	0,7	1,1	—

Особенности состава, условия накопления четвертичных отложений и климат Камчатки в плейстоцене отразились и на постседиментационных преобразованиях минерального вещества. Как уже было отмечено, в процесс осадконакопления включался сравнительно однородный материал, который подвергался быстрому захоронению в условиях умеренно-холодного или холодного климата. Эти факторы, помноженные на крайнюю геологическую молодость изучаемых отложений, не создают предпосылку для сколько-нибудь заметного изменения пород в диагенезе. Однако петрохимический тип исходного материала и его крайне малая химическая устойчивость привели уже на первых этапах жизни пород к заметным изменениям минерального вещества. В первую очередь обращает на себя внимание баланс форм железа (табл. 13).

Исходные материнские породы (среднего и основного состава) обладают достаточно высоким кларком железа. Эта особенность отражена и в изучаемых осадках, суммарное количество железа в которых колеблется около 5% (до 5,85%). Наряду с этим в рассматриваемых от-

ложениях наблюдаются весьма высокие значения так называемого реакционноспособного железа, т. е. железа, освобожденного из силикатной части пород, перераспределенного и захороненного в форме железистых гидроокисных корочек, сгустков, карбонатов и пирита. В отдельных случаях количество железа, освобожденного из первичных минералов и прошедшего кратковременную стадию раствора, превышает 70% (обр. 60 113). Здесь же следует отметить и ясную контролирующую роль органики, сказавшаяся в крайне неравномерном распределении форм подвижного железа:  $Fe^{II}/Fe^{III}$  колеблется от 2,7 до 0,2—0,3.

Чрезвычайно интересно также и поведение Са в осадках. Несмотря на низкие температуры, резко кислую реакцию почвенных вод (хвойная растительность), обилие разлагающегося растительного материала в осадках, а следовательно, непрерывную генерацию  $CO_2$  в фильтрующихся водах, а также на полное отсутствие исходного обломочного карбонатного вещества в отложениях толщи синих глин зафиксированы аутигенные сгустки карбонатов кальция (Ренгартен, Куприна, 1968).

Формирование аутигенных карбонатов кальция в таких условиях можно объяснить лишь чрезвычайно энергичным разложением основных стекол, плагиоклазов, амфиболов и пироксенов, отдававших в растворы избыточные количества кальция, способных не только нейтрализовать реакции поровых вод, но повысить значения  $pH$  до уровня садки  $CaCO_3$ .

Растительные остатки в рассматриваемых отложениях встречаются в виде обломков стволов деревьев, торфяных прослоев, мелкого углестого вещества и т. п. Растительный материал характеризуется чрезвычайно слабой степенью бактериального разложения, что скорее всего связано с холодными климатическими условиями. Кроме того, существенную роль, по-видимому, здесь играет и скорость осадконакопления. П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова (1962) показали, что слабая степень разложения растительного материала есть показатель быстроты захоронения торфогенного слоя, в котором только на поверхности происходит активное бактериальное разложение растительного вещества.

Все указанные особенности минерального состава плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии объясняются специфической обстановкой осадконакопления. Определяющие факторы при этом — состав материнских пород и исходного материала и близость области аккумуляции к областям сноса. Последние в то же время представляют область активной вулканической деятельности. Это обусловило постоянный привнос в бассейн аккумуляции мало измененных и нестойких продуктов размыва средних и основных эффузивных пород и свежего пирокластического материала. Положение депрессии в общем структурном плане региона приводило к быстрому захоронению осадков и накоплению отложений больших мощностей. Огромная роль здесь принадлежит пирокластике. В некоторых толщах она составляет до 50% от общего состава породы.

Именно эта часть минерального фонда осадков была наиболее неустойчивой и подверженной в первую очередь процессам разложения и изменения. Не случайно, поэтому, на фоне андезито-базальтового состава лав и туфов в осадках практически отсутствуют вулканические стекла основного состава.

Существенное влияние на процессы седиментации и первые стадии диагенеза оказали климатические условия. На протяжении всего плейстоцена они были относительно холодными и влажными. Климатические условия колебались от периодов очень холодных до относительно теплых. Преобладание низких температур в значительной мере тормозило переработку минерального вещества осадков. Этим же объясняется и слабая степень бактериального разложения растительной органики, на которой, безусловно, сказались и скорость осадконакопления.

**МОРСКИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
УСТЬ-КАМЧАТСКОГО РАЙОНА**

Изучение плейстоценовых морских отложений района Усть-Камчатка было проведено в основном по двум причинам. Во-первых, морские плейстоценовые отложения Камчатки изучены очень слабо, значительно хуже, чем континентальные, и поэтому даже самые общие сведения о них представляют несомненный интерес. При этом особенно важно, что фауна морских моллюсков в принципе позволяет сопоставлять не только разрезы разных районов Камчатки, но и достаточно уверенно коррелировать их с такими удаленными областями как Чукотка и Аляска. Сопоставление с более южными территориями, например Японией, к сожалению, в настоящее время очень сложно, так как плейстоценовые морские отложения Курильских островов и острова Сахалина изучены весьма слабо. Во-вторых, изучение морских плейстоценовых отложений Восточной Камчатки, давая представление о ходе событий на океаническом побережье, может помочь более определенно выявить специфику развития Центральной Камчатки.

В настоящее время уже ни у кого не вызывает сомнения синхронность климатических колебаний в плейстоцене северного полушария. Однако многочисленными исследователями доказано, что общие похолодания и потепления по-разному проявились на различных территориях. Это связано не только с особенностями рельефа данной территории, но и количеством осадков. Выяснение подобных различий между приокеаническими и внутренними районами Камчатки прежде всего и имеет в виду. Правда, мы пока не можем провести непосредственной корреляции этих морских отложений с наиболее полно развитыми континентальными осадочными плейстоценовыми отложениями Центральной Камчатской депрессии, отделенной от Тихого океана горными цепями Восточного хребта.

Для прибрежных районов в последнее время существенным стал вопрос о синхронности оледенений и трансгрессий. Если раньше считалось, что оледенениям соответствуют регрессии, а межледниковьям — трансгрессии, то теперь от этой упрощенной схемы пришлось отказаться и констатировать, что для некоторых районов оледенения в определенные отрезки времени совпадали с трансгрессиями и, наоборот, регрессии происходили во время некоторых межледниковий. Это несомненно связано с местными особенностями новейших тектонических движений. Выяснение истории Восточно-Камчатского побережья с этой точки зрения также имелось в виду.

Морские плейстоценовые отложения Камчатки, как было сказано выше, изучены еще очень слабо. Как на Западной, так и на Восточной Камчатке рядом исследователей отмечается большое количество морских террас высотой от 0,5—3 до 1000—1100 м. Однако почти все они, за исключением низких уровней, не несут морских отложений. Поэтому

их сопоставление внутри этой сравнительно небольшой территории провести не удавалось. Первая такая попытка была предпринята Ю. Ф. Чемяковым (1961б), который обобщил материалы по береговым линиям и морским террасам Охотского, Берингова, Японского морей и северной части Тихого океана. Он отметил, что имеющиеся материалы нередко противоречивы, неполны, методически разнородны, что очень затрудняет решение проблемы. Свою попытку он считал поэтому предварительной, ставя основной задачей оценку имеющихся материалов, выявление спорных и нерешенных вопросов, пытаясь наметить пути их решения.

На восточном побережье Камчатки Ю. Ф. Чемяков (1961б) выделяет следующие уровни морских террас: 4—6- и 5—7-метровые голоценовые; к верхнему плейстоцену отнесены уровни 10—15, 20—25, 40—50 м. К среднему и нижнему плейстоцену — 60—75—100, 100—150, 200—250 м. Кроме этого, к плиоцену отнесены террасообразные уровни, происхождения которых, как отмечает сам автор, не выяснено. Их высоты оцениваются 300—350, 400—500, 600—700, 800—850, 1000—1100 м. Считая все эти данные предположительными, Ю. Ф. Чемяков указывал, что они отражают не столько множественность трансгрессий Тихого океана и их большие амплитуды, сколько интенсивность неотектонических движений.

А. П. Жузе (1962), исследовавшая донные отложения Охотского и Берингова морей, а также морские отложения по их берегам, показала, что несмотря на тщательные поиски морских диатомей, даже в тех террасах, с морском происхождением которых неоднократно сообщалось в геологической литературе, диатомей не были обнаружены. Оказалось, что большая часть четвертичных отложений на побережье Охотского моря из-за отсутствия в них морских диатомей должна быть отнесена к аллювиальным или озерным. Это касается и высоких, предположительно морских террас р. Камчатки.

В Беринговом море морские диатомей найдены по берегам Анадырского залива, южного побережья Чукотки, в заливе Лаврентия. Кроме того, во многих местах морские диатомей характеризуют отложения низких террас послеледникового времени. На основании полученных материалов А. П. Жузе приходит к выводу о том, что «...богатая морская флора диатомей встречается в тех случаях, когда отложения имеют действительно морской генезис» (1962, стр. 224). В других случаях скорее всего террасы, описываемые как морские, в действительности не являются ими. А. П. Жузе особо подчеркивает, что решение вопроса о генезисе отложений и террас, с которыми они связаны, должно опираться на нахождение морской фауны моллюсков и флоры диатомей. И, как мы видели, исходя из этого положения, она приходит к выводам, резко отличающимся от выводов Ю. Ф. Чемякова. Хотя Чемяков указывал также на большое значение находок морской фауны и флоры, но их отсутствие в большинстве случаев не рассматривалось в качестве решающего основания для отрицания морского происхождения террас.

Рассмотренные две точки зрения, по существу противоположные, четко отражают общее состояние вопроса, т. е. слабую изученность морских плейстоценовых отложений как самой Камчатки, так и соседних Курильских островов и острова Сахалина. Большое количество предположительно абразионных уровней, не несущих морских отложений, делает значительную часть Камчатского побережья мало перспективной для поисков разрезов палеонтологически охарактеризованного морского плейстоцена. Это требует от исследователей особенно тщательного выбора района, где по структурным, геологическим и геоморфологическим условиям можно предполагать развитие аккумулятивных морских террас. До тех пор, пока не будут выявлены такие опорные разрезы, позволяющие основываться на биостратиграфических данных, ни корреляция,

ни определение геологического возраста террас, ни даже установление их генезиса не могут быть достаточно надежными. Сопоставления, основанные только на абсолютных отметках, в таком тектонически подвижном районе, как Камчатка, вообще нельзя признать убедительными. При отсутствии морской фауны единственным методом может быть определение возраста абразионных уровней по их соотношению с ледниковыми отложениями. Но и этот метод далеко не всегда позволяет получить вполне однозначное решение.

Вот один из примеров. В районе Усть-Камчатска, к югу от устья р. Камчатки, в рельефе четко выражена высокая цокольная морская терраса, которую одни авторы (Брайцева и др., 1966а) относят к верхнему плейстоцену ( $Q_3^1$ — $Q_3^2$ ), другие (Федоренко, 1965) — к нижнему плейстоцену.

В настоящее время на Восточной Камчатке уже известны по крайней мере два района, где верхнеплиоценовые и плейстоценовые морские отложения широко распространены. Это район Усть-Камчатска (п-ов Камчатского мыса и депрессия озер Нерпичьего и Столбовского) и Карагинский район (о. Карагинский и район бухт Оссора и Карага). Это дает основание надеяться, что и на других территориях будут обнаружены морские плейстоценовые отложения с фауной моллюсков.

Новейшие материалы по морским террасам Восточной Камчатки, кроме тех, которые уже были обобщены Ю. Ф. Чемяковым (1961б) и А. П. Жузе (1962), имеются в работах С. И. Федоренко (1965), Е. М. Малаевой, З. В. Алешинской и О. М. Петрова (1965), О. А. Брайцевой, И. С. Евтеевой, Е. Г. Лупкиной, И. В. Мелекесцева (1966), И. М. Хоревой и Л. А. Скибы (1966), В. А. Селиверстова, Ю. М. Хотина и М. Н. Шапиро (1966). Наиболее интересными среди них мы считаем две последние работы. И. М. Хорева и Л. А. Скиба описали верхнеплейстоценовые и голоценовые террасы о. Карагинского. Здесь выделены три морские террасы, в которых обнаружены морские моллюски, фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы. На основании полученных данных 25—30-метровая терраса датируется началом верхнего плейстоцена и характеризует межледниковые условия. Терраса, высотой 10—12 м, относится авторами ко времени каргинского межледниковья, а к голоцену — 3—5-метровая. Детальный анализ работы В. А. Селиверстова, Ю. М. Хотина и М. Н. Шапиро (1966) будет приведен в разделе, посвященном нижнеплейстоценовым морским осадкам Усть-Камчатского района, поскольку наряду с личными наблюдениями данные этих авторов положены в основу ряда наших выводов.

Мы будем пользоваться, кроме того, и некоторыми неопубликованными материалами. К ним относятся наблюдения О. М. Петрова по морским отложениям о. Карагинского и бухт Карага и Оссора, приводимые здесь с его разрешения. Точно так же при характеристике морских плейстоценовых отложений, широко развитых в районе озер Нерпичьего и Столбовского и п-ова Камчатского мыса, и распространенных там верхнеплиоценовых отложений (ольховская и лахтакская толщи) мы воспользуемся данными, полученными геологами Усть-Камчатской партии Камчатского геологического управления при проведении геологосъемочных работ. Геологи М. Ю. Хотин, Г. А. Борзунова, Е. Ланшаков, В. А. Селиверстов, Б. К. Долматов и другие любезно предоставили их в наше распоряжение вместе с заключениями, полученными в результате обработки фауны моллюсков, диатомовой флоры и спорово-пыльцевых комплексов. Указанным лицам автор настоящей работы приносит свою искреннюю признательность.

Исследованиями, проведенными в Усть-Камчатском районе, были установлены верхнеплиоценовые и плейстоценовые морские отложения. Сначала остановимся на характеристике отложений, относившихся

здесь к верхам плиоцена. На п-ове Камчатского мыса и в районе Столбовских хребтов выделена ольховская толща, мощностью от 600 до 1000 м. Она трансгрессивно залегает на нижележащей высокогорской свите, которая датируется как средний — низы верхнего миоцена.

Ольховская толща имеет очень пестрый литологический состав, что свидетельствует о неустойчивом режиме бассейна, в котором она накапливалась. В этой толще выделяется восемь пачек, мощность которых колеблется от 50 до 250 м. Характерно чередование в разрезе пачек, сложенных галечниками, гравием и песками, с пачками более тонкого состава — глинами, песчанистыми глинами, тонкими алевролитами. В основании толщи залегает одна из «грубых» пачек — галечники и гравий, а заканчивается разрез пачкой глин.

Ольховская толща занимает почти всю западную и юго-западную части п-ова Камчатского мыса и довольно широко развита в районе озер Нерпичьего и Столбовского. Максимальные ее мощности до 1000 м приурочены к западной части полуострова, что дает основание говорить о наибольшем прогибании этой части территории.

Датировка ольховской толщи основана на фауне морских моллюсков. Г. П. Борзунова из этой толщи определила 72 вида. Из них девять вымерших, они не известны в отложениях моложе плиоцена. Остальные 63 известны в настоящее время. Два вида появились в палеогене, 24 — в миоцене, наибольшее число видов — 25 — в плиоцене. 14 видов, обнаруженных в этих отложениях, известны только начиная с плейстоцена. Среди них девять пеллеципод (*Yoldia hyperborea*, *Nuculana radiata lamellosa*, *Musculus corrugatus*, *Axinopsida orbiculata*, *Macoma incongrua*, *Macoma brota*, *Cyrtodaria kurriana*, *Mya pseudoarenaria*), шесть видов гастропод (*Buccinum physematum*, *Plicifusus kroeyeri*, *Trophon pacificus*, *Cylichna oculata*, *Buccinum baeri*, *Epitonium groenlandicus smithi*) причем два последних вида в настоящее время считаются вымершими.

Следует более подробно остановиться на характеристике этих видов, так как именно на них основана датировка ольховской толщи. Необходимо заметить, что не все указанные Г. П. Борзуновой формы, известны с плейстоцена. Прежде всего, это относится к *Yoldia hyperborea*. По данным Ю. Б. Гладенкова (1967), проводившего детальный анализ видового состава рода *Yoldia* из неогеновых отложений о. Карагинского, *Yoldia hyperborea* появляется в нижнем плиоцене, т. е. эту форму нельзя считать типично плейстоценовой. *Cyrtodaria kurriana* и *Epitonium groenlandicus smithi* известны в берингийских и анвильских отложениях Аляски (Гопкинс, 1965). Ряд видов типичны только для нижнего плейстоцена. К ним относятся *Macoma brota*, *M. incongrua*, *Buccinum physematum* и *Plicifusus kroeyeri*. Весьма большие сомнения в правильности определения вызывает *Nuculana (Leda) radiata lamellosa*. Этот арктический подвид, широко распространенный сейчас в море Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях, впервые в плейстоценовых отложениях был отмечен О. М. Петровым (1965) в средней подсвите крестовской свиты из ледниково-морских отложений. Кроме этого вида, в составе фауны ольховской толщи есть еще два арктических вида — *Cyrtodaria kurriana* и *Epitonium groenlandicus*, правда, оба они встречены и в берингийских и в анвильских отложениях Аляски. Следовательно, присутствие этих двух арктических видов не дает оснований утверждать, что ольховская толща формировалась в климатических условиях более холодных, чем современные. Тем более, что *Cyrtodaria kurriana* известна в настоящее время в бореальной области (Ушаков, 1953).

Для ольховской фауны типично широкое развитие рода *Astarte*, представители которого характерны как для плейстоценовых, так и для плиоценовых отложений Дальнего Востока, Чукотки и Аляски.

Собственно плейстоценовые виды, по Г. П. Борзуновой, отмечены только в 15 из 25 местонахождений фауны и приурочены к верхней части толщи.

В целом, комплекс ольховской фауны характеризуется как арктическо-бореальный. Именно виды, свойственные этой зоогеографической группе, наиболее многочисленны в ней и составляют не менее 60%, бореальных видов около 25—30%, остальные — арктические. Однако, как мы уже указывали выше, правильность определения *Nuculana radiata lamellosa* вызывает серьезные сомнения. Две другие арктические формы известны и в берингийских отложениях Аляски и, следовательно, можно говорить, что процент арктических форм в ольховском комплексе не выше, чем в берингийском.

Г. П. Борзунова считает наиболее вероятным для ольховской толщи плейстоценовый возраст (скорее всего нижний и не моложе среднего плейстоцена). Однако она склонна допускать, что накопление толщи началось еще в позднем плиоцене. Г. П. Борзунова отметила сходство фауны ольховской толщи с фаунами пинакульской и крестовской свит Чукотки (Петров, 1966). Некоторое сходство отмечено и с фауной берингийской и анвильской трансгрессий Аляски (Гопкинс, 1965).

