

КАЙНОЗОЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 38

Ю. П. БАРАНОВА, С. Ф. БИСКЭ, В. Ф. ГОНЧАРОВ,
И. А. КУЛЬКОВА, А. С. ТИТКОВ

КАЙНОЗОЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР
В. Н. САКС



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1968

В книге рассматривается геоморфологическое строение Северо-Востока СССР, приводится описание кайнозойских, преимущественно неогеновых континентальных отложений ряда изолированных межгорных впадин, основанное на новом биостратиграфическом материале, дается палеогеографический очерк развития природы Северо-Востока СССР на протяжении кайнозойской эры. Таблиц 4. Библ. 115. Иллюстраций 26.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Названием этой книги охватывается очень широкий круг вопросов геоморфологии, стратиграфии и генезиса рыхлых кайнозойских отложений, палеогеографии палеогена, неогена и четвертичного периода Северо-Востока СССР. Совершенно очевидно, что каждый из них мог бы сам по себе представить предмет специального тематического исследования.

Задача нашей книги более скромная. Авторы подводят итоги геоморфологической изученности, излагают собственный материал, накопленный при стратиграфическом изучении в 1963—1966 гг. отложений наложенных впадин, а затем, сопоставляя первое и второе с разнообразными данными иных исследований, намечают свои предварительные, «эскизные» палеогеографические выводы для последовательно разворачивающейся картины кайнозойской истории Северо-Востока. Содержание книги в соответствии с ее замыслом можно разделить на три взаимосвязанные между собой части. Из них первая посвящена геоморфологии, вторая — стратиграфии кайнозойских отложений, главным образом тех, которые залегают в неотектонических впадинах, и третья — некоторым основным чертам палеогеографии кайнозоя Северо-Востока.

При описании геоморфологического строения главное внимание уделяется вопросам морфографии, причем приводится вновь составленная орографическая схема, характеризуются морфология и общий генезис рельефа. Вопросы геологической истории развития рельефа в мезозое излагаются кратко, как своего рода пролог к современному его строению, поскольку более подробно они освещены в сводной монографии Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964а) и в недавно опубликованной книге Ю. П. Барановой (1967). Дальнейшее изложение геоморфологического строения ведется в региональном плане применительно к предлагаемой схеме районирования.

Во второй части рассматриваются вопросы стратиграфии преимущественно континентальных и лишь в незначительной мере морских отложений олигоцена, неогена и четвертичной системы, залегающих в отдельных внутригорных и окраинных молодых неотектонических впадинах на Чукотке, в горной системе Черского, на Охотском побережье и в западной части Восточно-Сибирской низменности. Кайнозойские отложения восточной части Восточно-Сибирской и Нижне-Анадырской низ-

менностей, Нагаевской и Верхне-Нерских впадин, исследованные до 1963 г., не рассматриваются, стратиграфия их изложена в упомянутой выше монографии.

Авторы пришли к выводу об относительно древнем, отчасти поздне-олигоценном, в основном же миоцен-среднеплиоценовом возрасте нижней части обнажающихся во впадинах континентальных толщ, которые до сих пор рядом геологов относятся к позднеплиоценовым или ранне-четвертичным (в схеме разделения неогеновой и четвертичной систем, принятой в этой работе).

Третья часть содержит обзор палеогеографии Северо-Востока в кайнозойе. Основное внимание при этом уделяется вопросам распределения суши и моря, циклам рельефообразования, изменению климатических условий, оледенениям и развитию растительности.

Работа над изучением кайнозойских отложений наложенных впадин Северо-Востока, запечатлевших в своих толщах многие страницы его истории геологического развития, продолжается. Предлагаемая вниманию читателей книга — краткое сообщение о проделанной работе, охватывающей небольшую часть впадин.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Северо-Восток СССР занимает обширную и весьма разнообразную по устройству поверхности окраину Северо-Восточной Евразии, западную часть которой, лежащую в бассейне Северного Ледовитого океана, нередко относят к Северо-Восточной Сибири, а восточную, принадлежащую бассейну Тихого океана, — к Крайнему Северо-Востоку или Северу Дальнего Востока. Такое разделение, подкупающее своей простотой и удобством, все же является в значительной мере формальным, поскольку водораздел двух частей обширной страны представляет собой всего лишь протяженную линию, по обе стороны которой ландшафты не обнаруживают существенного различия. Линия водораздела проходит внутри геоморфологически однородных областей, не совпадает с ограничивающими контурами основных морфоструктур и играет роль главным образом индикатора распределения стока, но отнюдь не отмечает изменение геоморфологического строения страны в целом.