В самом этом заключении есть некоторое противоречие. Дело в том, что по данным О. М. Петрова (1965), комплекс фауны моллюсков из пинакульских отложений в целом имеет бореально-арктический облик, но здесь не отмечено вымерших форм. Все остатки обнаруженных в пинакульских отложениях моллюсков принадлежат к ныне живущим формам. Тем более, что нет вымерших форм в более молодых, крестовских отложениях. Относительно остатков фауны из берингийских слоев Д. И. Гопкинс указывает, что берингийская фауна «...имеет современный облик и большая часть видов сравнима с современными видами; тем не менее, при монографическом описании фауны более чем у половины видов выявляются некоторые различия» (1965, стр. 137). И в фауне отложений анвильской трансгрессии имеется значительное количество вымерших форм, особенно среди видов *Neptunea*, *Chlamys* и *Astarte*. По этим данным фауна ольховской толщи ближе к берингийской и анвильской, чем к собственно плейстоценовым фаунам Чукотки. Однако и такое сопоставление достаточно условное, поскольку ольховская фауна пока монографически не описана. Не исключено, что она займет какое-то промежуточное положение между типичными плиоценовыми и плейстоценовыми фаунами. Поэтому мы считаем, что данные по фауне, полученной из ольховской толщи, не противоречат отнесению ее к верхам плиоцена, тем более, что для значительной части ее местонахождений характерно отсутствие форм, известных только из четвертичных отложений.

Спорово-пыльцевые спектры ольховской толщи весьма немногочисленны и очень неопределенны. Г. П. Курносова, палинолог Камчатского геологического управления, в ее осадках обнаружила только единичные пыльцевые зерна, по которым невозможно восстановить состав растительности. Наряду с представителями современной флоры, в ней присутствуют и такие формы, как *Proteacea*, *Podocarpus*, *Juglandaceae*, *Osmunda* и др., что, по-видимому, свидетельствует лишь о значительном участии в спектре переотложившей пыльцы. Для суждения о составе наземной флоры ольховской толщи необходимы тщательные исследования.

Более определенные материалы дал анализ диатомовой флоры, проведенный на биологическом факультете Ленинградского университета О. С. Короткевич и З. С. Караджановой.

Среди определенных диатомовых водорослей к эвгалабам (морские, солоноватоводно-морские) и мезогалабам (солоноватоводные) относятся 108 видов, что составляет 65% от общего количества. Олигогалабы

(пресноводные и пресноводно-солонатоводные) представлены 57 видами. Эвгалобы преобладают и по численности и по разнообразию видов. Среди них 70% относятся к неритическим планктонным формам. Наиболее показательны и имеют повышенные оценки почти по всему разрезу ольховской толщи следующие формы: *Melosira albicans* Sheshuk., *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., *Th. gravida* f. *fossilis* Jouse, *Th. punctata* Jouse, *Coscinodiscus symlophorus* Grun., *Bacterosira fragilis* Grun., *Chaetoceros* cf. *coronatus* Grun., *Thalassionema mitchioides* Grun., *Denticula seminae* Simonsen et Kanaya. В меньшем количестве с оценкой единично или редко, но также почти во всех образцах, обнаружены *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Thalassiosira undulosa* (Mann.) Sheshuk., *Th. zabelinae* Jouse, *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Cosmidiscus insignis* Jouse, *C. intersectus* Jouse, *Xanthiopyxis diaphana* Forti., *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* Grun., *Chaetoceros* aff. *Lauder*, *Biddulphia aurita* (Lyngb.) Breb. et Godey, *Goniothidium tenue* Brun.

Наряду с общим сходством диатомовой флоры во всей толще осадков наблюдается изменение видового разнообразия и степени обилия отдельных видов в разных частях разреза. Кроме того, четко видно качественное и количественное обеднение флоры снизу вверх. Все найденные морские диатомовые водоросли широко распространены в неогеновых отложениях Камчатки, а также во всей тихоокеанской зоне. Многие из них живут и в современных дальневосточных морях. Среди эвгалобов вымершие виды составляют 28%. Это преимущественно неогеновые диатомовые. Только некоторые из них известны из более древних отложений — палеогеновых или меловых.

Олигогалобы в общем составе диатомовой флоры имеют подчиненное значение, хотя по количеству видов их довольно много — 55% от общего числа видов, но они обычно неодинаковы в разных образцах и встречаются единично. Только два вида встречаются по всему разрезу — это *Eunotia praerupta* Ehr. и *Pinnularia borealis* Ehr. (оба также единично).

О. С. Короткевич и З. С. Караджанова на основании своих исследований выявили, что богатый комплекс морской диатомовой флоры ольховской толщи содержит много молодых элементов. Это наряду с присутствием вымерших форм позволяет сделать вывод об образовании этой толщи в неритической зоне крупного морского бассейна в конце неогена. Кроме того, Короткевич указала, что близкая по составу флора со сходным комплексом характерных видов найдена ею в образцах А. С. Арсанова из высокогорской и лахтакской свит того же Усть-Камчатского района. Таким образом, данные и по фауне, и по флоре, в основном диатомовой, свидетельствуют скорее о плиоценовом, чем плейстоценовом, возрасте ольховской толщи, если не относить только весь верхний плиоцен к плейстоцену, как это в настоящее время делают некоторые исследователи. Присутствие в фауне небольшого (12%) количества вымерших форм, а в диатомовой флоре значительного (до 28%) позволяет считать осадки плиоценовыми. Безусловно, для окончательного решения вопроса необходимо провести дополнительные исследования, особенно палинологические.

Таким образом, приведенные выше палеонтологические материалы дают право относить ольховскую толщу к верхнему плиоцену. Присутствие в фауне ряда плейстоценовых видов не противоречит этому, а скорее подтверждает правильность такой датировки, так как «...степень эволюционного развития морских моллюсков в плейстоцене не выходит за рамки смены низших таксономических рангов — вида, подвида, вариетета» (Петров, 1966, стр. 116).

На породах ольховской толщи залегают прибрежно-морские отложения лахтакской толщи. На некоторых участках вблизи центральных

частей депрессии озера Нерпичьего отмечен постепенный переход между этими толщами. Ближе к горным частям полуострова между этими образованиями фиксируется угловое несогласие. Такое соотношение, видимо, объясняется конседиментационным характером тектонических структур депрессии озера Нерпичьего и трансгрессивным залеганием отложений лахтакской толщи в ее краевых частях.

Отложения лахтакской толщи широко развиты в юго-западной и западной частях п-ова Камчатского мыса и в северной части депрессии озер Нерпичьего и Столбовского. Мощность ее достигает 250—300 м. Везде, где толща обнажается, она представлена рыхлым гравийно-галечниковым материалом. Нижняя ее часть более грубая по составу, здесь преобладают галечники с отдельными прослоями довольно крупных валунов. В основании толщи — материал средней окатанности. Выше по разрезу осадки становятся более тонкими, в основном это гравий с отдельной галькой, с многочисленными прослоями крупнозернистых песков и очень тонких, мелких алевролитов (до 5—10 см).

В прослоях алевролитов содержится весьма немногочисленная фауна плохой сохранности. В целом, породы лахтакской толщи слабо дислоцированы, углы наклона слоев не превышают 10—20°. Это позволяет предполагать, что в юго-западной части п-ова Камчатского мыса происходили дифференцированные движения, в результате которых произошли значительные поднятия отдельных участков, фиксируемые перерывом в осадконакоплении.

Как уже было указано, фауна в этих отложениях бедна по количеству и весьма однообразна по составу. Г. П. Борзуновой здесь найдены всего восемь родов (и видов): *Yoldia* aff. *thacieformis* (Storer), *Yoldia* sp., *Macoma* cf. *calcareea* (Gmelin), *Macoma* cf. *balthica* (Linné), *Macoma balthica* (Linné), *Laternula* sp. indet., *Nuculana* (*Sacella*) *pernula* Müll., *Nuculana* (*Sacella*) cf. *pernula* (Müll.), *Cardita* sp. indet., *Dentalium* sp., *Bathyarca glacialis* (Gray). Кроме того, О. М. Петров по нашим сборам определил *Natica clausa* (Brod. et Sow.), *Mya* sp., *Buccinum* sp.

Все найденные здесь виды — ныне живущие и появились в миоцене и плиоцене. Только один вид — *Bathyarca glacialis* Gray — типично плейстоценовый, арктический. По данным О. М. Петрова (1964, 1965), он проник с севера в Берингово море только в среднем плейстоцене, впервые появляясь на Чукотке в крестовском комплексе моллюсков. Именно этот вид и дал основание Г. П. Борзуновой отнести отложения, вмещающие лахтакскую фауну, ко второй половине плейстоцена. С такой датировкой трудно согласиться по следующим соображениям.

Геологи, проводившие здесь геологическую съемку, отмечают, что высокогорская (подстилает ольховскую), ольховская и лахтакская толщи слагают единый структурный этаж и характеризуют единый цикл осадконакопления, внутри которого отмечены только локальные перерывы. Если ольховскую толщу датировать плиоцен? — плейстоценом, то между высокогорской (средний — низы верхнего миоцена) и ольховской толщами следует предполагать очень крупный перерыв в осадконакоплении, чего не наблюдается. Если ольховскую толщу датировать плиоценом, а лахтакскую — средним плейстоценом, как это следует из данных по фауне, то и здесь должен быть заметный перерыв, который также не отмечается. Кажется более обоснованным отнесение обеих этих толщ — и ольховской, и лахтакской — к плиоцену. Об этом же говорят и мощности толщ. На Камчатке мы практически не знаем таких мощных (ольховская — 1000 м и лахтакская — 300 м) плейстоценовых толщ, и трудно себе представить, чтобы они могли сформироваться в течение такого относительно короткого времени, как нижний и средний плейстоцен. Кроме того, в этом же Усть-Камчатском районе широко развиты, несомненно, плейстоценовые морские отложения, лежащие стра-

тиграфически выше лахтакских, причем самые древние из них датируются нижним плейстоценом на основании находок морских моллюсков. Так, в районе Столбовских хребтов отложения 100-метровой морской террасы, по материалам геологической съемки, прислонены к выходам лахтакской толщи, располагающейся на более высоких абсолютных отметках в депрессии Столбовских гор и естественно не могут быть древнее ее. Все эти данные позволяют сомневаться даже в нижнеплейстоценовом возрасте лахтакской толщи и допускать гораздо более раннее время проникновения *Bathyarca glacialis*, чем это было установлено О. М. Петровым (1964, 1965, 1966).

Необходимо дальнейшее исследование лахтакской толщи, повторные сборы фауны и монографическое ее описание. Пока мы не исключаем возможности датировать ее, как и ольховскую толщу, верхним плиоценом, поскольку эта датировка, на наш взгляд, более всего соответствует геологическим данным.

Диатомовая флора, как уже было указано выше, подтверждает плиоценовый возраст.

Собственно плейстоценовые отложения на полуострове Камчатского мыса и в районе озер Нерпичьего и Столбовского развиты менее широко, чем осадки плиоценового возраста.

В северо-западной части озера Нерпичьего и по восточному берегу озера Столбовского широко развита 100-метровая терраса. В настоящее время она сильно размыта и в северо-западной части озера сохранилась в виде слабо наклоненной останцово-равнины, рассеченной небольшими речными долинами (например, реки Тарховка и Беленькая), вдоль которых есть разрезы этой террасы. Здесь вскрываются в основном нижние горизонты ее толщи, сложенные хорошо окатанным песчано-гравийным материалом с многочисленными прослоями песчаных глин, алевролитов и песков. Строение этой террасы показано на рис. 40. На приведенных на этом рисунке разрезах отмечены прослойки тонко- и среднезернистых песков с большим количеством фауны. К сожалению, фауна имеет очень плохую сохранность и довольно однообразный состав. О. М. Петров здесь определил *Protothaca adamsi* (Reeve), *Macoma calcarea* (Gmelin), *M. brota* (Dall.), *M. incongrua* (Martens), *M. cf. balthica* (Linné), *M. nasuta* (Conrad), *Clinocardium californiens* (Deshayes), *Yoldia* ex gr. *hyperborea* (Loven.), *Mya* sp., *Cardita* sp., *Pecten* sp., *Balanus* sp.

Все перечисленные виды — ныне живущие, в основном бореальные или арктическо-бореальные. Ближе всего этот комплекс соответствует комплексу из нижней части пинакульской толщи Чукотки, которую О. М. Петров относит к нижнему плейстоцену и в которой отмечены ледниково-морские отложения. Для последних характерен комплекс с арктическими видами, которые впервые, по данным О. М. Петрова, в это время проникают в Берингово море с севера, из арктического бассейна. С пинакульской свитой сопоставляются также отложения 80—120-метровой террасы о. Карагинского, в составе которых имеются не только морские, но и ледниково-морские осадки. Здесь О. М. Петров собрал большое количество морских моллюсков, принадлежащих исключительно ныне живущим видам, среди которых имеются бореальные, арктическо-бореальные и арктические виды. Состав фауны аналогичен фауне максимальной фазы пинакульской трансгрессии Чукотки. На о. Карагинском не обнаружено, правда, аналогов нижней части пинакульских слоев, которая характеризуется несколько более теплыми условиями и бореальным комплексом фауны. Это объясняется, видимо, тем, что терраса 80—120 м абразионно-аккумулятивная и мощность ее отложений не более 40—60 м. Переходя к близкой по высоте 100-метровой террасе северо-западного берега озера Нерпичьего, необходимо

оговориться, что верхняя часть ее разреза не обнажена и мы можем говорить пока лишь о строении средней и нижней частей разреза слагающей ее толщи. В них не обнаружено ни арктических видов моллюсков, ни разностей осадков, которые можно было бы принять за ледниковые или ледниково-морские.

Данные спорово-пыльцевого анализа указывают на изменение климатических условий в сторону похолодания вверх по разрезу (табл. 14).

В обр. 69, взятом из нижней части разреза, получен достаточно выразительный спорово-пыльцевой спектр. Здесь резко преобладают ольха и береза. Среди последних отмечены *Betula* sp., *Betula* секции *Costatae*, *Betula* секции *Nanae*, *Betula* секции *Middendorffii*. Ольха составляет 61% всех встреченных древесных, а ольховник — 30% среди кустарниковых форм. Значительный процент составляет сосна (12%). В составе спор преобладают папоротниковые и плауновые. Все это, вместе с довольно разнообразным составом травянистых и кустарниковых форм, дает представление о растительности, близкой к современной.

Выше, в средней части толщи, только два образца содержали споры и пыльцу. Полученные спектры очень бедны, но все же дают возможность сделать некоторые выводы. Так в обр. 59 из средней части толщи

56% пыльцы принадлежит древесно-кустарниковым формам. Из них большая часть (194) относится к *Alnaster* и лишь в небольшом количестве (19 зерен) присутствует древесная ольха. В другом образце из верхов средней части разреза обнаружены только споры. Подобный состав спектров из средней части разреза может соответствовать, скорее всего, условиям каменистой кустарниковой тундры и свидетельствует, по-видимому, о начавшемся похолодании климата. Вполне вероятно, что они еще более резко проявились при отложении верхней, не обнаженной части разреза. Не исключена возможность, что в это время могло возникнуть оледенение, хотя для окончательного решения этого вопроса необходимо детальное изучение верхней части разреза морской 100-метровой террасы.

Во всяком случае, тот, довольно бедный комплекс фауны, который определен О. М. Петровым из отложений 100-метровой террасы в районе озер Нерпичьего и Столбовского, ближе всего к нижнему, бореальному комплексу пинакульской фауны Чукотки. Это позволяет относить 100-метровую террасу к нижнему плейстоцену, т. е. датировать ее так же, как и террасы близкого уровня на о. Карагинском и на Чукотке.

Существенно иную датировку морским отложениям 100-метровой

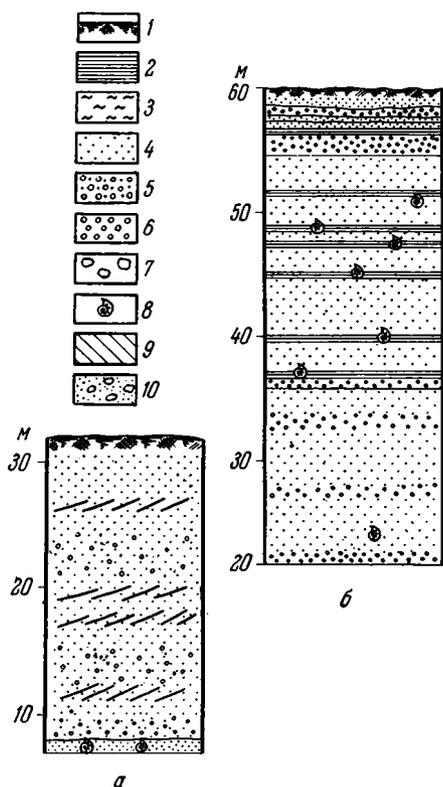


Рис. 40. Строение нижней (а) и средней (б) части 100-метровой морской террасы

- 1 — почва;
- 2 — глины;
- 3 — суглинки;
- 4 — пески;
- 5 — гравий;
- 6 — галечники;
- 7 — крупный галечник;
- 8 — фауна морских моллюсков;
- 9 — глины ольховской свиты;
- 10 — крупнообломочные породы ольховской свиты

Таблица 14

Общий список и количественные соотношения пыльцы и спор  
(из образцов) 100-метров морской террасы

Пыльца, споры	69		57		59	
	Число пыльцевых зерен	%	Число пыльцевых зерен	%	Число пыльцевых зерен	%
древесных пород и кустарников	174	45	85	24	213	56
травянистых растений и кустарников	169	43	91	25	28	7
Споры	46	12	185	51	139	36
Итого	389		361		380	

## Древесные

<i>Pinus</i> sp.	10	12	—	—	—	—
<i>Pinus</i> секции <i>Cembrae</i>	—	—	1	—	—	—
<i>Betula</i> sp.	19	22	2	—	—	—
<i>Alnus</i> sp.	50	61	15	—	19	—
<i>Betula</i> секции <i>Costatae</i>	4	5	3	—	—	—
<i>Betula</i> секции <i>Albae</i>	—	—	1	—	—	—
<i>Salix</i>	1	0,5	—	—	—	—
<i>Betula</i> секции <i>Nanae</i>	15	8	4	—	—	—
<i>Alnaster fruticosus</i>	53	30	62	—	194	—
<i>Betula Middendorffii</i>	18	12	—	—	—	—
<i>Myrica</i> sp.	4	2	—	—	—	—

## Травянистые

Ericaceae	2	1,5	35	—	7	—
Cyperaceae	23	14	10	—	—	—
Gramineae	84	50	2	—	—	—
Caryophyllaceae	7	4,5	—	—	1	—
Compositae	21	12,3	9	—	3	—
Неопределенные	8	5	6	—	4	—
Alismataceae	6	3,5	10	—	5	—
Leguminosae	6	3,5	—	—	—	—
<i>Artemisia</i>	8	5	4	—	7	—
Umbelliferae	2	1	3	—	—	—
<i>Thalictrum</i>	1	0,5	4	—	—	—
Polemoniaceae	1	0,5	—	—	—	—
Chenopodiaceae	—	—	2	—	—	—
Linaceae	—	—	1	—	—	—
<i>Epilobium</i>	—	—	4	—	1	—
Ranunculaceae	—	—	1	—	—	—

## Споры

<i>Sphagnum</i>	14	—	4	—	—	—
Filicales	18	—	81	—	105	—
<i>Lycopodium appressum</i>	9	—	—	—	—	—
<i>L. clavatum</i>	3	—	39	—	14	—
<i>L. annotinum</i>	2	—	15	—	5	—
<i>Lycopodium</i> sp.	—	—	42	—	15	—
<i>L. sitchense</i>	—	—	2	—	—	—
<i>L. pungens</i>	—	—	2	—	—	—

террасы дают В. В. Селиверстов, М. Ю. Хотин, М. Н. Шапиро (1966). Они относят ее к верхнему плейстоцену на том основании, что терраса не перекрыта ледниковыми отложениями покровного среднеплейстоценового оледенения. В отчете за 1967 г. указано, однако, что водно-ледниковые отложения сплошным плащом перекрывают 100-метровую террасу. Принимать их за флювиогляциальные шлейфы верхнеплейстоценового оледенения, как это делают авторы отчета, довольно трудно, так как по их собственным данным это оледенение было горнодолинным и, следовательно, не имело площадного распространения, а было приурочено только к долинам, которые явно врезаются в поверхность морской террасы. Прислонение этих водно-ледниковых, а вернее просто аллювиальных отложений, образовавшихся в результате таяния ледников, к 100-метровой морской террасе четко видно, например, по долине р. Беленькой.

В 12 км выше устья р. Беленькой по левому берегу последней прослеживается ряд разрезов, вскрывающих строение 20-метровой террасы, сложенной этим ледниковым аллювием и сохранившейся здесь в виде отдельных останцов с плоской поверхностью, шириной до 30—50 м. В разрезах террасы вскрыты валунно-галечниковые отложения, переслаивающиеся с тонкозернистыми песками и алевритами. Горизонты с крупными валунами и галькой имеют мощность в нижней части толщи 3—5 м, а песков и алевритов — до 50—70 см. Вверх по разрезу мощность валунно-галечниковых горизонтов уменьшается, и в верхней части разреза преобладают тонкие осадки. Валуны и галька слабо окатаны и плохо сортированы. Заполнителем служит разнозернистый песок и алеврит. Останцы этой террасы прислонены к морской террасе.

Исходя из этих соотношений, водно-ледниковые отложения, «...сплошным плащом перекрывающие высокую (100 м) морскую террасу...», скорее всего являются следами более древнего, покровного оледенения и наиболее вероятно, что на ее поверхности имеются и перемерзшие моренные отложения.

Итак, приведенные выше материалы заставляют нас считать, что только осадки покровного среднеплейстоценового оледенения перекрывают отложения морской 100-метровой террасы. Поэтому на основании находок фауны мы считаем возможным датировать толщу, слагающую эту террасу, нижним плейстоценом<sup>1</sup>.

Морские среднеплейстоценовые отложения в этом районе не установлены. Они не были обнаружены и геологами Усть-Камчатской партии Камчатского геологического управления при проведении площадной съемки крупного масштаба.

Интересно отметить, что на о. Карагинском, по данным О. М. Петрова, в отложениях 50—70-метровой террасы фауна не найдена. Она встречена лишь в береговых обрывах бухт Оссора и Карага. Здесь в террасах такого же уровня Петров проследил фациальный переход ледниково-морских отложений в ледниковые отложения покровного среднеплейстоценового оледенения. В ледниково-морских отложениях обнаружен богатый комплекс морских моллюсков. Раковины в этих отложениях имеют очень свежий облик, обычно с остатками эпидермиса. В составе фауны резко преобладает *Astarte borealis*. Общий предварительный список фауны следующий: *Astarte borealis*, *A. alaskensis*, *Portlandia arctica siliqua*, *Leda pernula*, *Mya pseudoarenaria*, *Tachyrhynchus erosus*, *Admete* sp., *Neptunea* sp., *Sipho* sp.

Стратиграфическое и геоморфологическое положение данных отложений и видовой состав фауны позволяют сопоставлять их с крестов-

<sup>1</sup> Заметим, что даже в случае сопоставления венчающих террасу водно-ледниковых осадков с верхнеплейстоценовым оледенением, возраст самих морских отложений террасы надо было бы признать более древним, доверхнеплейстоценовым.

ской свитой Чукотки, которая относится ко второй половине среднего плейстоцена.

Таким образом, ни в Усть-Камчатском, ни в Карагинском районах пока не установлено отложений, которые можно было бы отнести ко времени, непосредственно предшествовавшему максимальному среднеплейстоценовому оледенению и отделяющему его от похолодания конца нижнего плейстоцена. В этом отношении существенно дополняют картину данные по северной части Восточной Камчатки. Там к началу плейстоцена, по-видимому, относятся осадки, слагающие прибрежную равнину в заливе Корфа (Малаева и др., 1965). Эта равнина имеет высоту от 70 до 90 м, она сложена морскими и континентальными отложениями. Четвертичные осадки с размывом ложатся на эродированную поверхность отложений классической свиты, относимой к среднему плиоцену (Челебаева и др., 1966).

Отложения прибрежной равнины по литологическим, палеоботаническим и палеонтологическим данным четко разделяются на две пачки. Нижняя, мощностью до 20 м, сложена морскими голубовато-серыми глинами, супесями и суглинками с небольшими линзами песка и гравия и верхняя пачка, сложенная аллювиальными отложениями. Тесная связь спорово-пыльцевых спектров из обеих пачек не позволяет предполагать длительного перерыва между ними. В нижней части толщи были обнаружены морские моллюски, определенные О. М. Петровым как бореальные виды, живущие и в настоящее время в Беринговом море. Они характеризуют сублиторальную зону, возможно, с пониженной соленостью. Однако, как указывает О. М. Петров, малое количество раковин и фрагментарность находок делают подобное определение в известной степени предположительным. Палинологические данные Е. М. Малаевой (Малаева и др., 1965) свидетельствуют об изменении климатических условий в течение времени формирования этой толщи. В нижней ее части присутствует пыльца пихты и ели (до 10%). Вверх по разрезу количество пыльцы хвойных сначала уменьшается, а затем она совсем исчезает. Остается только пыльца сосны, но в самой верхней части разреза и она исчезает. По всему разрезу встречаются древовидные береза и ольха. Однако в несравнимо больших количествах присутствуют кустарниковые формы этих пород. Скорее всего они занимали значительные площади на склонах и в горах. Исчезновение в верхней части разреза всех древесных форм свидетельствует о похолодании. Авторы связывают его с приближением эпохи оледенения.

Из этих данных можно сделать вывод, что среднеплейстоценовому оледенению предшествовало значительное потепление климата.

В южной и северо-западной частях полуострова Камчатского мыса широко развиты верхнеплейстоценовые морские отложения. Они слагают две террасы высотой 25—30 и 17—20 м. Обе террасы морфологически хорошо выражены. Обе они в южной части полуострова абразионно-аккумулятивные. Как видно из рис. 41, высота цоколя 30-метровой террасы колеблется от 10 до 20 м. На этом участке в цоколе террасы выходят отложения ольховской свиты. В составе отложений 30-метровой террасы, в общем, преобладают гравийно-песчаные отложения, что можно видеть, например, в разрезе, расположенном в 1,5 км к юго-востоку от устья ручья Памятного. Ими сложена почти вся толщина, исключая четырехметровый слой песчаных глин с тонкими прослоями песка в средней части разреза. Разрез этой же террасы в 3 км к западу от устья ручья Стремительного построен значительно проще — нижняя треть сложена тонкими жирными голубовато-серыми вязкими глинами, а верхняя — крупными песками с значительной примесью гравия. В отложениях террас этого уровня обнаружено большое количество фауны.

Из рассмотрения рис. 41 видно, что фауна встречается как в глинах, так и в песчано-гравийных осадках в нижней, средней и верхней частях разрезов. Фауна была изучена О. М. Петровым, который определил следующие виды: *Macoma middendorffi* Dall., *M. incongrua* Martens, *M. brota* Dall., *M. balthica* Linné, *Mytilus edulis* Linne, *Mya elegans* (Eichw.), *M. priapus* Tilesius, *M. truncata* Linne, *M. truncata uddevalensis* Hancock, *Clinocardium californiensis* (Deshayes), *Astarte rollandi* (Bernardi), *Tellina lutea* Gray, *Serripes groenlandicus* (Bruguiere), *Pododermus macrochisma* (Deshayes), *Veneocardia crebricostata* Krause, *Thais lima* (Martyn), *Littorina squalida* Brod. et Sow., *Natica clausa* Brod. et Sow., *M. janthostoma* Deshayes, *Argobuccinum oregonense* (Redfield), *Pholadidea penita* (Conrad).

Все виды, определенные из этих отложений, — ныне живущие. В основном это бореальные формы. Наряду с видами, которые в настоящее время встречаются только в южной части Берингова моря (*Mya elegans*, *Tellina lutes*, *Thais lima*, *Littorina squalida*, *Natica janthostoma*, *Argobuccinum oregonense*), присутствуют и арктическо-бореальные виды (*Mya truncata truncata*, *M. truncata uddevalensis*, *Gomphina (Liocyma) fluctuosa*, *Serripes groenlandicus*, *Hiatella arctica*).

В общем же, комплекс фауны, обнаруженный в отложениях 30-метровой террасы, ближе всего к современному. В этих же отложениях были обнаружены следующие фораминиферы: *Elphodiella recens* (Stschedrina), *Elphodium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Criboelphidium goësi* (Stschedrina). И. М. Хорева, определившая эти виды, указывает, что аналогичные формы были встречены ею в отложениях 30-метровой террасы о. Карагинского и в валькатленских отложениях Чукотки. Как и комплекс моллюсков, комплекс фораминифер близок к современному, что позволило О. М. Петрову (1966) и И. М. Хоревой (Скиба, Хорева, 1966) сопоставлять осадки 30-метровой террасы о. Карагинского

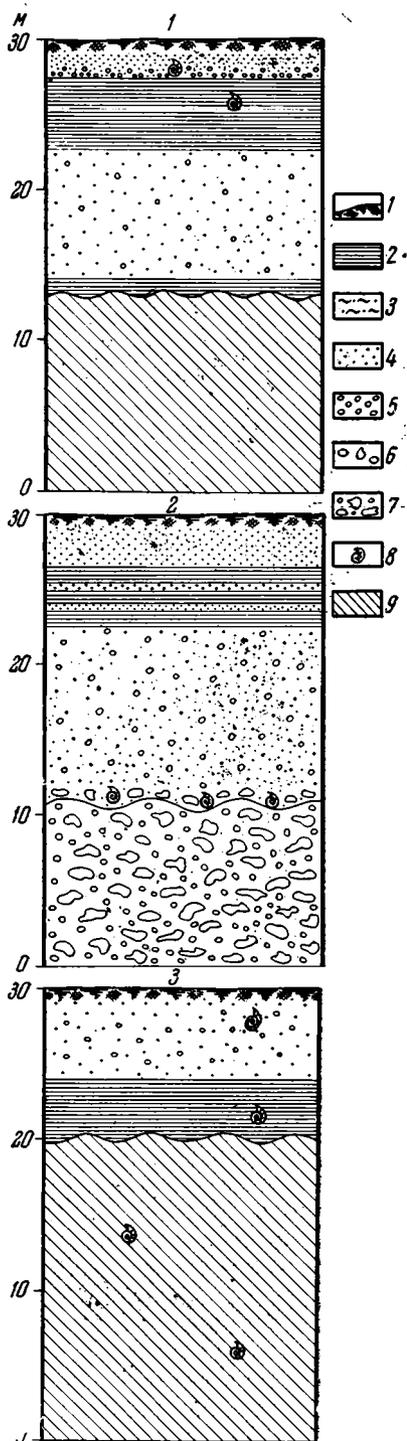


Рис. 41. Разрез 30-метровой террасы в устье ручья Памятного (1); разрез 30-метровой террасы в 1,5 км к юго-востоку от устья ручья Памятного (2); разрез 30-метровой террасы в 3 км к западу от устья ручья Стремительного (3)

1 — почва; 5 — гравий; 8 — фауна морских моллюсков;  
2 — глины; 6 — галечники;  
3 — суглинки; 7 — крупный галечник; 9 — глины ольховской свиты  
4 — пески;

и валькатленские слои Чукотки с казанцевским межледниковьем Сибири. Палинологический анализ также характеризует условия, близкие к современным. Как видно из табл. 15, в спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца древесных пород и споры. Пыльцы травянистых растений не более 15%. В составе древесных ведущую роль играют березы, в основном древовидной формы. Она составляет от 50 до 85% от всех древесных. В большом количестве встречается и ольха — от 11 до 43%. Кроме того, большой процент составляют кустарниковые виды этих пород — береза от 7 до 12%, а ольха — от 26 до 32%. Содержание сосны из секции *Сетбгае* не превышает 7%, ивы — от 0,5 до 5%. Отмечены единичные зерна *Pinus* sp., *Picea* sp., *Myrica*. Состав травянистых растений достаточно разнообразный, но преобладают *Artemisia*, *Compositae*, *Alismataceae* *Cyperaceae*. В составе спор безраздельно господствуют папоротниковые — от 72 до 92%. В небольшом количестве встречаются различные плауны. В современном составе растительности п-ва Камчатского мыса также резко преобладают береза и ольха. В долинах рек растут в основном древовидные формы этих пород, а на возвышенных участках — кустарниковые. Ни сосны, ни ели сейчас здесь не растут, и даже заросли кедрового стланика занимают ограниченные участки. Таким образом, видовой состав фауны и флоры свидетельствует об условиях, близких к современным или даже несколько более теплых, что и позволяет относить осадки 30-метровой террасы к межледниковью. Правильность такой датировки подтверждается соотношением рассматриваемых отложений с ледниковыми осадками.

20-метровая терраса по своему строению близка к 30-метровой, хотя и отделяется от нее четким уступом, хорошо выраженным в рельефе. Эта терраса также абразионно-аккумулятивная. На рис. 42, 43 показаны типичные ее разрезы. Цоколь террасы выработан либо в отложениях ольховской толщи (в устье р. Оленьей, рис. 43), либо лахтакской (рис. 42). В ее строении принимают участие как песчано-гравийные, так и глинистые осадки. Высота цоколя колеблется от 8 до 14 м. Как и в отложениях 30-метровой террасы, в 20-метровой обнаружен комплекс морских моллюсков, среди которых О. М. Петров определил следующие виды: *Macoma middendorffi* Dall., *M. incongrua*

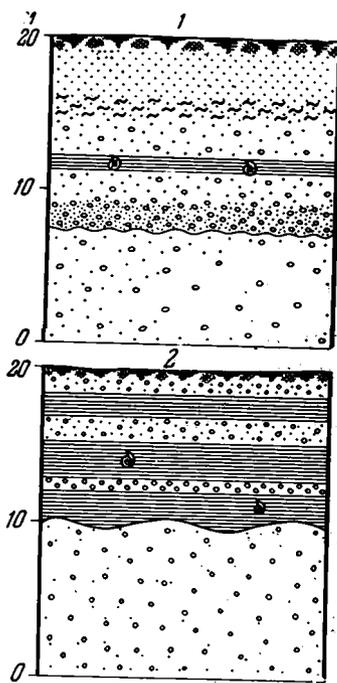


Рис. 42

Рис. 42. Разрез 20-метровой террасы (1) в 3,5 км к западу от устья р. Лахтак, разрез той же террасы (2) в 1,5 км к востоку от устья р. Лахтак

Условные обозначения см. на рис. 40

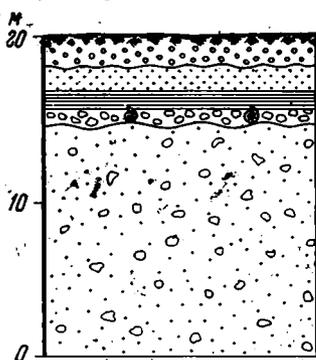


Рис. 43

Рис. 43. Разрез 20-метровой террасы в устье р. Оленьей

Условные обозначения см. на рис. 40

Таблица 15

Общий список и количественные соотношения пыльцы и спор  
(из образцов) 30-метровой морской террасы

Пыльца, споры	31		32		33		35	
	Число пылевых зерен	%	Число пылевых зерен	%	Число пылевых зерен	%	Число пылевых зерен	%
древесных пород и кустарников	236	58	167	44	165	51	136	45
травянистых растений и кустарников	50	12	53	15	58	15	29	9
Споры	119	30	153	41	113	34	138	46
Итого	405		373		339		303	
Древесные								
<i>Picea</i> sp.	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>Pinus</i> sp.	1	1	—	—	—	—	—	—
<i>Pinus</i> секции <i>Cembrae</i>	—	—	6	—	4	4	6	7
<i>Betula</i> секции <i>Cosifatae</i>	6	4	9	—	22	23	5	6
<i>Betula</i> секции <i>Albae</i>	40	30	18	—	26	27	22	28
<i>Betula</i> sp.	43	32	8	—	34	35	12	16
<i>Alnus</i> sp.	49	33	38	—	11	11	34	43
<i>Salix</i> sp.	1	0,5	4	—	8	5	5	3,5
<i>Myrica</i>	2	1	4	1	1	1	1	1
<i>Betula</i> секции <i>Nanae</i>	22	9	22	—	18	12	10	7
<i>Alnaster fruticosus</i>	72	32	57	—	42	26	41	30
Травянистые								
Ericaceae	—	—	1	—	3	—	—	—
<i>Artemisia</i>	20	—	6	—	10	—	6	—
Cyperaceae	8	—	6	—	3	—	4	—
<i>Ranunculus</i>	3	—	—	—	—	—	1	—
Compositae	12	—	11	—	15	—	3	—
Labiatae	1	—	—	—	—	—	—	—
Alismataceae	2	—	8	—	7	—	7	—
Неопределенные	3	—	11	—	5	—	5	—
<i>Rubus chamaemorus</i>	1	—	—	—	—	—	—	—
Ranunculaceae	1	—	—	—	—	—	1	—
<i>Thalictrum</i>	—	—	6	—	3	—	1	—
Gramineae	—	—	3	—	4	—	—	—
<i>Umbelliferae</i>	—	—	1	—	4	—	—	—
Caryophyllaceae	—	—	—	—	2	—	—	—
Leguminosae	—	—	—	—	1	—	—	—
Chenopodiaceae	—	—	—	—	—	—	1	—
Violaceae	—	—	—	—	—	—	1	—
Споры								
<i>Filicales</i>	90	76	112	73	100	92	100	72
<i>Lycopodium</i> sp.	19	7	2	1	2	1	5	4
<i>L. clavatum</i>	13	11	12	7	—	—	15	12
<i>L. appressum</i>	7	6	18	12	5	4,5	4	3
<i>L. sitchense</i>	—	—	3	2	—	—	—	—
<i>L. annotinum</i>	—	—	3	2	3	2,5	8	6
<i>Botrychium</i> sp.	—	—	2	1	—	—	—	—
<i>Ophyoglossum</i> sp.	—	—	1	1	—	—	3	2
<i>Sphagnum</i>	—	—	—	—	2	1	3	2

*Martens, Mytilus edulis* Linné, *Mya elegans* (Eichw.), *M. priapus* Tilesius, *Clinocardium coliforniensis* (Deshayes), *Astarte rollandi* Bernardi, *Tellina lutea* Gray, *Gomphina* (Gould.), *Vevericardia crebricostata* Krause, *Thais lima* (Martyn), *Neptunea beringiana cordata* (Dall), *Hiatella arctica* (Linne).