Имея в виду это обстоятельство, мы сочли возможным в настоящем обзоре выделить Северо-Восток СССР в качестве единой обособленной геоморфологической страны, отличающейся, как будет показано ниже, орографией, геоморфологическими особенностями и историей развития. Географическое ограничение Северо-Востока СССР, как территории, простирающейся от низовьев Лены и Алдана на восток, вплоть до берегов Берингова моря, принимается нами в соответствии с установившейся традицией. В состав его входят и прилежащие к континенту арктические острова — Новосибирские, Айон, Врангеля, Медвежий и другие, более мелкие. Что касается Камчатки и Курильских островов, своеобразие которых определяется геологическим строением, в частности древним и современным вулканизмом и, кроме того, географическим положением, то они обособляются в особый район, тяготеющий уже к Дальнему Востоку. Граница между Камчаткой и Северо-Востоком проходит по южной окраине Парапольского дола, через Уальские ворота — к заливу Уала.

В рельефе Северо-Востока преобладают горы, уступающие место крупным низменностям лишь в низовьях наиболее значительных рек: Колымы, Индигирки, Яны и Анадыря.

Горы Северо-Востока СССР образуют северо-западную часть обширной системы поднятий, окружающих гигантским, почти непрерывным поясом крупнейшую планетарную депрессию, занятую Тихим океаном. Через горные сооружения северо-западного побережья Охотского моря (хребты Джугджур, Прибрежный и др.), Камчатки и Курил они смыкаются с горами Юга Дальнего Востока; рельефе Чукотского полуострова, о-ва Врангеля, Командорских и Алеутских островов четко проявляются их соединительные звенья с горными цепями Аляски и уходящими далее на юг горами тихоокеанского

побережья Америки. С запада горные сооружения Северо-Востока примыкают к обширным низменностям (Центрально-Якутской и Нижне-Алданской), отделяющим их от Средне-Сибирского плоскогорья.

Устройство поверхности Северо-Востока отличается сложностью и разнообразием. Основными таксономическими единицами его орографии являются горные системы, нагорья и низменные равнины — низменности. В пределах первых двух выделяются менее значительные единицы второго порядка — линейно ориентированные хребты (гряды) и кряжи, иногда соединяющиеся в горные цепи, а также горные массивы, представляющие собой небольшие узлы различно ориентированных хребтов и кряжей. Кроме этого, выделяются неориентированные единицы — отдельные плато, группы одиночных гор, увалов и холмов (холмогорье) и внутригорные впадины.

В пределах низменных равнин отдельные, более или менее обособленные их части выделяются под названием низин. Последние порой имеют линейное протяжение и в таких случаях именуются долами (например, Параспольский дол, Ожогинский дол и др.). Небольшие низины известны и на окраинах гор, где последние примыкают к морю (например, Гижигинская низина, Мечигменская низина и т. п.).

Орографическое районирование Северо-Востока определяется выделением 16 районов, обозначенных в перечне орографической номенклатуры римскими цифрами (рис. 1).