В общем, этот комплекс очень близок к комплексу, содержащемуся в отложениях 30-метровой террасы. Он также бореальный. И здесь нет никаких вымерших видов. Фауна имеет прекрасную сохранность. В разрезе 30-метровой террасы, в 1,5 км к востоку от устья р. Лахтак в синевато-серых глинах встречено массовое захоронение *Mytilus edulis* с сомкнутыми створками. Этот комплекс нельзя назвать ни более теплым, ни более холодным в сравнении с комплексом моллюсков из 30-метровой террасы. Здесь выпадают три вида арктическо-бореальных, но вместе с тем и нет трех видов, которые ныне не заходят в северную часть Берингова моря. Практически комплекс фауны, обнаруженной как в 30-, так и в 20-метровой террасах, следует считать единым и близким к современному. Спорово-пыльцевой спектр, полученный из отложений 20-метровой террасы, мало отличается от спектра из 30-метровой. В осадках 20-метровой террасы, как видно из табл. 16, преобладают споры, которые составляют от 43 до 81%. Среди древесных пород ведущее место занимают береза и ольха. Отмечены как древесные, так и кустарниковые виды, в очень небольшом количестве — *Pinus* секции *Cembrae* (4%), *Pinus* sp. (1%), *Picea* (1%), *Salix* (1,5%). Среди травянистых растений присутствуют *Cyperaceae*, *Alisma*, *Artemesia*, *Compositae* и др. Среди спор резко преобладают папоротниковые, составляющие от 63 до 85%. Кроме них, отмечены только плауны.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры, полученные из отложений 20-метровой террасы, как и комплекс фауны морских моллюсков, свидетельствуют об условиях, близких к современным. Ни по составу фауны, ни по характеру спорово-пыльцевых спектров они не отличаются от отложений 30-метровой террасы. По-видимому, промежуток времени, разделяющий обе террасы, был весьма непродолжительным и более низкая из них относится к концу того же межледникового. Вероятно, конец накопления толщи 20-метровой террасы совпадает с началом верхнеплейстоценового горнодолинного оледенения, на что указывают ее соотношения с ледниковыми и водноледниковыми отложениями.

Следы горнодолинного оледенения в виде достаточно четко выраженных в рельефе конечноморенных гряд сохранились в западной части полуострова. Они располагаются в предгорной части района и не выходят в депрессию озера Нерпичьего. Протяженность ледников, видимо, была незначительной, не превышала в самых крупных долинах 10—15 км, и они оканчивались в 7—10 км от побережья. Водно-ледниковые отложения принимают участие в строении 20-метровой террасы рек Белой и Ольховых — самой высокой террасы в долинах рек полуострова. Как и все более низкие террасы, она цокольная.

В долине р. Первой Ольховой 20-метровая терраса развита в средней части долины. В ее цоколе, высота которого 4—5 м, выходят синевато-серые плотные глины ольховской толщи. Выше залегает нормальный аллювий, представленный мелким и средним галечником с крупно- и среднезернистым песком. Гальки слабо и плохо окатаны. Осадки достаточно хорошо промыты и содержат небольшое количество глинистого материала. Слабо выражена горизонтальная слоистость. Мощность пачки около 8 м. На них резко, без видимого перехода ложатся валунно-галечниковые водно-ледниковые отложения. Размер валунов — 0,1—0,3 м, они плохо окатаны. Много щебня и крупной гальки. Заполнителем служит песчано-глинистый материал. Мощность этой пачки 7 м.

Таблица 16

Общий список и количественные соотношения пыльцы и спор  
(из образцов) 20-метровой морской террасы

Пыльца, споры	54		62		63	
	Число пыльцевых зерен	%	Число пыльцевых зерен	%	Число пыльцевых зерен	%
древесных пород и кустарников	127	44	101	28	27	14
травянистых растений и кустарников	32	11	104	29	8	5
Споры	132	45	143	43	149	81
Итого	291		358		184	

## Древесные

<i>Picea</i> sp.	1	1	—	—	—	—
<i>Pinus</i> sp.	1	1	—	—	—	—
<i>Pinus</i> секции <i>Cembrae</i>	3	4	2	—	—	—
<i>Betula</i> секции <i>Costatae</i>	12	15	2	—	—	—
<i>Betula</i> секции <i>Albae</i>	21	25	—	—	—	—
<i>Betula</i> sp.	15	18	13	—	—	—
<i>Alnus</i> sp.	30	36	22	—	—	—
<i>Salix</i>	2	1,5	1	—	—	—
<i>Betula</i> секции <i>Nanae</i>	7	5	8	—	—	—
<i>Alnaster fruticosus</i>	35	28	53	—	26	—

## Травянистые

Ericaceae	1	—	2	—	—	—
Cyperaceae	—	—	56	—	—	—
Leguminosae	1	—	2	—	—	—
<i>Alisma</i>	8	—	14	—	—	—
Compositae	3	—	7	—	—	—
Liliaceae	—	—	2	—	—	—
<i>Artemisia</i>	9	—	11	—	2	—
Rosaceae	—	—	1	—	—	—
Gramineae	—	—	4	—	1	—
Cruciferae	—	—	1	—	—	—
Iridaceae	—	—	1	—	—	—
Typhaceae	—	—	—	—	2	—
Caryophyllaceae	1	—	—	—	—	—
Umbelliferae	4	—	—	—	—	—
Polygonaceae	1	—	—	—	—	—
Неопределенные	4	—	3	—	2	—

## Споры

<i>Filicales</i>	112	85	98	70	93	63
<i>Lycopodium clavatum</i>	—	—	5	4	21	14
<i>Selaginella sibirica</i>	2	2	27	17	5	3
<i>Sphagnum</i>	—	—	3	2	2	1
<i>Lycopodium</i> sp.	9	7	7	5	11	8
<i>L. annotinum</i>	3	2	3	2	15	10
<i>L. appressum</i>	6	4	—	—	2	1

В южной и юго-западной частях п-ва Камчатского мыса, где развиты 30- и 20-метровые морские террасы, ледниковые отложения известны только в верховьях рек и ручьев. Так, в долине р. Оленьей они расположены в 6 км выше устья. Здесь они сохранились по бортам долины в виде беспорядочно расположенных холмов, высотой 10—15 м. В тех местах, где 20-метровая терраса расположена у устьев рек и ручьев, ее верхняя часть сложена водно-ледниковыми отложениями, аналогичными описанным в разрезах сопрягающейся с нею 20-метровой речной террасы. Это хорошо видно у устья р. Оленьей (рис. 42), в устье р. Лахтак (рис. 43).

Следы последней стадии верхнеплейстоценового оледенения развиты очень слабо. На п-ве Камчатского мыса ее следы в виде маломощных конечных морен можно наблюдать только в верховьях крупных долин (реки Белая, Первая Ольховая и др.). Вообще, ледниковые отложения в Усть-Камчатском районе развиты очень слабо. По-видимому, это объясняется двумя основными причинами — небольшими высотами и относительно высокими зимними температурами, которые были свойственны Тихоокеанскому побережью. Скорее всего именно этими причинами можно объяснить незначительные размеры верхнеплейстоценового оледенения, так как трудно предполагать недостаток влаги для этой территории.

Более низкие морские террасы, кроме современной, на территории Усть-Камчатского района не обнаружены. В Карагинском районе исследована 10—12-метровая терраса, развитая обычно в устьях рек. Характерная особенность этой террасы, как отмечают Л. А. Скиба и И. М. Хорева (1966), — большая мощность торфа в осадках террасы. Спорово-пыльцевой анализ из этих отложений показывает, что во время формирования террасы климатические условия были несколько теплее, чем современные. Растительность была представлена березовым редколесьем с подлеском из кедрового стланика или ольховника. В спорово-пыльцевых спектрах встречены единичные зерна пихты и ели. Л. А. Скиба и И. М. Хорева (1966) относят осадки 10—12-метровой террасы ко времени каргинского межледниковья.

Голоценовая морская терраса в Усть-Камчатском районе широко развита и имеет высоту от 3 до 5 м и сложена в основном среднезернистыми горизонтально-слоистыми хорошо сортированными песками. В приустьевых участках рек и ручьев в составе отложений преобладают гравийно-галечниковые накопления.

Таким образом, в районе Усть-Камчатска широко развиты морские отложения плиоценового и плейстоценового возраста. В плиоцене депрессия озер Нерпичьего и Столбовского, а также западная и юго-западная части п-ва Камчатского мыса находились ниже уровня моря. Чередование в разрезе ольховской свиты то более глубоководных, то более мелководных фаций свидетельствует о неустойчивом режиме бассейна.

В верхнем плиоцене, по-видимому, происходит относительное поднятие этой территории, так как лахтакская толща представлена мелководными и прибрежно-морскими фациями. Некоторое опускание в нижнем плейстоцене приводит к тому, что отложения 100-метровой террасы характеризуются более тонким составом осадков, чем нижележащие лахтакские. С конца нижнего плейстоцена начинается длительный этап континентального развития территории. Только небольшая трансгрессия в верхнем плейстоцене оставила свои следы в южной и юго-западной частях п-ва Камчатского мыса. Ею сформированы 30- и 20-метровые террасы, уступ между которыми свидетельствует, однако, о проявлении поднятий и в это время.

История развития восточной части п-ва Камчатского мыса существенно иная. Эта территория не покрывалась морем ни в плиоцене, ни в

плейстоцене. В течение плейстоцена она также переживает континентальный этап развития. Здесь, как и в восточной части Кронцового полуострова, отмечено большое количество абразионных уровней, не несущих морских отложений. Изучение этих абразионных уровней, предпринятое О. А. Брайцевой, И. С. Евтеевой, Е. Г. Лупикиной и И. В. Мелекесцевым (1966) на Кронцовом полуострове и в южной части побережья Камчатского залива, показало, что, как правило, на них залегают континентальные отложения разного генезиса. Отсутствие морских отложений с фауной моллюсков делает все выводы о возрасте абразионных уровней весьма неубедительными. Неопределенность датировок не позволяет с уверенностью говорить и о скорости неотектонических поднятий, так что можно констатировать только общую направленность движений.

Отсутствие в восточной части п-ва Камчатского мыса неогеновых морских отложений не исключает предположения, что высокие абразионные уровни (200, 400, 600, 800 м) могут быть более древними, чем плейстоценовые. Однако это предположение пока не подкреплено достаточно надежными доказательствами. В настоящее время обоснованная корреляция подобных абразионных уровней вообще вряд ли возможна даже на таких сравнительно небольших территориях как Восточная Камчатка, так как скорости неотектонических поднятий для разных районов могут быть весьма разными.

Обратимся к ходу климатических колебаний в течение плейстоцена в Усть-Камчатском районе. Следует, однако, подчеркнуть, что в настоящее время восстановить их достаточно сложно. Во-первых, здесь нет полного разреза плейстоценовых отложений, во-вторых, данные спорово-пыльцевого анализа, которые помогают достаточно полно восстанавливать климатические условия территории, пока еще столь малочисленны, что не позволяют проследить непрерывно историю смены растительности в течение плейстоцена, а характеризуют только отдельные ее этапы. Поэтому при анализе климатических условий плейстоцена мы вынуждены в основном опираться на данные по ледниковым отложениям и фауне моллюсков.

Климатические условия в плиоцене, во всяком случае в верхнем, были достаточно прохладными. Значительный процент арктическо-бореальных форм моллюсков, обнаруженных в фауне ольховской и лахтакской толщ, позволяет определенно говорить о климате, близком к современному. В фауне отсутствуют южнобореальные формы, которые позволяли бы предполагать теплые условия, резко отличающиеся от современных. Скорее всего, постепенное похолодание, начавшееся задолго до начала плейстоцена, приводит к тому, что уже в верхнем плиоцене климатические условия становятся близкими к современным. Климат, близкий к современному, характерен и для нижнего плейстоцена, во всяком случае для его начала. Уже к середине намечается похолодание, которое, возможно, заканчивается оледенением. С уверенностью об этом для Усть-Камчатского района говорить нельзя, так как верхняя часть осадков нижнего плейстоцена пока не исследована. Ледниково-морские отложения нижнего плейстоцена отмечены в 80—120-метровой террасе о. Карагинского.

Неизвестны в Усть-Камчатском районе и отложения, которые можно было бы отнести к первой половине среднего плейстоцена. Вторая его половина определенно характеризуется ледниковыми условиями. Ледники были широко развиты в районе Столбовских хребтов, где сохранились в виде морен, перекрывающих осадки нижнего плейстоцена. Оледенение было явно покровным, на что указывает широкое площадное распространение ледниковых отложений. Это оледенение развивалось в континентальных условиях, поскольку ни морских, ни леднико-

во-морских отложений среднего плейстоцена в этом районе не отмечено. Похолодание во второй половине среднего плейстоцена было, по-видимому, настолько сильным, что даже в районе с очень небольшими высотами (редко превышающие 500 м) возникали ледники. Ледниково-морские отложения изучены О. М. Петровым в районе бухт Карага и Оссора. Комплекс фауны из этих отложений аналогичен крестовскому комплексу Чукотки. На этом основании О. М. Петров 50—70-метровую террасу бухт Карага и Оссора относит к среднему плейстоцену.

Начало верхнего плейстоцена характеризуется гораздо более теплыми условиями. Об этом свидетельствует состав морской фауны, в которой преобладают бореальные виды, составляющие более 60%. Остальные виды — арктическо-бореальные, а арктические виды отсутствуют. Состав фауны близок к современному комплексу моллюсков, обитающих в Беринговом и Охотском морях.

По спорово-пыльцевым спектрам можно также говорить об условиях, близких к современным. В составе древесных резко преобладают береза и ольха с незначительной примесью сосны и ели.

К этому же времени относится 25—30-метровая терраса о. Карагинского. О более теплых, чем современные, условиях ее формирования свидетельствуют данные по морским моллюскам, фораминиферам и спорово-пыльцевым спектрам (Скиба, Хорева, 1966).

Верхнеплейстоценовое оледенение имело весьма скромные размеры. Если ледники первой максимальной фазы продвигались по самым крупным долинам на 10—12 км, то вторая фаза была совсем незначительной по своим размерам. Ледники имели длину 3—5 км и оставили в верховьях долин маломощные моренные гряды, не превышающие в высоту первого десятка метров.

Материалы, которые приводят Л. А. Скиба и И. М. Хорева (1966) по о. Карагинскому, свидетельствуют о самостоятельности двух оледенений в верхнем плейстоцене. Отложения 10—12-метровой террасы, которые они относят ко времени каргинского межледниковья, характеризуют условия достаточно теплые, более теплые, чем современные.

Климатические условия в голоцене близки к современным. Анализ спорово-пыльцевых данных по голоценовым отложениям высокой поймы р. Камчатки в ее приустьевом участке не дает оснований говорить о значительном потеплении во время климатического оптимума. Скорее идет постепенное потепление от холодных ледниковых условий конца верхнего плейстоцена до современных условий.

Таким образом, на Восточной Камчатке, в Усть-Камчатском и Карагинском районах широко развиты морские плиоценовые, плейстоценовые и голоценовые отложения, достаточно полно охарактеризованные фауной моллюсков. Детальные палеонтологические исследования ольховской и лахтакской толщ будут иметь важное значение для решения такой сложной проблемы, как граница между плиоценом и плейстоценом для громадной территории Дальнего Востока.

## ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Сопоставление плейстоценовых отложений Центральной и Восточной (прибрежной) Камчатки позволяет выявить специфику проявления климатических колебаний, оледенений и вообще основных черт истории океанического побережья, с одной стороны, и внутренних районов полуострова, с другой.

Палеоклиматический критерий кладется в основу как дальних корреляций, так и дробного стратиграфического расчленения четвертичных отложений. Он же остается пока и единственно возможным критерием сопоставления морских и континентальных отложений Камчатки, так как имеющиеся разрезы не позволяют наблюдать непосредственных взаимоотношений этих толщ.

Прежде чем перейти к таким сопоставлениям, необходимо, однако, осветить основные особенности современного климата Центральной и Восточной Камчатки. Это важно потому, что при интерпретации палеоклиматов мы, как правило, основываемся на сопоставлении их с современными для данной территории.

Климат Камчатки весьма своеобразен. Он отличается как от муссонного климата Приморья, так и от океанического климата Курильских и Алеутских островов. Особенности климата обусловлены сложной циркуляцией атмосферы (Алисов, 1956; Занина, 1958; Цвид, 1960). Основные определяющие факторы следующие. Во-первых, зональная циркуляция атмосферы умеренных широт. Ее влияние усиливается алеутским минимумом. Во-вторых, муссонная циркуляция (восточноазиатские муссоны).

На Камчатке больше выражен летний муссон, тогда как зимний нарушается частыми циклонами, которые приходят главным образом из Японии и двигаются вдоль восточного и реже западного побережий. Прохождение их сопровождается снегопадами, сильными ветрами и повышением температуры (Агаркова, 1960).

Вообще для Камчатки характерна значительная облачность. Л. С. Берг (1938) считал ее одним из самых облачных мест в северном полушарии.

В общем муссонность климата увеличивается по направлению к северу, к югу климат становится более океаническим. Местная циркуляция обусловлена в основном рельефом полуострова. Температурный режим в различных частях полуострова различен. Восточное побережье теплее западного. Центральная Камчатка по суровости климата напоминает континентальные районы Восточной Сибири. Горные хребты защищают этот район от морских ветров, чем и обуславливают континентальность его климата. А. П. Кацыка (1968) указывает, что средняя температура двух зимних месяцев в долине р. Камчатки на 11—14° ниже, чем на восточном побережье, и на 5—7° ниже, чем на западном. Летом эта разница температур в 2—3 раза меньше.

В зимнее время восточные районы находятся в основном под влиянием алеутского минимума, летом решающее значение приобретает область высокого давления, располагающаяся в северной части Тихого океана и Берингова моря. Среднее годовое количество осадков колеблется от 500 мм на севере до 1100 мм на юге. Средняя температура самого холодного месяца, февраля, здесь от  $-14$  до  $-10^{\circ}$ . Минимальные температуры  $-25$ ,  $-27^{\circ}$ . Средняя температура самого теплого месяца, августа  $+11$ ,  $+13,5^{\circ}$ , максимальная  $+28$ ,  $+30^{\circ}$ .

Климат Центральной Камчатки, как уже отмечалось, резко отличается от прибрежных районов. Средняя температура самого холодного месяца, января.  $-21^{\circ}$ , а минимальные температуры достигают  $-50$  —  $-57^{\circ}$ . Лето здесь значительно более теплое. Максимум летних температур достигает  $+30$ ,  $34^{\circ}$ . Количество осадков  $-350-450$  мм, т. е. в два раза меньше, чем на восточном побережье. Вегетационный период здесь самый длительный на Камчатке — около трех месяцев.

Таким образом, климатические условия Центральной и Восточной Камчатки существенно отличаются. Для Восточной Камчатки характерно большое количество осадков, низкие летние и относительно высокие зимние температуры, для Центральной Камчатки — умеренное количество осадков, высокие летние и очень низкие зимние температуры. Эта разница в климатических условиях Восточной и Центральной Камчатки несомненно была и в плейстоцене. И хотя неполнота разрезов морских отложений Восточной Камчатки и минимальное количество спорово-пыльцевых данных не позволяют провести достаточно детальное сравнение обеих территорий, но некоторые признаки различий их климата можно подметить и на основании имеющихся уже сейчас материалов.

К сожалению, в настоящее время не представляется возможным выяснить особенности обстановки этих территорий в верхнем плиоцене. Это связано с тем, что к отложениям этого времени в Центральной Камчатке относится нижняя часть толщи плато-эффузивов, еще очень плохо охарактеризованная палеоботанически. Несколько образцов, изученных методом спорово-пыльцевого анализа из толщи плато-эффузивов, точнее, прослоев заключенных в них осадочных пород, отражают распространение в горных районах растительности четвертичного облика (Боярская, Малаева, 1967), близкой к современной. Это дает право предполагать, что уже к верхнему плиоцену растительность всей Камчатки приобретает современный облик, однако, она, вероятно, имела какие-то своеобразные черты, о которых сейчас судить невозможно. Осадки, относимые к верхнему плиоцену на Восточной Камчатке, не восполняют этого пробела, поскольку они просто еще не изучались с этой точки зрения. Есть все основания надеяться, что в ближайшее время этот пробел будет восполнен геологами Камчатского геологического управления.

В настоящее время о климате восточнокамчатского побережья в верхнем плиоцене можно отчасти судить по фауне морских моллюсков из ольховской и лахтакской толщ, состав которой заставляет предполагать условия, более или менее близкие к современным, хотя и не исключает достаточно существенных отличий от них. Более определенные данные можно получить только после того, как эта фауна будет монографически обработана и описана. В настоящее время близкая по составу фауна известна только на Аляске в отложениях берингийской и анвильской трансгрессий (Голкинс, 1965). В этих фаунах примерно одинаково соотношение бореальных и арктических видов, т. е. видов, которые позволяют восстановить палеогеографические особенности бассейнов. В этом отношении арктическо-бореальные виды имеют гораздо меньшую ценность ввиду широкого географического распространения. Ископаемая пыльца и древесина из берингийских и анвильских отложений указыва-

ют на климатические условия, более теплые, чем современные. Это позволяет, правда, весьма предположительно говорить, что и на Камчатке, за исключением внутренних горных районов, во всяком случае в конце верхнего плиоцена, климатические условия были несколько теплее современных.

В течение нижнего плейстоцена как на Центральной, так и на Восточной Камчатке происходят существенные изменения климата. Если в первой половине нижнего плейстоцена на Центральной Камчатке климатические условия были все еще явно теплее современных, то во второй его половине происходит похолодание. Климатические условия становятся несколько холоднее современных. Однако по характеру растительности (светлохвойная тайга), даже во время накопления самых верхних горизонтов толщи синих глин, можно допускать только небольшое горное оледенение, если только не предполагать более резкого похолодания, падающего на время перерыва между толщиной синих глин и большеярским аллювием.

На Восточной Камчатке климатические условия в нижнем плейстоцене иные. У нас пока, правда, имеются очень ограниченные данные по спорово-пыльцевым анализам из нижнеплейстоценовых отложений Усть-Камчатского района, но и на их основании можно предполагать, что климат здесь тогда был более холодный. Уже в средней части толщи 100-метровой террасы наблюдается полное исчезновение древесной растительности, представленной и перед этим в основном только мелколиственными породами (береза и ольха) с небольшой примесью хвойных (сосна и ель).

Материалы О. П. Петрова по о. Карагинскому свидетельствуют о развитии во второй половине нижнего плейстоцена оледенения, которое совпадало с трансгрессией и оставило толщу ледниково-морских осадков. Широкое развитие нижнеплейстоценового оледенения нельзя пока подтвердить материалами по Усть-Камчатскому району, так как верхняя часть 100-метровой террасы здесь не обнажена. Однако уже в более низких частях разреза, как мы видели, констатируются признаки резкого похолодания. Пока это трудно увязывается с данными по депрессии. Как уже было отмечено выше, в течение нижнего плейстоцена Центральной Камчатской депрессия, по-видимому, продолжалась на север в северную часть п-ова Озерного и была отделена от моря небольшой перемычкой, через которую во время приливов в озерный бассейн попадали морские воды. Подтверждением этому служат единичные морские диатомеи, обнаруженные в составе диатомовой флоры толщи синих глин. Если в это время даже на сравнительно небольших возвышенностях Восточной Камчатки было широко развито оледенение (самые высокие абсолютные отметки на о. Карагинском достигают 900—1000 м, тогда как средние высоты колеблются от 200 до 500—600 м), то трудно представить, что оно так мало сказалось на литологическом облике осадков и климатических условиях Центральной Камчатки, зафиксированных в спорово-пыльцевых спектрах верхнего горизонта синих глин.

Допускать, что климат океанического побережья в это время был намного холоднее, чем во внутренних частях полуострова, также крайне трудно, ибо подобная климатическая инверсия по отношению к современным условиям вряд ли может быть обоснована какими-либо палеогеографическими построениями. Можно высказать в связи с этим два предположения. Первое заключается в том, что изученные до сих пор разрезы Центральной Камчатской депрессии недостаточно полны, и в них отсутствуют самые верхние горизонты нижнего плейстоцена, отвечающие максимуму похолодания климата. Поскольку кровля толщи синих глин в существующих обнажениях всегда в той или иной степени эродирована, это допущение имеет под собой известное основание. Второе

предположение заключается в том, что присутствие в морских нижнеплейстоценовых отложениях о. Карагинского мореноподобных разностей можно объяснить приносом плавающими льдами из северных районов, где оледенение подтверждается всеми данными (и фауной, и спорово-пыльцевыми спектрами, и диатомовой флорой). Для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования как в Усть-Камчатском, так и в Карагинском районах. Осадки этого времени пока неизвестны как на Западной (Гептнер, 1968), так и на Северной Камчатке (Боярская, Малаева, 1967).

Таким образом, в нижнем плейстоцене происходят существенные климатические колебания, которые более резко выявляются на материале Восточной Камчатки. Возможно, это объясняется тем, что морские течения приносили сюда холодные воды, влияние которых сказывалось особенно сильно именно в прибрежной зоне, существенно усиливая общее похолодание, наступившее во второй половине нижнего плейстоцена, но не приведшее еще к значительному оледенению в средних широтах в целом. Данные по Карагинскому и Усть-Камчатскому районам определенно свидетельствуют о совпадении в нижнем плейстоцене трансгрессии с похолоданием климата и оледенением отдельных районов.

Климатические колебания в среднем плейстоцене очень резки. В Центральной Камчатке потепление начала среднего плейстоцена было значительным и, судя по растительности, привело к установлению условий, близких к нижнему плейстоцену. О климатических условиях первой половины среднего плейстоцена Восточной Камчатки можно судить по приведенным выше данным по северу Восточной Камчатки.

Как мы видели, разрез толщи прибрежной равнины залива Корфа указывает на потепление климата в это время.

К первой половине среднего плейстоцена относятся и осадки, выделенные Е. М. Малаевой (1965; Боярская, Малаева, 1967) в районе бассейна р. Рекиники в терригенно-осадочную толщу. В сравнении с корфским разрезом здесь значительно больше ели, которая составляет в нижней части толщи до 50%. Пихта не превышает 1—3%. Возможно, это связано с местными условиями рельефа — более широким развитием равнинных участков. Пихта вообще более требовательна к теплу, чем ель, и присутствие пыльцы пихты в разрезах Корфа и Рекиник в одинаковых количествах не дает оснований предполагать для района Корфа более холодных условий на том основании, что здесь значительно ниже процент ели. Как и в заливе Корфа, в бассейне р. Рекиники, кроме ели, пихты и сосны, в небольшом количестве встречена пыльца древовидной ольхи и березы. Но и здесь очень много их кустарниковых форм (20—40%), а в верхней части разреза, где постепенно исчезают и пихта, и ель, а затем и сосна, кустарниковые формы резко преобладают.

Таким образом, климатические условия первой половины среднего плейстоцена были теплее современных на всей территории Камчатки.

Вторая половина среднего плейстоцена характеризуется резким похолоданием и широким развитием оледенения, которое было максимальным по своим размерам как для Центральной, так и для Восточной Камчатки. Оледенение было полупокровным, и ледники проникали в центральные части депрессии, где сохранились в разрезах в виде морен и флювиогляциальных галечников. Ледники этого времени покрывали не только значительные площади Западной Камчатки, но частично и территорию, занятую в настоящее время Охотским морем. Следы этих ледников, судя по данным Л. И. Лапшина (1963), прослеживаются в юго-западной части Охотского моря. Широко развиты ледниковые отложения среднеплейстоценового оледенения и на Восточной Камчатке.

Материалы по Карагинскому району определенно свидетельствуют о совпадении по времени трансгрессии и оледенения. В Усть-Камчатском

районе оледенение развивается в континентальных условиях. Это еще раз подчеркивает, что совпадение трансгрессий и оледенений в каждом отдельном районе Камчатки определяется в основном ходом тектонических движений, во всяком случае их влияние здесь явно решающее в сравнении с эвстатическими колебаниями. На территории Камчатки выделяется пока только одно среднелейстоценовое оледенение, которое не удается разделить ни на самостоятельные оледенения, ни даже на стадии.

Потепление в начале верхнего плейстоцена (крутоярское время) четко фиксируется в обеих зонах. И в Центральной Камчатке, и в восточных ее частях климатические условия вновь становятся теплее современных. Непосредственное сопоставление растительности этого времени показывает, что для районов Центральной и Восточной Камчатки она резко отличается. Уже с верхнего плиоцена Центральная Камчатская депрессия представляла собой замкнутую котловину. По мере роста окружающих ее хребтов возрастала континентальность климата, происходило повышение летних и понижение зимних температур. Это способствовало развитию здесь в крутоярское время темнохвойной тайги из ели и пихты. Наоборот, достаточно низкие летние температуры, кратковременность вегетационного периода и неблагоприятное влияние сильных ветров ограничивает распространение ели и особенно пихты в прибрежных районах Камчатки (Боярская, Малаева, 1967). Широкое развитие каменноберезняков на побережье объясняется, по В. Г. Туркову и В. А. Шамшину (1963), тем, что, хотя они и близки по своим экологическим условиям к темнохвойным лесам, но отличаются значительно меньшей требовательностью к теплу (сумма температур за вегетационный период).

Отложения, относимые к крутоярскому межледниковью, известны на Западной и Северной Камчатке. На Западной Камчатке они слагают нижнюю часть второй террасы р. Типиль (Гептнер и др., 1965). Здесь в это время отмечается развитие березово-ольховых лесов с участием темнохвойной тайги из ели и пихты. Более прохладные, в сравнении с центральным районом, климатические условия были на Северной Камчатке. По данным Е. М. Малаевой (Боярская, Малаева, 1967), этому времени там отвечает толща покровных галечников. В ней выделяются два горизонта. Спорово-пыльцевые комплексы из нижнего горизонта характеризуют межледниковые условия. Для нижнего горизонта выделено снизу вверх три типа спектров. В самом нижнем преобладает пыльца травянистых растений и спор. Среди древесных встречены береза, ольха и ольховник. Из хвойных есть ель (до 10%), сосна секции *Сembrae* (10—20%) и единично пихта. В среднем комплексе преобладают древесно-кустарниковые породы. Здесь отмечена пыльца сосны секции *Сembrae* (30—45%), сосны обыкновенной (10—40%). Ольха, ольховник и кустарниковая береза присутствуют в одинаковых количествах (10—20%). Верхний комплекс характеризуется изменением в составе древесно-кустарниковой пыльцы. Исчезает сосна обыкновенная, вновь появляется ель (до 5%), древовидная береза (10—15%) и ольха (до 10%), но господствуют все же кустарниковые формы ольхи и березы (до 70%). Верхний горизонт характеризуется обедненным составом пыльцы и спор, преобладанием кустарниковой березки и ольховника и отсутствием пыльцы ели и сосны обыкновенной.

Таким образом, во время оптимума крутоярского межледниковья климатические условия на всей Камчатке были более теплыми, чем современные. Как и в настоящее время, более холодные условия отмечаются для Северной и Восточной Камчатки. Несколько более теплые они на западе и самые теплые на Центральной Камчатке. Следовательно, можно говорить, что климатические отличия, характерные для разных

районов Камчатки в настоящее время, существовали уже в верхнем плейстоцене. Следы верхнеплейстоценового оледенения отмечены в обоих районах. Незначительные размеры долинных ледников на Восточной Камчатке, по-видимому, связаны с небольшими высотами и относительно высокими зимними температурами. В Центральной Камчатке, наоборот, это оледенение имеет широкое распространение, и ледники выходят за пределы гор, занимая значительные площади в предгорьях и образуя иногда ледники подножий.

Материалы, имеющиеся в настоящее время по Центральной Камчатке, позволяют выделять две стадии в верхнеплейстоценовом оледенении, так как пока еще не удалось обнаружить осадки, которые можно было бы принять за межледниковые. Однако на Восточной Камчатке самостоятельность двух оледенений в верхнем плейстоцене можно считать доказанной. По данным Л. А. Скиба и И. М. Хоревой (1966), 10—12-метровая терраса о. Карагинского обычно развита в устьях рек и прислоняется к 25—30-метровой морской террасе. Эта последняя на основании находок фауны морских моллюсков, микрофауны и данных спорово-пыльцевого анализа относится к казанцевскому межледниковью. 25—30-метровая терраса перекрыта ледниковыми образованиями первого верхнеплейстоценового оледенения, которые связаны непосредственными переходами с сохранившимися грядами конечных морен у подножий гор. Это оледенение имело здесь, вероятно, локальный характер и было приурочено лишь к самым высоким горным массивам.

В отложениях 10—12-метровой террасы о. Карагинского обнаружены спорово-пыльцевые спектры, указывающие на климатические условия более теплые, чем современные. Растительность того времени была представлена березовым редколесьем с подлеском из кедрового стланика или ольховника. В спектре отмечены единичные зерна ели и пихты. Авторы считают возможным относить осадки 10—12-метровой террасы о. Карагинского ко времени каргинского межледниковья.

Если это потепление установлено на Восточной Камчатке, где все климатические колебания проявляются менее четко, то оно не могло не проявиться в центральных районах полуострова. Поэтому двукратное оледенение в верхнем плейстоцене представляется наиболее вероятным, хотя для окончательного решения проблемы, конечно, необходимо провести детальные дополнительные исследования.

Существенных климатических колебаний в голоцене пока не устанавливается. Спорово-пыльцевые спектры показывают постепенное изменение климатических условий от очень холодных конца верхнего плейстоцена до современных. Климатический оптимум голоцена характеризуется лишь как этап умеренного торфообразования с накоплением торфяников до 1,5—3 м. Таким образом, есть основания думать, что это время на Камчатке отличалось не столько потеплением, сколько увлажнением климата.

Итак, сравнение центральных, внутренних, частей Камчатки с восточными, прибрежными, ее районами показывает, что общие периодические колебания климата в плейстоцене по-разному проявились на этих территориях. В общем, климатические условия Восточной Камчатки в течение всего плейстоцена были несколько холоднее, что объясняется непосредственным влиянием океана. Потепления, как и похолодания, в течение плейстоцена были менее резко выражены, чем в центральных районах. Для Центральной Камчатки характерно в течение плейстоцена постепенное нарастание континентальности климата, который к настоящему времени близок климату Восточной Сибири.

При изучении такой территории, как Камчатка, естественно возникает вопрос о влиянии вулканизма на оледенение и на ход климатических колебаний вообще. В этой проблеме следует различать три аспекта.

Во-первых, какова роль вулканизма как определяющего фактора в возникновении оледенения? В настоящее время почти все исследователи отвечают отрицательно на этот вопрос. Ч. Эмилиани (1966) при этом исходит из того, что нет оснований предполагать периодичность эндогенных процессов, тогда как такая периодичность для оледенений в плейстоцене доказана. Г. Пласс (1966) указывает, что теоретически нужно несколько миллионов лет для того, чтобы оледенение, следующее за периодом интенсивного горообразования и вулканизма, достигло значительных размеров.

Во-вторых, вопрос о влиянии вулканизма на общий ход климатических колебаний. Исследования последних лет показали, что «... большая часть случайных нарушений в целом весьма регулярных долгосрочных изменений средней глобальной температуры может быть отнесена за счет вулканической деятельности» (Митчелл, 1966, стр. 100). Ф. Фейрбридж (1966) также указывает, что вулканическая пыль, по-видимому, сказывается на средних планетарных температурах, но ее воздействие весьма преходящее.

В-третьих, следует иметь в виду, и это, пожалуй, главное для таких районов, как Камчатка, что многие вулканы — самые высокие горные сооружения. Естественно поэтому, что они и стали крупными центрами современного оледенения и можно думать, что так было и в плейстоцене.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ И ДРУГИХ РАЙОНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Изучение плейстоценовых отложений Центральной и Восточной Камчатки позволило выявить специфику развития этих территорий в течение четвертичного периода. Расчленение и корреляция этих толщ проведена на основании применения комплексной методики, дающей наиболее обоснованные результаты при изучении четвертичных отложений. Эта методика в принципе позволяет коррелировать и территории, значительно удаленные одна от другой. Однако при такой корреляции неизбежно возникает и ряд трудностей. Они, прежде всего, связаны с ограниченными возможностями использования палеонтологических методов. Не для всех районов известны палеонтологические находки. При изучении континентальных отложений только нахождение целого комплекса наземных млекопитающих, включающих определенные руководящие формы, позволяет достаточно уверенно датировать вмещающие их слои. Чаще известны, однако, лишь находки отдельных не руководящих форм, что не позволяет делать определенных выводов о возрасте отложений. Единичные находки остатков млекопитающих в плейстоценовых отложениях Центральной Камчатки позволяют коррелировать некоторые их горизонты с районами Сибири, тогда как аналогичные находки пока не известны в континентальных отложениях ни Чукотки, ни Корякской горной области, ни на Курилах, ни на Сахалине.

Широко развиты на Дальнем Востоке морские плейстоценовые отложения. Детальные исследования О. М. Петрова (1966) на Чукотке показали, однако, что фауна открытых морских бассейнов мало пригодна для разработки дробной стратиграфии плейстоценовых отложений, так как степень эволюционного развития морских моллюсков в плейстоцене не выходит за рамки смены низших таксономических рангов — вида, подвида, варьета. Поэтому в основу стратиграфии плейстоценовых морских отложений положена смена по разрезу различных комплексов, отражающих изменения экологических условий, связанных с климатическими изменениями. Это, естественно, затрудняет сопоставление отдельных далеко удаленных одна от другой морских террас даже в том случае, если слагающие их отложения достаточно полно охарактеризованы фауной моллюсков, и превращает, по существу, собственно биостратиграфическую корреляцию в корреляцию палеоклиматическую.

Точно так же обстоит дело и с палеофлористическими методами, из которых в применении к четвертичным отложениям широко используется, собственно говоря, только палинологический анализ. Его данные в основном являются средством восстановления хода колебаний климата, которые затем уже используются в целях стратиграфических сопоставлений.

Таким образом, можно совершенно определенно говорить, что палеоклиматический критерий — ведущий при разработке стратиграфии четвертичных как континентальных, так и морских отложений Дальнего

Востока. Однако и здесь существуют определенные трудности. Общая слабая изученность плейстоценовых отложений Дальнего Востока не позволяет пока выявить особенности каждого межледникового и ледникового этапов. Если для Европейской части Союза (Гричук, 1961; Москвитин, 1950) и частично для Сибири (Гитерман, 1963; Гитерман и др., 1963; Голубева, Равский, 1964) установлена почти для каждого межледникового определенная смена растительных ассоциаций во времени, то для таких районов Дальнего Востока, как Камчатка, межледниковые отложения вообще впервые были установлены только в 1963 г. (Куприна, Скиба, 1964), а в Корякской горной стране они и до сих пор не известны. Поэтому нахождение в осадках теплых спорово-пыльцевых спектров не дает пока еще права относить их к какому-то определенному межледниковью. Ледниковые отложения на Дальнем Востоке также слабо изучены. В различных районах выделяется (Дегтяренко, 1961, 1963) от одного (Корякская горная область) до четырех (Чукотка) самостоятельных оледенений (Петров, 1965). В различных районах характер одних и тех же оледенений также, видимо, был разным. Поэтому при исследовании таких территорий особенно важно установление положения толщи в общем разрезе осадков данного района, т. е. весьма существенным становится выявление наиболее полных разрезов, могущих служить стратотипическими для отдельных районов.