Орографическая номенклатура Северо-Востока СССР

I. Верхоянская горная система

Хребты

- | | | |
|------------------|------------------|------------------|
| 1*. Хараулахский | 5. Джарджанский | 9. Сеттэ-Дабан |
| 2. Верхоянский | 6. Сетинджинский | 10. Кумбаринский |
| 3. Орулганский | 7. Тагындинский | 11. Сунтар-Хаята |
| 4. Кельтерский | 8. Скалистый | 12. Юдомский |

Кряжи

- | | | |
|------------------|--------------------|---------------|
| 13. Туора-сис | 16. Кутургинский | 19. Чочумский |
| 14. Кунга | 17. Усть-Вилуйский | 20. Горностах |
| 15. Огоньор-тага | 18. Муннийский | 21. Тарынский |

Плоскогорье — Ю-М — Юдомо-Майнское

II. Яно-Оймяконское нагорье

Хребты

- | | | | |
|-----------|------------|--------------|-------------------|
| 22. Кулар | 23. Кислях | 24. Тирехтях | 25. Нельгехинский |
|-----------|------------|--------------|-------------------|

Горный массив

26. Делиньинский

Внутригорные впадины

А — Адычская Б — Бытантайская Д — Дербекинская О — Оймяконская

III. Горная система Черского

Хребты

- | | | |
|-------------------|-------------------|----------------------------|
| 27. Селленяхский | 35. Гармычан | 43. Халканский |
| 28. Хадырынья | 36. Улахан-Чистай | 44. Сарычева (Таскыстабыт) |
| 29. Тасхаях-тах | 37. Эрикитский | 45. Оханджа |
| 30. Догдо-Чим | 38. Хаяргастах | 46. Чьор |
| 31. Окраинный | 39. Порожный | 47. Полярный |
| 32. Чибагалахский | 40. Боронг | 48. Онель |
| 33. Момский | 41. Сияпский | 49. Чербыньинская гряда |
| 34. Арга-тас | 42. Ольчанский | 50. Ненгеджек |

* Цифры и буквенные обозначения показаны на рис. 1.

Кряжи

51. Иргичанский
52. Буркат

53. Ымыйский
54. Андрей-тас

55. Козловой
56. Неньдельгинский

Горные массивы

57. Томмотский

58. Буордахский

Плато

59. Улахан-Чистайское

Внутригорные впадины

М-С — Момо-Селенняхская
Да — Дарпирская

До — Догдинская
Бу — Бугчанская

Та — Тасканская

IV. Система хребта Полоусного

Хребет

60. Полоусный

Кряжи

61. Немкучанский
62. Кюнь-тас
63. Эстерингтях-тас

64. Улахан-тас
65. Суор-Уйята
66. Сюрях-тас

67. Бонга-тага
68. Шандринский

Холмогорье

КХ — Кондаковское

V. Алазейское плоскогорье

Кряж

69. Хангас-тас

VI. Верхне-Колымское нагорье

Хребты

70. Беренджинский
71. Большой Анначаг
72. Малый Анначаг

73. Больших Порогов
74. Майманджинский
75. Элекчен

76. Джегдинский
77. Су
78. Омсукчанский
79. Галимовский

Горные массивы

80. Килганский

81. Уаза-Ина

82. Бохапчинский

Плато

83. Ольское

Внутригорные впадины

С-Б — Сеймчано-Буундинская В-Н — Верхне-Нерские

VII. Юкагирское плоскогорье

Хребет

84. Северский

Кряжи

85. Осалинский

86. Чубукулах

87. Хебикандя

VIII. Анюйское нагорье

Хребты

88. Анюйский
89. Раучуанский
90. Курьинский
91. Вулканый

92. Торный
93. Ветреные горы
94. Орло
95. Баимкина

96. Ненканский
97. Островершинный
98. Эргуней
99. Неутенский

Кряжи

100. Пырканий
101. Илirней

102. Хыргоней
103. Чуванские горы

104. Бахихчан
105. Вукней

Горный массив

106. Люпвеемский

IX. Омолонское нагорье

Хребты

107. Олойский	110. Яранайский	113. Молькаты
108. Уш-Урэкчэн	111. Конгинский	114. Отайкачанский
109. Маланджинский	112. Коркодонский	

Внутригорные впадины

В/К — Верхне-Кедонская	В-П — Верхне-Пареньская	Х — Хуличанская
В-К — Верхне-Кегалинская	Уг — Уляганская	В-С — Верхне-Сугойская