Для того чтобы подтвердить правильность применения палеоклиматического критерия, как ведущего при широких корреляциях плейстоценовых отложений на территории Дальнего Востока, кратко остановимся на особенностях развития всего этого обширного региона. Мы не ставим своей задачей детальный разбор плейстоценовой истории всех входящих в его состав территорий, а остановимся только на крупных этапах изменения климата, которые уже сейчас четко выявляются для большинства из них. При этом мы будем использовать имеющиеся в литературе материалы по Аляске, Чукотке, Корякскому нагорью, Камчатке, Сахалину и Японии.

Сравнительно мало данных имеется пока о верхнеплейстоценовом этапе. Более или менее полно охарактеризованные отложения этого времени не известны ни на Чукотке, ни на Корякском нагорье, ни на Курилах. Первые, достаточно полные, данные по Камчатке только еще появляются. Seriously пересматриваются отложения верхнеплейстоценового возраста на Сахалине.

Палеоботанические и кислородно-изотопные данные за период с олигоцена до позднего плиоцена указывают на прогрессивное похолодание в умеренных широтах как северного, так и южного полушария. Возникновение крупных ледников, таких как Антарктический и Гренландский, несомненно, происходит уже в верхнем плиоцене (Фейрбридж, 1966; Эмилиани, 1966; Карлстром, 1965, 1966). Кислородно-изотопный анализ известковых бентонных фораминифер (Emiliani, 1954) показал, что температуры придонных слоев воды в экваториальной части Тихого океана и температуры поверхностных слоев в полярных морях понизились в течение третичного периода на  $8^{\circ}\text{C}$ . Уже в период позднего плиоцена, по данным Ч. Эмилиани (1966), температуры придонных слоев в экваториальной части Тихого океана были сходны с современными. Таким образом, климатические условия в верхнем плиоцене уже должны были быть сходными с современными. В общем виде эти данные подтверждаются материалами по фауне из отложений берингийской и анвильской трансгрессий Аляски. Правильность отнесения их к верхнему плиоцену подтверждается полученными в последнее время абсолютными датировками этих толщ. Д. Гопкинс (1967) оценивает возраст берингийской трансгрессии в 2 200 000 лет, а анвильской — от 700 000 до 1 800 000 лет. Судя по составу фауны, условия времени формирования

Район Осака		Климат Хол. Темп.	Ископаемые * остатки			
			Флора	Фауна		
Формация Намба	Современные осадки		Aphananthe, Zelkova (9,360 ± 190)			
			Menyanthes (19,800 ± 300)			
Формация Итами	Осадки низкой террасы		Acer Miyabri, Carpinus erosa (26,000 ± 800)			
Формация Усмази	Осадки средней террасы		Aleurites Sapium			
		Pinus koraiensis, Menyanthes (38,000 ± 3,000)				
Формация Киотани	Осадки высокой террасы					
Формация Харима	Осадки самой высокой террасы					
Формация Мангидани	S 3					
	Wa 2		Syzygium Paliurus			
	S 2		Pinus koraiensis, Larix gmelinii			
	Wa 1		Paliurus, Sapium			
	S 1		Pinus koraiensis, Oxyccoccus Menyanthes			
Группа Осака	Верхняя часть Формация Ибариги		Paliurus		Anadara subcrenata Anadara granosa	
			Sapium			
			Larix, Tsuga deverstfolia			
	Самая нижняя часть Формация Сегрилама		Формация Анаси	Ma 8		
				Ma 7		
				Ma 6		
				Ma 5		
				Ma 4		
Ma 3 Туфы Азука		Menyanthes		Chlamys yagurai Chlamys halimensis Erodona amurensis Chlamys yagurai Chlamys halimensis Archidiskodon paramammonteus		
Ma 2	Metasequoia Juglans cinerea var. Clyptastrobus					
Розовые туфы Ma 1	Pinus koraiensis Menyanthes					
Желтые туфы. Граница плио- плейстоцена						
Самая нижняя часть Формация Сегрилама	Формация Анаси		Liquidambar		Parastegodon atashiensis	
			Pseudolarix			
			Ginkgo			
			Pinus Fujii			
			Keteleeria			

Рис. 44. Схема стратиграфии четвертичных отложений района Осака (по данным японских авторов)

берингийской и анвильской трансгрессий были близки к современным. Наиболее интересен, видимо, вопрос о ходе климатических колебаний в это время, т. е. идет ли только постепенное похолодание или можно выделить определенные этапы резкого временного похолодания. По материалам Аляски можно уверенно говорить, что наряду с постепенным похолоданием существовали этапы резкого изменения климатических условий, которые привели к возникновению первого крупного оледенения. Это айрон-крикское оледенение, разделяющее берингийскую и анвильскую трансгрессии. Материалы, имеющиеся в настоящее время по Японии (рис. 44, табл. 17), также подтверждают этот вывод (The geological development of the Japanese Islands, 1965).

Граница между плиоценом и плейстоценом<sup>1</sup> в морских отложениях группы Казуса проводится здесь по формации Умегейс, где впервые появляются холодные формы морских моллюсков и *Globigerina borealis*.

<sup>1</sup> Японские геологи включают в состав плейстоцена отложения верхнего плиоцена, подобно большинству европейских, американских и ряда советских ученых.

## Климатические колебания в плейстоцене Японии по данным флоры и фауны

Возраст		Точно и более западные районы		Полуостров Босо	Район Кинки	Оледенение		
		Климаты	Литология					
Голоцен		Формация Юракухо		Формация Умеда				
Плейстоцен	верхний	Вюрм Ранний Поздний	Пеплы Тахикава Формация Тахикава Пеплы Мусасино Формация Мусасино Пеплы Симосуэси	Вулканогенные Флювиальные Вулканогенные Флювиальные Вулканогенные	Пеплы Тахикава Пеплы Мусасино Глины Джосо (вулканические)	Формация Итами	Оледенение Хида	Оледенение Тоттабэцу
			Рисс-Вюрм	Формация Симосуэси	Морские	Формация Нарита	Формация Уемахи (морские)	
	средний	Рисс	Пеплы Тама	Вулканогенные Морские »	Формация Семата Формация Ябу Формация Иизодо	Формация Кийотани (флювиальные) Формация Харима (флювиальные)	Оледенение Порошири	
		Миндель-Рисс	Формация Бнобугаура Формация Наганума					
нижний	Миндель Гюнц-Миндель	Группа Мнура	Формация Томиоко Формация Нака-зато	»	Формация Касамори Формация Хонан	Формация Манхидани		
			Гюнц-2 Догюнц	Формация Косиба	»			
Поздний плиоцен			Формация Офуна	»	Формация Стадаи	Группа Саака	Самая нижняя часть	

В континентальных отложениях граница проводится внутри групп Осака между самой нижней и нижней ее частями. Для самой нижней и нижней частей этой группы характерно развитие флоры *Metasequoia*. В нижней части начинается постепенное вымирание этой флоры и первое появление субальпийской флоры. Японские исследователи указывают, что это был длительный этап сосуществования как теплой, так и холодной флоры. Только в верхней части группы Осака отмечено действительно резкое похолодание, знаменующееся полным исчезновением метасеквойевой флоры и появлением растительности, в которой доминировали *Larix* и *Tsuga deversifolia*. Верхняя часть группы Осака сопоставляется с гюнцским оледенением Европы. Здесь в связи с резким похолоданием вымирают представители аркто-третичной флоры и начинается формирование типичных плейстоценовых флор, широкое развитие получающих уже в формации Манхидани, осадки которой с четким размывом залегают на отложениях группы Осака.

Таким образом, уже в верхнем плиоцене первое резкое похолодание на Аляске приводит к возникновению крупного оледенения и отмечается в Японии по появлению относительно холодолюбивой фауны и флоры.

Сопоставляя эти данные с материалами, известными по Камчатке, следует отметить, что, по данным флоры, заметное похолодание климата констатируется здесь уже во время накопления энеменской свиты в стратотипическом районе ее развития, хотя состав морской фауны сохраняет еще достаточно теплолюбивый облик. Только в ольховской и лахтакской толщах Усть-Камчатского района в составе морских мол-

люсков определенно появляются высокобореальные, а быть может, даже некоторые арктические элементы, если только сделанные пока предварительные определения окажутся правильными. Поэтому именно эти толщи мы склонны рассматривать как верхи верхнего плиоцена, соответствующие времени айрон-крикского оледенения Аляски и похолоданию в верхах группы Осака Японии.

В связи с этим интересно отметить, что ольховская и лахтакская толщи существенно отличаются по условиям своего залегания от более молодых, собственно плейстоценовых, выполняя глубокую тектоническую депрессию. В этом отношении они гораздо больше напоминают также, по нашему мнению, более древние, несомненно плиоценовые, свиты, такие как энемтенская Западной Камчатки, или толщи Поронайской и Сусуманской депрессий Сахалина (Беспалый и др., 1967). Большие мощности и приуроченность к впадинам, развитие которых началось по крайней мере с верхнего миоцена (Кропоткин, Шахварстова, 1965), вообще характерно для верхнеплиоценовых отложений всего Дальнего Востока.

Собственно плейстоценовый этап развития рассматриваемых территорий весьма своеобразен. Морские отложения этого времени образуют террасовые уровни и имеют значительно меньшие мощности. Фауна морских моллюсков представлена современными видами. Для этого времени характерно изменение зоогеографического состава фауны, отражающего климатические изменения в течение плейстоцена. Континентальные отложения представлены различными генетическими типами осадков, среди которых преобладают аллювиальные и озерные. Максимальные мощности их, как правило, не превышают 100 м.

На Чукотке отложения пинакульской свиты, слагающей 100—160-метровую морскую террасу, относятся ко второй половине нижнего плейстоцена и характеризуются комплексом моллюсков арктического — бореального типа со значительным (до 13%) участием арктических элементов. Их появление О. М. Петров (1965) связывает с древнейшим оледенением Чукотки. Оно было незначительным по размерам и скорее всего долинным.

На Камчатке нижнеплейстоценовые отложения представлены достаточно полно как морскими, так и континентальными осадками. Последние широко развиты в центральной части полуострова и сложены озерными отложениями толщи синих глин. Климатические колебания привели здесь лишь к смене темнохвойной тайги, характерной для первой половины нижнего плейстоцена, светлохвойной. Морские отложения этого времени образуют 100-метровую террасу в Усть-Камчатском районе. Похолодание во второй половине нижнего плейстоцена, как мы видели, здесь выявляется гораздо резче и приводит к почти полному исчезновению древесной растительности на побережье. В верхней части 100-метровой террасы о. Карагинского отмечены даже ледниково-морские отложения. Как бы ни толковать присутствие валунов в этих мореноподобных породах, прямым ли следствием местного оледенения или приносом их плавающими льдами из северных частей Берингова моря, мы склонны рассматривать их появление как признак того же похолодания, что и в пинакульской свите Чукотки.

Наиболее полно нижнеплейстоценовые осадки Сахалина охарактеризованы в Поронайской депрессии (Александрова, Белецкая, 1965; Беспалый и др., 1967). Они с размывом залегают на верхнеплиоценовых отложениях. В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений четко выделяются два этапа. Первый — сахалинский, по А. Н. Александровой и С. В. Белецкой (1965), характеризуется развитием темнохвойных лесов с примесью широколиственных, которые затем сменяются открытыми разнотравно-злаковыми степями с участием лесов из березы, вяза, гра-

ба, липы, ореха. Второй этап — позднесахалинский, относимый авторами к концу нижнего плейстоцена, свидетельствует о значительном похолодании. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца ольховника и сосны (кедрового стланика?), в небольшом количестве представлена пыльца лиственницы, ольхи и березы.

В Японии к этому времени, видимо, относится формация Манхида-ни, с размывом залегающая на осадках группы Осака. В ней впервые отмечается появление типичной плейстоценовой флоры. В разрезе этой формации отмечено два холодных горизонта, в которых господствуют хвойные. Примерно синхронные морские отложения слагают самую высокую террасу — террасу Кунохэ (Nakagawa, 1967). Ее высота достигает 150—200 м. Фауна в ней теплая и, видимо, возраст этих отложений следует относить к нижней части нижнего плейстоцена.

Таким образом, в нижнем плейстоцене наблюдается четкое изменение климатических условий, которое в северных районах приводит к оледенению, а в южных к окончательному исчезновению реликтов третичной флоры и формированию растительности, близкой к современной. Осадки имеют значительно меньшие, по сравнению с верхним плиоценом, мощности и, как правило, залегают на последних с четко выраженным размывом. Морские отложения уже образуют террасовые уровни. Это хорошо прослеживается на Чукотке, Восточной Камчатке, Тихоокеанском побережье Японии. В других районах эта схема не выдерживается. Так, на Аляске, на полуострове Сьюард (Гопкинс, 1965; Петров, 1965) морские отложения низов плейстоцена лежат в нормальной стратиграфической последовательности, подстилаясь согласно отложениями плиоцена. Соотношения морских плиоценовых и плейстоценовых осадков на Сахалине изучены еще очень слабо. Эти факты показывают, что и тектонический критерий не может быть использован для корреляции плио-плейстоценовых отложений северо-западной части Тихоокеанской зоны, так как здесь имеются территории с разной геологической историей. Что касается состава растительности нижнего плейстоцена разных районов Дальнего Востока, что следует подчеркнуть, то в нем четко отражается широтная зональность, близкая к современной.

Время среднего плейстоцена — время наиболее контрастных условий. Характерная его черта — широкое развитие ледника. На севере — это полупокровное оледенение, а на юге — горнодолинное и горное (табл. 18). Следует сказать, что на всей этой территории пока выделяется только одно оледенение, которое не удается разделить ни на самостоятельные оледенения, ни даже на стадии. Это объясняется, по-видимому, тем, что почти все рассматриваемые территории характеризуются горным рельефом, где следы более древних, чем последнее оледенение, сохраняются плохо и разделение их сопряжено со значительными трудностями. То же касается, правда, и вообще многих ледниковых областей. Данные Э. И. Равского (1966) по внеледниковой области Восточной Сибири четко показывают, например, возможность выделения там в среднем плейстоцене двух самостоятельных оледенений (самаровского и тазовского), тогда как в ледниковой области этого региона большинство исследователей выделяют единое среднеплейстоценовое оледенение (Стрелков, 1965; Баранова, Бискэ, 1964; Лазуков, 1967; Зубаков, 1958; Васьяковский, 1959). Мы склоняемся поэтому к мысли, что единство максимального среднеплейстоценового оледенения Дальнего Востока — это единство кажущееся и что в дальнейшем здесь удастся выделить аналоги самаровского (днепровского) и тазовского (московского) оледенений Сибири и Европы.

Морские среднеплейстоценовые отложения Чукотки (крестовская свита О. М. Петрова) определенно указывают на совпадение во времени оледенения и трансгрессии. Это хорошо подтверждается некоторыми

Таблица 18 Сопоставление четвертичных отложений Камчатки, Чукотки и Аляски

Возраст	Полуостров Сьюард (Аляска), Чукотка (по материалам О. М. Петрова, Д. М. Гопкинса и др.)		Восточная Камчатка		Центральная Камчатская депрессия (по материалам Н. П. Куприной)	Западная Камчатка, Тагильский район (по материалам А. Р. Гептнера)	Северная Камчатка (по материалам Е. М. Малаевой)						
Голоцен	Аллювий поймы и низких террас, морские косы и торф		Аллювийпоймы и I террасы (высокой поймы), морские косы (первая терраса), торфяники		Отложения 3—5-метровой террасы, кос, пересыпей с современной фауной	Отложения высокой и низкой поймы, Морские отложения 3—5-метровой террасы, кос, пересыпей с современной фауной	Отложения низкой I, 5—3-метровой поймы: пески, алевроиты и глины Отложения высокой 5—6-метровой поймы: пески, алевроиты, глины, торфяники. Березовые леса с участием хвойных (сосна, лиственница)	Торфяники. Отложения поймы					
	Антропоген	Плейстоцен	верхний	Салмонские слои: ледниковый комплекс отложений с хорошо сохранившимся микро рельефом	Морена кейптаунского оледенения в районе залива Кука	Искатеньские слои: ледниковые отложения конечных гряд в верховьях рек	Амгумские слои: аллювий II террасы, морские отложения II террасы с арктическо-бореальными моллюсками	Вашкаремские слои: ледниковый комплекс отложений с хорошо сохранившимся микро рельефом (верхняя морена)	Ледниковые отложения II стадии горнодолинного оледенения	Ледниковые отложения II стадии. Аллювиальные отложения 10—12-метровой террасы Каменистая тундра	Белорецкий горизонт. Морены, аллювий I (5—8 м) террасы	Ледниковые и волно-ледниковые отложения. Растительность тундры и лесотундры	
				Бутлегерские глины—морские отложения воронцовской трансгрессии	Морена Книжского оледенения в районе залива Кука	Амгумские слои: аллювий II террасы, морские отложения II террасы с арктическо-бореальными моллюсками	Вашкаремские слои: ледниковый комплекс отложений с хорошо сохранившимся микро рельефом (верхняя морена)	Ледниковые отложения 10—12-метровой террасы с арктическо-бореальным комплексом моллюсков	Аллювиальные отложения 12—15-метровой террасы рек Ольховых первой, второй, третьей и Белой	Ледниковые отложения I стадии. Аллювиальные отложения 18—20-метровой террасы <i>Mammuthus primigenius</i> (поздний тип)	Крутойские межледниковые отложения: аллювиальные пески и алевроиты	Крутойский горизонт. Аллювиально-морские отложения II (25—30 м) террасы	Покровные галечники
Антропоген	Плейстоцен	средний	Пелукские слои: морские отложения второй террасы с бореальным комплексом моллюсков, слои с флорой и погребенные почвы центральной части полуострова	Конергинские слои: аллювиальные и озерные отложения	Валькатленские слои: морские отложения третьей террасы с арктическо-бореальным комплексом моллюсков	Отложения 25—30-метровой террасы, моренные отложения с арктическо-бореальным комплексом моллюсков	Отложения 20—30-метровой террасы: морские отложения с арктическо-бореальным комплексом моллюсков	Отложения 50—70-метровой террасы с арктическим комплексом моллюсков	Ледниковые отложения максимального оледенения: морены и водно-ледниковые отложения	Отложения максимального оледенения: морены и водно-ледниковые отложения	Листваговский горизонт. Морены, аллювиально-морские отложения. 50—60-метровой террасы	Толща покровных галечников	
			Перигляциальный комплекс (лёсс, коллювий, озерные отложения) конца номского оледенения	Размыв—оледенение (?)	Крестовская свита: морские и ледниково-морские отложения с арктическим комплексом моллюсков в средней части свиты, которая фациально переходит в ледниковые отложения (нижняя морена)	Тнеквэмские слои: межледниковые аллювиальные отложения	Отложения 100—120-метровой террасы с северо-бореальным комплексом моллюсков	Отложения 100-метровой террасы с северо-бореальным комплексом моллюсков	Толща синих глин	Верхний горизонт: озерные отложения — глины, алевроиты, пески, Лиственничные и березовые леса Нижний горизонт: озерные отложения — глины и алевроиты Елово-пихтовые леса	Толща оледенения 60—70-метровой террасы	Еловые, сосновые и сосново-березовые леса	
			Морские слои Коцебу с бореально-арктическим комплексом моллюсков	Пинакульская свита: морские и ледниково-морские отложения с арктическо-бореальным комплексом моллюсков	Отложения 100—120-метровой террасы, морские и ледниково-морские образования с арктическо-бореальным комплексом моллюсков	Отложения 100-метровой террасы с северо-бореальным комплексом моллюсков	Отложения 100-метровой террасы с северо-бореальным комплексом моллюсков	Толща синих глин	Верхний горизонт: озерные отложения — глины, алевроиты, пески, Лиственничные и березовые леса Нижний горизонт: озерные отложения — глины и алевроиты Елово-пихтовые леса	Большаяерская аллювиальная толща: галечники и пески. Елово-пихтовые леса <i>Aleas latifrons postremus</i> (Flerov, Wangenh.)	Хайрюзовский горизонт. Озерные, аллювиальные отложения, расположенные на высоте 100—200 м в долине р. Тихой (Хайрюзовской)	Толща покровных галечников	Еловые, сосновые и сосново-березовые леса
Неоген	Плиоцен	верхний	Анвилльская свита: морские отложения с северо-бореальным комплексом моллюсков Ледниковые отложения айронкрикского оледенения Берингийская свита: морские отложения с северо-бореальным комплексом моллюсков	Тусатувайские слои: морские отложения с северо-бореальным комплексом фауны Усть-Лимитэвая свита: песчаники и гравелиты с северо-бореальным комплексом фауны	Ляхтакская толща: морские и прибрежно-морские отложения с северо-бореальным комплексом фауны Ольховская толща: морские отложения с северо-бореальным комплексом фауны	Плато-эффузивы Растительность современного типа	Плато-эффузивы Растительность современного типа						

материалами и для Восточной Камчатки. В Карагинском районе трансгрессия совпадает с оледенением, но в то же время в Усть-Камчатском районе среднеплейстоценовое оледенение развивается в континентальных условиях, что, видимо, связано с общим поднятием этого района. Морские отложения того же времени в Японии формируют IV террасу — террасу Тама, подразделяющуюся на несколько уровней от 100 м и ниже. В осадках этой террасы обнаружена хвойная флора, на основании чего они сопоставляются с временем максимального оледенения. Следовательно, и для этой территории можно говорить о совпадении трансгрессии со временем похолодания.