X. Чукотское нагорье и остров Врангеля

Хребты

115. Тенианый	118. Шелагский	121. Чантальский
116. Искатень	119. Пегтымельский	122. Экитыкский
117. Экиатапский	120. Паляваамский	123. Пекульней
		124. Золотой

Кряжи

125. Айнон	127. Ичувеемский	129. Бараньи горы
126. Кытапай	128. Узловые горы	130. Ушканьи горы

Внутригорные впадины

Ам — Амгуэмская	Ул — Улювеемская
-----------------	------------------

Окраинные низины

В — Ванкаремская	М — Мечигменская	Ко — Койнатхунская
У — Уэлленская	В-К — Восточно-Крестовская	ТА — Тундра Академии
		Ч — Чаунская

XI. Анадырское плоскогорье

Хребты

131. Оснновский	133. Щучий	134. Тополовы горы
132. Чуванский		

XII. Горы Охотского склона

Хребты

135. Чуткавар	139. Хасынский	143. Корбэнджа
136. Арманский	140. Туманский	144. Тайнынотский
137. Момонтыкис	141. Ненкат	145. Ичигемский
138. Дэл-Урэкчэн	142. Наяханский	

Кряжи

146. Хейджанский	148. Сигланский	150. Кони
147. Кетандинский	149. Қил	

Плато

151. Уракское	152. Окланское
---------------	----------------

Низины

Ю-У — Юдомо-Уракская	Н-К — Нижне-Кухтуйская	Я — Ямская
Г — Гижигинская	Т — Тауйская	

XIII. Корякское нагорье

Хребты

153. Рарыткин	158. Пикась	164. Пенжинский
154. Уквушвуйнен (Майны-Пыльгинский)	159. Укелаят	165. Апукский
155. Койвереланский	160. Ватына	166. Ветвейский
156. Комзутоямский	161. Олюторский	167. Пылгинский
157. Расчлененный	162. Южно-Майнский	168. Элекай
	163. Ваеж	169. Пахачинский

Кряжи

170. Кэнкэрэн	172.	174. Майнские увалы
171. Алганский	173. Усть-Бельс	175. Ильвапинан

Плато

176. Майнское

Низины

Па — Паропольский дол Пе — Пенжинская М-П — Майны-Пыльгинская

XIV. Анадырская низменность

Низины

Ма — Марковская Н-А — Нижне-Анадырская Бе — Бельская

XV. Восточно-Сибирская низменность

Низины

К — Колымская И — Индигирская П — Приморская (Яно-Ин-
Ан — Аннойская ская) дигирская)
Ож — Ожогинский дол Ом — Омолойская

XVI. Новосибирские острова

Плато

177. Толля на о-ве Котельном *Низины* Н — островов Ляховских и Анжу

Горы Северо-Востока располагаются в пределах гипсометрического интервала от 200 до 3147 м — отметки, которой достигает гора Победа в Улахан-Чистайском хребте. Значительную часть гор составляет низкогорье, расположенное приблизительно от 200 до 1000 м абс. выс., и среднегорье — в интервале от 1000 до 2000 м. Высокогорье занимает лишь небольшие участки в горной системе Черского, Корякском нагорье и Верхоянской горной системе. Низменности составляют в общей сложности не более одной десятой площади горной страны.

История развития рельефа всего Северо-Востока СССР, начиная с древнейшего ее этапа на заре юрского периода, освещена в обобщающей монографии Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964а) и в последующей работе Ю. П. Барановой (1967), посвященной морфоструктурам Северо-Восточной Сибири. Как было установлено, эта история тесно связана с развитием области мезозойской складчатости — зоны ее сочленения с кайнозойской (ниппонской) геосинклиналью, а также с развитием собственно кайнозойской геосинклинальной области, на месте которой образовалась кайнозойская складчатая страна. Соответственно в пределах Северо-Востока выделяются Верхояно-Чукотская орогенная область на западе и Анадырско-Корякская орогенная область на востоке, между которыми располагается переходная область Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Начало континентального развития Верхояно-Чукотской области совпадает с заключительными этапами геосинклинального развития и послегеосинклинального тектогенеза, длившегося с конца юрского периода до окончания мелового. Рельеф Охотско-Чукотского вулканогенного пояса развивался в ходе преобразования кайнозойской (ниппонской) геосинклинали в складчатую область в конце мезозойской и начале кайнозойской эры. Более молодым является рельеф Анадырско-Корякской складчатой страны, основные черты которого обязаны орогеническим процессам кайнозойской эры.