Осадки первого верхнеплейстоценового межледниковья известны на всей описываемой территории и характеризуют условия, более теплые, чем современные. На Чукотке (Петров, 1965) в конергинских слоях обнаружены спорово-пыльцевые спектры, позволяющие говорить о развитии лесо-гундровой растительности. В Корякском нагорье (Дегтяренко, 1961) в это время произрастали хвойные леса из сосны с небольшим участием ели и пихты. В центральных частях Камчатки (Куприна, 1966; Куприна, Скиба, 1964) снова появляются темнохвойные леса из ели и пихты, а на побережье — леса из каменной березы. На Сахалине (Гричук, Соколова, 1959; Александрова, Белецкая, 1965; Беспалый и др., 1967) это межледниковье несколько отличается в южной и центральной частях острова. Если в центральной части господствует темнохвойная тайга с примесью широколиственных, то на юге — это дубово-вязовые леса с примесью граба и липы. Участие дуба и вяза среди лесообразующих пород в общем превышало в 4—5 раз количественное участие их в современных лесах Южного Сахалина.

В это время в Японии формируется III терраса — терраса Симосуэ-си, — средняя высота которой около 30 м. Для нее характерна теплая фауна и флора. В это же время образуется и формация Нарита, в отложениях которой обнаружены остатки такой же теплой флоры. Почти на всех рассматриваемых территориях верхнеплейстоценовое оледенение делится на два самостоятельных, разделенных межледниковым потеплением. Это четко фиксируется на Чукотке, Восточной Камчатке, Сахалине и в Японии. Оба оледенения были горнодолинными и для последнего из них описано несколько стадий отступления, отмеченных конечноморенными грядами. Поэтому двухкратность оледенения в верхнем плейстоцене принимается нами как достаточно надежно обоснованная, несмотря на отсутствие собственных данных, подтверждающих это. По-видимому, эти два оледенения следует считать синхронными зырянскому и сартанскому в Сибири.

Стратиграфия голоценовых отложений особенно детально разработана в Японии (S. Fujii, N. Fujii, 1967). Голоценовое потепление проявляется на всей территории Дальнего Востока и фиксируется в спорово-пыльцевых спектрах.

В этом отношении Камчатка, как мы видели, — исключение. Здесь со временем голоценового климатического оптимума можно сопоставлять только признаки увеличения влажности климата и интенсификация процессов торфообразования, что, видимо, связано со своеобразием географической ситуации полуострова и вытекающими из нее региональными особенностями атмосферной циркуляции.

Таким образом, видно, что имеющиеся уже в настоящее время материалы по изменению климатических условий в четвертичное время для разных районов северо-западной части Тихоокеанской зоны и Дальнего Востока позволяют в самых общих чертах проводить корреляцию четвертичных отложений. Невозможность более дробного и точного сопоставления их связана, с одной стороны, с малочисленностью опорных стратотипических разрезов четвертичных отложений, а с другой, — с

относительно слабой их изученностью. Именно поэтому остаются еще дискуссионными и до конца не решенными вопросы о нижней границе четвертичной системы в этом районе, о количестве оледенений в среднем плейстоцене, о детальной характеристике разных межледниковий и ряд других. Только дальнейшее детальное изучение стратотипических разрезов позволит решить многие из этих вопросов и дать четкие палеонтологические и палеоботанические характеристики для отложений отдельных этапов четвертичной истории этого региона, позволив тем самым перейти к их непосредственному биостратиграфическому сопоставлению. В этом отношении нам представляется особенно важным дальнейшее изучение Центральной Камчатской депрессии, плиоцен-четвертичный разрез которой, несомненно, должен быть одним из наиболее полных. Однако сравнительно слабая обнаженность этого района и залегание большей части выполняющей депрессию верхнекайнозойской толщи под дном долин эрозионной сети требуют постановки здесь значительного объема буровых работ, без которых трудно рассчитывать на получение принципиально новых данных.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги всему изложенному, можно сформулировать следующие основные выводы:

1. Изученный разрез континентальных отложений Центральной Камчатской депрессии, по всей видимости, наиболее полный и может рассматриваться как стратотипический при расчленении континентальных четвертичных отложений региона. В разрезе удалось выделить следующие толщи, датируемые на основании палеонтологических и литологических данных. Наиболее древняя — толща озерных синих глин, нижний горизонт которых относится к первой половине нижнего плейстоцена, а верхний — ко второй. В составе среднего плейстоцена выделены две толщи — нижняя аллювиальная большеярская и синхронные ей озерные отложения и перекрывающие ее ледниковые отложения максимального полупокровного оледенения. Наиболее детально расчленены осадки верхнего плейстоцена, среди которых выделяются межледниковые крутоярские отложения, ледниковые образования двух фаз верхнеплейстоценового оледенения и синхронные им покровные отложения и аллювий террас р. Камчатки. Широко распространены голоценовые отложения, для двух разрезов которых имеются абсолютные датировки.

2. Разработка стратиграфии четвертичных отложений и выявление особенностей их фациального состава и характера распространения позволили установить, что в нижнеплейстоценовое время Центральная Камчатская депрессия имела значительно большие размеры, выходя на севере к проливу Литке. Разделение ее системой поперечных поднятий началось в среднем плейстоцене, и уже в верхнем плейстоцене она приобретает современные очертания.

3. В Усть-Камчатском районе Восточной Камчатки удалось выделить ольховскую и лахтакскую толщи верхнеплиоценового возраста и изучить морские четвертичные отложения. Последние по фауне морских моллюсков, соотношению с осадками верхнего плиоцена и ледниковыми образованиями отнесены к нижнему и верхнему плейстоцену. Увязка полученных нами материалов с данными О. М. Петрова по Карагинскому району позволяют достаточно полно восстановить основные моменты плейстоценовой истории Тихоокеанского побережья Восточной Камчатки.

4. Отсутствие разрезов, где можно было бы проследить непосредственное взаимоотношение континентальных и морских отложений, значительно затрудняет корреляцию этих осадков. В настоящее время единственно возможным критерием является палеоклиматический. Как теперь, так и в течение плейстоцена климатические условия на территории Центральной и Восточной Камчатки были существенно разными. Поэтому непосредственное сравнение спорово-пыльцевых спектров может привести к серьезным ошибкам. Даже при корреляции таких близлежащих районов приходится учитывать главным образом общий ход

климатических колебаний в течение всего плейстоцена. Этот же принцип остается ведущим при более широких корреляциях. Так, если сопоставление морских плейстоценовых отложений Камчатки, Чукотки и Аляски можно проводить на основании фауны морских моллюсков, то при попытке корреляции этих осадков с морскими отложениями Японии выявляются резкие различия в составе фауны и непосредственное сопоставление становится невозможным. Поэтому при сопоставлении морских отложений Азиатской части побережья Тихого океана палеоклиматический критерий остается ведущим. Единственно возможным, пока, он остается при корреляции континентальных отложений. На основании этого принципа в работе проведено возможное сопоставление четвертичных отложений Аляски, Чукотки, Камчатки и отчасти Сахалина и Японии.

5. Проведенные исследования позволили, кроме того, выявить отдельные нерешенные вопросы четвертичной геологии Камчатки, изучение которых будет способствовать дальнейшему прогрессу наших знаний по стратиграфии и истории развития четвертичного периода не только этого региона, но и обширных площадей Азиатской части Тихоокеанского побережья. К их числу относятся следующие:

1. Для решения вопроса о границе между плиоценом и плейстоценом необходимо детальное исследование и монографическое описание палеонтологического материала из отложений верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена. Имеющиеся уже сейчас данные позволяют выделить как наиболее перспективные в этом отношении районы Усть-Камчатский и Карагинский, где известны морские отложения этого времени. Весьма перспективны также районы бассейнов рек Еловки, Уки и Озерной и район бухты Оссора, где можно предполагать непосредственные переходы континентальных отложений в морские, что сделает их корреляцию более надежной.

2. Необходимо детально исследовать ледниковые образования верхнеплейстоценового времени с целью поисков осадков разделяющих отдельные стадии оледенения. Нахождение межледниковых слоев внутри верхнего плейстоцена на Чукотке, Восточной Камчатке и Сахалине заставляет предполагать развитие аналогичных образований и в пределах Центральной Камчатки.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агаркова А. П. 1960. Выход южных циклонов к районам Камчатки в холодное время года.— Труды Дальневосточного н.-и. гидромет. ин-та, вып. 10.
- Александрова А. Н., Белецкая С. В. 1965. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии Паронайской депрессии.— В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., изд-во «Недра».
- Алексеев Э. С., Гундобин В. М., Дараган Е. В. и др. 1966. К вопросу о платобазальтах Срединного хребта Камчатки.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, вып. 5.
- Алисов Б. П. 1956. Климаты СССР. М., Изд-во МГУ.
- Аникеев Н. П., Титов В. А. 1966. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18.
- Арсанов А. С., Малаева Е. М. 1964. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху.— Вест. МГУ, серия V, география, № 4.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. 1964. Северо-Восток СССР. М., Изд-во «Наука».
- Баранова Ю. П., Дорощеев П. И. 1962. О возрасте нагаевской толщи.— Докл. АН СССР, 145, № 6.
- Баскович Р. А. 1959. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, 1957. Магадан.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. 1961. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат.
- Берг Л. С. 1938. Основы климатологии, изд. 2. М., Учпедгиз.
- Беспалый В. Г., Зданская Г. Г., Соловьев В. В. 1967. Стратиграфия четвертичных отложений Сахалина и сопредельных районов материка по данным спорово-пыльцевого анализа.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, 145, вып. 6.
- Биркенгоф А. Л. 1938. Леса центральной части полуострова Камчатки.— Труды Совета по изуч. производ. сил, серия Камчатская, вып. 6.
- Биркенгоф А. Л. 1940. Краткий очерк лесов центральной части полуострова Камчатка.— Камчатский сб., № 1.
- Боярская Т. Д., Малаева Е. М. 1967. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М., изд-во «Наука».
- Брайцева О. А. 1967. Климатические колебания и четвертичные оледенения Камчатки.— Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Брайцева О. А., Евтеева И. С. 1967. О возрасте толщи «синих глин» Центральной Камчатской депрессии.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 33.
- Брайцева О. А., Евтеева И. С., Лупикина Е. Г., Мелекесцев И. В. 1968а. Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Брайцева О. А., Краевая Т. С., Лупикина Е. Г. 1966б. О возрасте молодых пемзовых отложений района Курильского озера на Южной Камчатке.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. 1966в. Возраст современного рельефа Камчатки.— Вопр. геогр. Камчатки, № 4.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. 1966г. Четвертичные оледенения Центрально-Камчатской депрессии и их значение для расчленения молодых вулканогенных пород Камчатки.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупикина Е. Г. 1968. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. 1966. О трех генетических типах фосфоритов и фосфатизированных пород, связанных с поствулканическими процессами.— В кн.: Современный вулканизм. М., изд-во «Наука».

- Вангенгейм Э. А., Флеров К. К. 1965. Широколобый лось (*Alces latifrons*) в Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 30.
- Васьковский А. П. 1959. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ.
- Васьковский А. П. 1960. Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 14.
- Васьковский А. П. 1963а. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений крайней Северо-Востока Азии.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгортехиздат.
- Васьковский А. П. 1963б. О некоторых раннеантропогенных толщах Северо-Востока СССР.— Колыма, № 2.
- Васьковский А. П. 1966а. Об объеме термина «эрмановская толща».— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 18.
- Васьковский А. П. 1966б. Среднечетвертичный лось на Камчатке.— Колыма, № 1.
- Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. 1966. Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . Сообщение 5.— Геохимия, № 10.
- Власов Г. М. 1948. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки и его геоморфологического районирования.— Труды Дальневосточного фил. АН СССР, серия геол., сб. рефератов по геол. Дальнего Востока, 1.
- Власов Г. М. 1959а. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, вып. 2.
- Власов Г. М. 1959б. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов.— В кн.: «Материалы 2-го Геоморфологического совещания АН СССР». М., Изд-во АН СССР.
- Власов Г. М., Жегалов Ю. В., Ярмолюк В. А. 1962. Некоторые важные вопросы тектоники Камчатки.— Сов. геология, № 6.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. 1949. Четвертичные оледенения Камчатки.— Вopr. геогр. Дальнего Востока, сб. 1.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. 1950. Основные черты формирования рельефа полуострова Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 81, № 3.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А. 1959. Структурно-тектонические районы Камчатки.— Докл. АН СССР, 127, № 1.
- Волчанская И. К. 1965. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений верхнекайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки.— Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Геологическое строение СССР, т. I. 1958. М., Госгеолтехиздат.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. 1964. М., изд-во «Недра».
- Гептнер А. Р. 1961. О возрасте эрмановских и энемтенских отложений Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 141, № 5.
- Гептнер А. Р. 1965. Стратиграфия плейстоцена и плейстоцена Камчатки.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 4.
- Гептнер А. Р. 1968. Стратиграфия и некоторые особенности позднекайнозойских отложений Западной Камчатки (по данным Тигильского района).— Автореф. канд. дисс. М., ГИН.
- Гептнер А. Р., Скиба Л. А., Лупикина Е. Г. 1965. Попытки корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки.— В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., изд-во «Наука».
- Гептнер А. Р., Лупикина Е. Г., Скиба Л. А. 1966. Раннеантропогенные отложения Западной Камчатки.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 31.
- Гитерман Р. Е. 1963. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Труды ГИН, вып. 78.
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заключинская Е. Д. и др. 1963. Особенности растительного покрова казанцевского межледниковья Сибири.— Докл. АН СССР, 152, № 4.
- Гладенков Ю. Б. 1965. Об Алнейской серии Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Гладенков Ю. Б. 1967. Проблемы биостратиграфии неогена Камчатки.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН.
- Голубева Л. В., Равский Э. И. 1964. Климатические фазы времени зырянского отделения Восточной Сибири.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 29.
- Гопкинс Д. И. 1965. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске.— В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., изд-во «Недра».
- Горбачев С. З., Лебедев М. М., Ястремский Ю. М. и др. 1968. О взаимоотношении пород терригенно-осадочного и метаморфического комплексов Среднего хребта Камчатки.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метамор-

- фических комплексов Востока СССР. Владивосток, Изд-во Дальневосточного фил. СО АН СССР.
- Горещкий Г. И. 1958. О перигляциальной формации.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 22.
- Горещкий Г. И. 1961. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации.— В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, изд-во АН БССР.
- Горячев А. В. 1966. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., изд-во «Наука».
- Гричук В. П. 1961. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР.
- Гричук В. П. 1962. Проблема границы между четвертичной и третичной системами в свете палеоботанических данных.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, 20.
- Гричук М. П. 1959. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири.— Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 1.
- Гричук М. П., Соколова Н. С. 1959. Новые материалы о развитии природы южной части о. Сахалина в четвертичный период.— Там же, № 2.
- Громов В. И. 1959. О верхней границе третичного периода.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 13.
- Громов В. И. 1960. О схеме подразделения (антропогенной) четвертичной системы на территории СССР и за рубежом.— Труды ГИН АН СССР, вып. 26.
- Громов В. И., Вангенгейм Э. А., Никифорова К. В. 1965. Биостратиграфическое обоснование нижней границы и подразделения антропогенной системы.— В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя. М., изд-во «Недра».
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. 1961. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогенной (четвертичной) системы.— В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР.
- Громов В. И., Никифорова К. В. 1968. Граница между неогеном и антропогеном (четвертичный период).— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Граница третичного и четвертичного периодов. М., изд-во «Наука».
- Громова В. 1950. О нижней границе четвертичного периода в свете палеонтологий млекопитающих.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Двали М. Ф. 1955. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки.— Труды Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 16.
- Двали М. Ф. 1961. Граница третичного и четвертичного периодов на северо-востоке Азии.— В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат.
- Дегтяренко Ю. П. 1961. Древние оледенения Корякской горной страны.— Труды Всес. н.-и. геол.-развед. ин-та, нов. серия, 64.
- Дегтяренко Ю. П. 1963. Основные черты геоморфологического строения Корякской горной системы.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Гостоптехиздат.
- Диков Н. Н. 1964. Каменный век Камчатки и Чукотки.— В кн.: История и культура народов Северо-Востока СССР. Магадан.
- Диков Н. Н. 1965. Открытие палеолита на Камчатке.— В кн.: Материалы сессии, посвященной итогам археологических и этнографических исследований 1964 года в СССР. Баку.
- Диков Н. Н. 1967. Открытие палеолита на Камчатке и проблема первоначального заселения Америки.— В кн.: История и культура народов севера Дальнего Востока. М., изд-во «Наука».
- Дмитриева В. К. 1967. К вопросу об «ареальном» четвертичном вулканизме в бассейнах рек Тихая и Тигиль в Среднем Камчатском хребте.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Дьяков Б. Ф. 1936. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки.— Труды Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 83.
- Дьяков Б. Ф. 1955. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки.— Труды Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. 14.
- Елагин И. Н. 1963. Эколого-фенологическая характеристика каменно-березовых лесов Центральной Камчатской депрессии.— В кн.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР.
- Елисеев В. И. 1963. О стрессии и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины).— Докл. АН СССР, 152, № 6.
- Жищенко Б. П. 1962. О границе между плиоценом и антропогеном по фауне морских моллюсков.— Труды Комис. по изуч. четверт. периода, 20.
- Жищенко Б. П. 1968. Основы корреляции третичных отложений южных областей Советского Союза.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Граница третичного и четвертичного периодов. М., изд-во «Наука».

- Жузе А. П. 1962. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР.
- Заварицкий А. Н. 1946. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Занина А. А. 1958. Дальневосточные районы Камчатки и Сахалина. В кн.: Климат СССР, вып. 6. Л., Гидрометеониздат.
- Зубаков В. А. 1958. Корреляция четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон.— Докл. АН СССР, 120, № 5.
- Ильинская М. Н. 1966. Поствулканические преобразования и фосфатизация щелочных вулканических комплексов (на примере свиты литовари в Западной Грузии и даубабинской свиты в Таласском Алатау).— Автореф. канд. дисс. М., ГИН.
- Кабанов Н. Е. 1963. Типы лиственничных лесов Камчатки.— В кн.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР.
- Карташов И. П. 1966. Количество и возраст оледенений Северо-Востока СССР.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., изд-во «Наука».
- Карлстром Т. Н. 1965. Данные о четвертичном оледенении в северной части Тихого океана и планетарные изменения климата.— Труды Н.-и. ин-та геол. Арктики, 143.
- Карлстром Т. Н. 1966. История оледенения Аляски и ее значение для теории палеоклимата.— В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеониздат.
- Кацыка А. П. 1968. Температурный режим Камчатки.— Вопр. геогр. Камчатки, № 4
- Кожемяка Н. Н. 1966а. Особенности четвертичного оледенения центральной части Срединного хребта.— Вопросы геологии Камчатки, № 4.
- Кожемяка Н. Н. 1966б. Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертичных эффузивов.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Кожемяка Н. Н. 1967. Геоморфология и история развития рельефа вулканической зоны Срединного хребта Камчатки в позднеплиоценово-четвертичное время.— Автореф. канд. дисс. Петропавловск-Камчатский.
- Комаров В. Л. 1950. Избранные сочинения, т. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Кондорская И. В., Тихонов В. И. 1960. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 130, № 1.
- Кочегура В. В. 1961. Палеомагнитные методы возрастной корреляции горных пород.— Сов. геология, № 4.
- Кочегура В. В. 1964. О палеомагнитном сопоставлении эффузивных комплексов Дальнего Востока.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, 105а.
- Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. 1960. Палеомагнитные исследования дальневосточных базальтов.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 286, серия физ. и геол., вып. 12, вопр. геоф.
- Кочеткова А. Д. 1959. Схема стратиграфии третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы от мыса Астрономического до мыса Каячтыкканон.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, 1957. Магадан.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., изд-во «Наука».
- Куприна Н. П. 1964. Стратиграфия четвертичных отложений Камчатки.— В кн.: Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск.
- Куприна Н. П. 1966. Стратиграфия четвертичных отложений центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена на Камчатке.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Куприна Н. П., Скиба Л. А. 1963. Новые данные о флоре и растительности синих диатомовых глин Центральной Камчатской депрессии.— Докл. АН СССР, 148, № 4.
- Куприна Н. П., Скиба Л. А. 1964. К палеогеографии верхнелейстоценового межледниковья Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Курдюков К. В. 1957. Основные вопросы изучения наземных дельт.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 21.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. 1940. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 32.
- Лаврушин Ю. А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды ГИН АН СССР, вып. 87.
- Лазуков Г. И. 1967. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия и палеогеография).— Автореф. докт. дисс. М.
- Ламакин В. В. 1948. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— Землеведение, 11 (XLII).
- Лапшин Л. И. 1963. О древнем оледенении Камчатки.— Вопр. геогр. Камчатки, № 1.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. 1962. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки.— Сов. геология, № 11.
- Любимова Е. Л. 1961. Камчатка. Физико-географический очерк. М., Географгиз.

- Максимов Е. В. 1965. Единый характер сокращения вюрмских ледников в горах Средней Азии, Восточной Сибири и Камчатки.— Докл. АН СССР, 164, № 3.
- Максимов Е. В. 1966. Стадии отступления позднеплейстоценового оледенения на Камчатке.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Малаева Е. М. 1965. Верхнеплиоценовые—плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии.— Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Малаева Е. М., Алешинская З. В., Петров О. М. 1965. Четвертичные отложения залива Корфа (Камчатка) и время их накопления.— Вест. Моск. ун-та, серия 5, геогр., № 3.
- Маренина Т. Ю. 1959. Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 17.
- Маркин Н. М. 1961. Стратиграфия третичных отложений западного побережья Камчатки.— В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. и др. 1967. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— Труды ГИН АН СССР, вып. 168.
- Марченко А. Ф. 1968. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, Изд-во Дальневосточного фил. СО АН СССР.
- Мелекесцев И. В. 1963. К вопросу о строении долины р. Камчатки.— Вопр. геогр. Камчатки, № 1.
- Мелекесцев И. В. 1965. Четвертичные оледенения и проблемы возраста вулканов Ключевской группы.— В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., изд-во «Наука».
- Мелекесцев И. В. 1967. Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислотного вулканизма на Камчатке.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., изд-во «Наука».
- Мелекесцев И. В. 1968. Закономерности строения и развития рельефа вулканических районов Камчатки.— Автореф. канд. дисс. Петропавловск-Камчатский.
- Мелекесцев И. В., Краевая П. С. 1966. Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке.— В кн.: Современный вулканизм. Труды 2-го Всесоюзного вулканологического совещания, т. 1. М., изд-во «Наука».
- Меннер В. В. 1965. К общей стратиграфии кайнозоя.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 16ж. Проблема стратиграфии кайнозоя. М., изд-во «Наука».
- Меннер В. В., Куликова В. Н. 1961. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки.— В кн. Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат.
- Мерклин Р. Л., Петров О. М., Гопкинс Д. М., Мак-Нейл Ф. С. 1964. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Митчелл Дж. М. 1966. Современные вековые колебания температуры земного шара.— В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеониздат.
- Мокроусов В. П. 1959. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ южной части Срединного хребта полуострова Камчатки.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 35, вып. 2.
- Мокроусов В. П., Садовский Н. Д. 1961. Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки.— В кн.: Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки и Командорских островов. М., Гостоптехиздат.
- Москвитин А. И. 1950. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1956. О нижней границе плейстоцена по новым данным.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 31, вып. 2.
- Москвитин А. И. 1957. О нижней границе плейстоцена в Европе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Москвитин А. И. 1960. Климатические данные, определяющие нижнюю стратиграфическую границу плейстоцена.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Нейштадт М. И. 1936. О некоторых вопросах, возникающих в связи с изучением торфяников Камчатки.— Бюлл. МОИП, отд. биол. 45, № 2.
- Нейштадт М. И. 1955. Стратиграфия голоценовых отложений на территории СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 63.
- Нейштадт М. И. 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене.— М., Изд-во АН СССР.
- Нейштадт М. И., Короткина М. Я. 1936. Торфяные болота юго-восточной Камчатки.— Труды Торф. опытн. станции НКЗ РСФСР, 1.

- Никифорова К. В. 1961. О стратиграфическом положении астия.— В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР.
- Никифорова К. В., Алексеева Л. И. 1959. О границе третичной и четвертичной систем по данным фауны млекопитающих.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 32.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. 1965. Особенности геоморфологии Срединного хребта Камчатки и его геоморфологическое районирование.— В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., изд-во «Наука».
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. 1966. Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки и его роль в морфогенезе.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важеевская А. А., Огородова А. С. 1967. Вулкан Ухачан в Срединном хребте Камчатки.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., изд-во «Наука».
- Олюнин В. Н. 1963. Некоторые вопросы геоморфологии Камчатки, связанные с геоморфологическим районированием. М., Изд-во АН СССР.
- Олюнин В. Н. 1965. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
- Олюнин В. Н. 1966. Современное и «историческое» оледенения Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.
- Петров О. М. 1959. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Чукотского полуострова.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан.
- Петров О. М. 1964. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития плейстоценовой фауны моллюсков Чукотского полуострова.— Автореф. канд. дисс. М.
- Петров О. М. 1965. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде.— В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., изд-во «Недра».
- Петров О. М. 1966. Стратиграфия и фауна моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., изд-во «Наука».
- Печерский Д. М., Ключева В. Н., Казакова Г. П. 1965. Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Срединного хребта.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Пласс Гильберт Н. 1966. Влияние молекул газов, поглощающих инфракрасное излучение, на климат.— В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л. Гидрометеониздат.
- Плешаков И. Б. 1939. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. М.— Л., ГОНТИ.
- Пич б И. 1956. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 2.
- Проблемы вулканизма. 1959. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Равский Э. И. 1966. Осадконакопление и климат внутренней Азии в антропогене.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН.
- Ренгартен Н. В., Куприна Н. П. 1968. Некоторые особенности плейстоценового литогенеза Центральной Камчатской депрессии.— Литол. и полезные ископ., № 2.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1951. Л., Гостоптехиздат.
- Ривош Л. А. 1963а. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Центральной Камчатской депрессии.— Сов. геология, № 2.
- Ривош Л. А. 1963б. О тектонике Камчатского полуострова и прилегающих к нему морских районов.— Геол. и геоф., № 6.
- Ротман В. К. 1963. История вулканизма Центральной Камчатки в позднемиловое и кайнозойское время.— Автореф. канд. дисс. Л., ИГЕМ.
- Святловский А. Е. 1961. Тектоника и четвертичный вулканизм Камчатки.— Автореф. докт. дисс. М., Изд-во АН СССР.
- Святловский А. Е. 1967. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. 1966. К вопросу о строении депрессии озер Столбового и Нерпичьего в Усть-Камчатском районе.— Вопр. геогр. Камчатки, № 4.
- Синельникова В. Н. 1967. К вопросу о возрасте энемтенской свиты Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Синельникова В. Н., Скиба Л. А., Фотьянова Л. И. 1967. О плиоценовой (энемтенской) флоре Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Скиба Л. А., Хорева И. М. 1966. О верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях острова Карагинского.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 32.
- Стрелков С. А. 1965. Север Сибири. М., изд-во «Наука».
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. 1962. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления.— Докл. АН СССР, 144, № 4.

- Тихонов В. И. 1959. Схема тектоники южной части полуострова Камчатки.— Докл. АН СССР, 127, № 1.
- Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. 1959. Магадан.
- Турков В. Г. 1963. Естественное возобновление основных древесных пород среднего течения р. Камчатки и меры содействия ему.— В кн.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР.
- Турков В. Г., Шамшин В. А. 1963. Пихта на Камчатке.— В кн.: Леса Камчатки и их лесохозяйственное значение. М., Изд-во АН СССР.
- Ушаков П. В. 1953. Фауна Охотского моря и условия ее существования. М., Изд-во АН СССР.
- Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. М. и др. 1965. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., изд-во «Наука».
- Федоренко С. И. 1965. Морская терраса Восточного побережья Камчатки.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 4.
- Фейбридж Роде У. 1966. Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенения.— В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеоиздат.
- Храмов А. Н. 1958. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат.
- Храмов А. Н., Петрова Г. Н., Комаров А. Г., Кочегура В. В. 1961. Методика палеомагнитных исследований. Л., Гостоптехиздат.
- Цвид А. А. 1960. Особенности климата и мерзлотных условий Камчатки и их влияние на строительство.— В кн.: Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов. Магадан.
- Челебаева А. И., Синельникова В. Н., Мчедlishvili П. А. 1966. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Чемехов Ю. Ф. 1957. О четвертичной истории Охотского моря.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 89, вып. 3.
- Чемехов Ю. Ф. 1961а. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, 64.
- Чемехов Ю. Ф. 1961б. Четвертичные трансгрессии Дальневосточных морей и северной части Тихого океана.— Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 8.
- Чемехов Ю. Ф. 1963. Морфология, генезис, возраст и условия формирования древних поверхностей денудационного выравнивания на юге Дальнего Востока СССР.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. серия, 90.
- Чердынцев В. В., Завельский Ф. С., Кинд Н. В. и др. 1968. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщ. III—IV.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 36.
- Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. 1965. М., изд-во «Наука».
- Чижиков П. Н. 1951. О березовых лесах Камчатки.— Бюлл. МОИП, отд. биол., 56, вып. 4.
- Шанцер А. Е. 1968. Некоторые особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки.— Автореф. канд. дисс. Петропавловск-Камчатский.
- Шанцер А. Е., Тихонов В. И. 1967. Тектоника южной части хребта Кумроч (Восточная Камчатка).— Геотектоника, № 3.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. 1965. Новые данные о стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ неогена Камчатки.— Докл. АН СССР, 162, № 6.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. 1966. Стратиграфия и корреляция отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки.— В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., изд-во «Наука».
- Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, геол. серия, (№ 55).
- Шанцер Е. В. 1961. Типы аллювиальных отложений.— В кн.: Вопросы геологии антропогена. К VI конгрессу INQVA в Польше в 1961 г. М., Изд-во АН СССР.
- Шанцер Е. В. 1962. Проблема границы неогеновой и четвертичной (антропогеновой) систем.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, 20.
- Шанцер Е. В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., изд-во «Наука».
- Шило Н. А., Диков Н. Н., Ложкин А. В. 1967. Первые данные по стратиграфии палеолита Камчатки.— В кн.: История и культура народов севера Дальнего Востока. М., изд-во «Наука».
- Эмилиани Чезаре. 1966. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериново-иловых фаций.— В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеоиздат.

Эрлих Э. Н. 1960. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Эрлих Э. Н. 1965. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки.— Геотектоника, № 1.

Bogdanowitsch K. 1904. Geologische Skizze von Kamtschatka. Gotha.

Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. 1963a. Geomagnetic polarity epochs. Sierra Nevada II.— Science, 142.

Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. 1963b. Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry.— Nature, 198.

Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. 1964. Geomagnetic polarity epochs.— Science, 143.

Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. 1965. Quaternary paleomagnetic stratigraphy.— In: The Quaternary of the United States. Princeton, N. Y.

Cox A., Hopkins D. M., Dalrymple G. B. 1966. Geomagnetic polarity epochs: Pribilof Islands, Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, 77, sept.

Doell R. R., Dalrymple G. B. 1966. Geomagnetic polarity epochs. A new polarity event and the age of the Brunhes—Matuyama boundary.— Science, 152.

Emiliani C. 1954. Temperatures of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary.— Science, 119.

Fujii S., Fujii N. 1967. Postglacial sea level in the Japanese Islands.— J. Geol. Sci., Osaka City Univ., 10, Art. 1—6.

Glangcaud L., Dumesnil P., Vigneron M. 1965. Paleomagnetisme et age absolu des series volcaniques villafranchiennes du Mont-Dore (France)— C. R. Acad. Sci., Paris, 261.

Hopkins D. M. 1967. Late Cenozoic sea-level history in Western Alaska.— J. Geol. Sci., Osaka City Univ., 10, Art. 1—8.

Hopkins D. M., McCulloch D. C., Janda R. J. 1961. Pleistocene stratigraphy and structure of Baldwin Peninsula, Kotzebic Sound, Alaska.— Geol. America, Spec. Paper, N 68.

Mac-Neill F. S., Wolfe J. A., Müller D. J., Hopkins D. M. 1961. Correlation of Tertiary formations of Alaska.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 45, N 11.

Nakagawa Hisao. 1967. Quaternary sea levels of the Japanese Islands.— J. Geol. Sci., Osaka City Univ., 10, Art. 1—5.

The geological development of the Japanese Islands. 1965, Tokyo.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	5
<b>Глава I</b> ОСОБЕННОСТИ ОРОГРАФИИ И ТЕКТониКИ КАМЧАТКИ . . . . .	7
<b>Глава II</b> ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАМЧАТКИ . . . . .	15
<b>Глава III</b> СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ . . . . .	24
ТОЛЩА СИНИХ ГЛИН . . . . .	24
ТОЛЩА БОЛЬШЕЯРСКИХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПЕСКОВ . . . . .	43
ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЕЖДУРЕЧЬЯ КАМЧАТКИ — КАРАКОВОЙ . . . . .	51
ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАКСИМАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ . . . . .	58
МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ КРУТОЯРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ . . . . .	65
ПОКРОВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ . . . . .	70
ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ . . . . .	74
ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ . . . . .	79
<b>Глава IV</b> НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТ- СКОЙ ДЕПРЕССИИ . . . . .	89
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ . . . . .	97
<b>Глава V</b> МОРСКИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УСТЬ-КАМЧАТСКОГО РАЙОНА . . . . .	102
<b>Глава VI</b> ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ . . . . .	122
<b>Глава VII</b> КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ И ДРУГИХ РАЙОНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА . . . . .	129
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	137
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	139

# CONTENTS

INTRODUCTION	5
<b>Chapter I</b>	
OROGRAPHIC AND TECTONIC PECULIARITIES OF THE KAMCHATKA PENINSULA	7
<b>Chapter II</b>	
UPPER PLIOCENE DEPOSITS OF KAMCHATKA	15
<b>Chapter III</b>	
STRATIGRAPHY OF PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION	24
BLUE CLAY	24
BOLSHOY YAR ALLUVIAL CLAY	43
LACUSTRINE DEPOSITS OF THE INTERFLUVE OF THE KAMCHATKA-KARAKOVA RIVERS	51
DEPOSITS OF MAXIMUM GLACIATION	58
INTERGLACIAL KRUTOY YAR DEPOSITS	65
COVER BEDS	70
DEPOSITS OF THE UPPER PLEISTOCENE GLACIATION	74
HOLOCENE DEPOSITS	79
<b>Chapter IV</b>	
SOME PROBLEMS OF PALEO GEOGRAPHY OF THE PLEISTOCENE OF THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION	89
THE MINERAL COMPOSITION PECULIARITIES OF THE QUATERNARY DEPOSITS	97
<b>Chapter V</b>	
THE MARINE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE UST-KAMCHATKA REGION	102
<b>Chapter VI</b>	
THE PLEISTOCENE HISTORY PECULIARITIES OF CENTRAL AND EASTERN KAMCHATKA	122
<b>Chapter VII</b>	
CORRELATION OF PLEISTOCENE DEPOSITS OF KAMCHATKA AND OTHER REGIONS OF THE FAR EAST	129
Conclusion	137
Bibliography	139

*Нина Павловна Курпина*

Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки (Труды ГИН, вып. 216)

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР  
Редактор издательства Л. В. Миракова. Технический редактор И. А. Макогонова

Сдано в набор 12/XII 1969 г. Подп. к печ. 13/IV 1970 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2

Усл. печ. л. 12,95+1 вкл. (0,35). Уч.-изд. л. 13. Т-05183. Тираж 850 экз. Тип. зак. 5943. Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 30 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·