Существенное значение в формировании рельефа Северо-Востока СССР имели неотектонические движения, весьма разнообразные по характеру и амплитуде в разных частях столь обширной территории: интенсивные, преимущественно сводовые поднятия в Верхоянской горной системе; глыбовые и складчатые поднятия, сопряженные с разломами в

горной системе Черского и Полоусном хребте; поднятия, сочетающиеся с интенсивным вулканизмом в Охотско-Чукотском поясе и Корякском нагорье; наконец, слабые поднятия в Яно-Оймяконском складчатом нагорье, Юагирском и Омолонском складчато-глыбовых нагорьях. В Восточно-Сибирской низменности, наоборот, преобладали дифференцированные неотектонические опускания Колымского и Хромско-Новосибирского срединных массивов, осложненные разломами и блоковыми движениями.

В первоначальные этапы новейшего развития направленность и характер неотектонических движений были во многих чертах унаследованы от мезозойских тектонических процессов, но впоследствии, в позднелицен-четвертичное время неотектонические движения приобрели большую дифференцированность и более частую амплитуду колебаний. Экзогенный фактор рельефообразования, постоянно действовавший посредством выветривания, денудации и аккумуляции, в современном облике рельефа нашел свое отражение главным образом в эрозийных, гляцигенных и солифлюкционных процессах, которые, накладываясь на структурную основу, созданную тектоникой, и взаимодействуя с неотектоническими процессами, обусловили разнообразие современного горного и равнинного рельефа страны.

Своеобразие истории развития Верхоянской горной системы состоит в том, что начальный этап ее рельефообразования не был связан с мощным орогенезом, характерным для классических геосинклинальных областей. Позднеюрская и раннемеловая эпохи здесь проходили под знаком слабых сводовых поднятий Верхоянской антиклинальной зоны, причем возник слабо расчлененный холмистый невысокий рельеф, который в позднеюрское время был представлен невысокими островами, окруженными шельфовыми подводными равнинами. Суша в области современной Верхоянской горной системы в позднеюрское время, по-видимому, была низкой и выровненной, о чем свидетельствует отсутствие в осадках Приверхоянского прогиба грубообломочных фаций, состоящих из пород верхоянского комплекса. Отдельные острова возвышались среди моря в течение всей юры на месте современной горной системы Черского, Охотского массива, Юагирского, Омолонского и Анойского нагорьев, в северной части Чукотского нагорья, на Тайгоносе и, вероятно, в восточной части Корякского нагорья.

Только в конце раннего мела и в основном в позднем мелу Верхоянская горная система стала преобразовываться в расчлененную страну, обладающую структурно-тектоническим горным рельефом. В пользу такого представления свидетельствует появление в обломочных породах Приверхоянского прогиба галек пород верхоянского комплекса. Вместе с тем отсутствие здесь отложений типа моласс не позволяет предполагать значительное поднятие гор и сопряженную с этим интенсивную денудацию (Баранова, 1962).

Яно-Оймяконское нагорье и район Полоусного хребта в позднеюрское — меловое время развивались в условиях хорошо выраженного орогенеза, что проявлялось в тектонической мобильности, складкообразовании, глубинных разломах и магматизме, происходивших на фоне общего подъема. Развитие рельефа этих районов в позднем мезозое было сопряжено с вовлечением в прогибание Колымского срединного массива, что обусловило перераспределение областей сноса и накопления. Позднеюрское время знаменует заложение Момо-Зырянской предгорной впадины и других внутренних межгорных впадин — Дарпирской, Догдинской, Таскано-Лыглыхтахской, служивших участками накопления мощных молассовых толщ, которые формировались за счет сноса материала с поднимавшихся и интенсивно расчленявшихся гор на месте современной системы Черского. В пределах названных впадин почти до

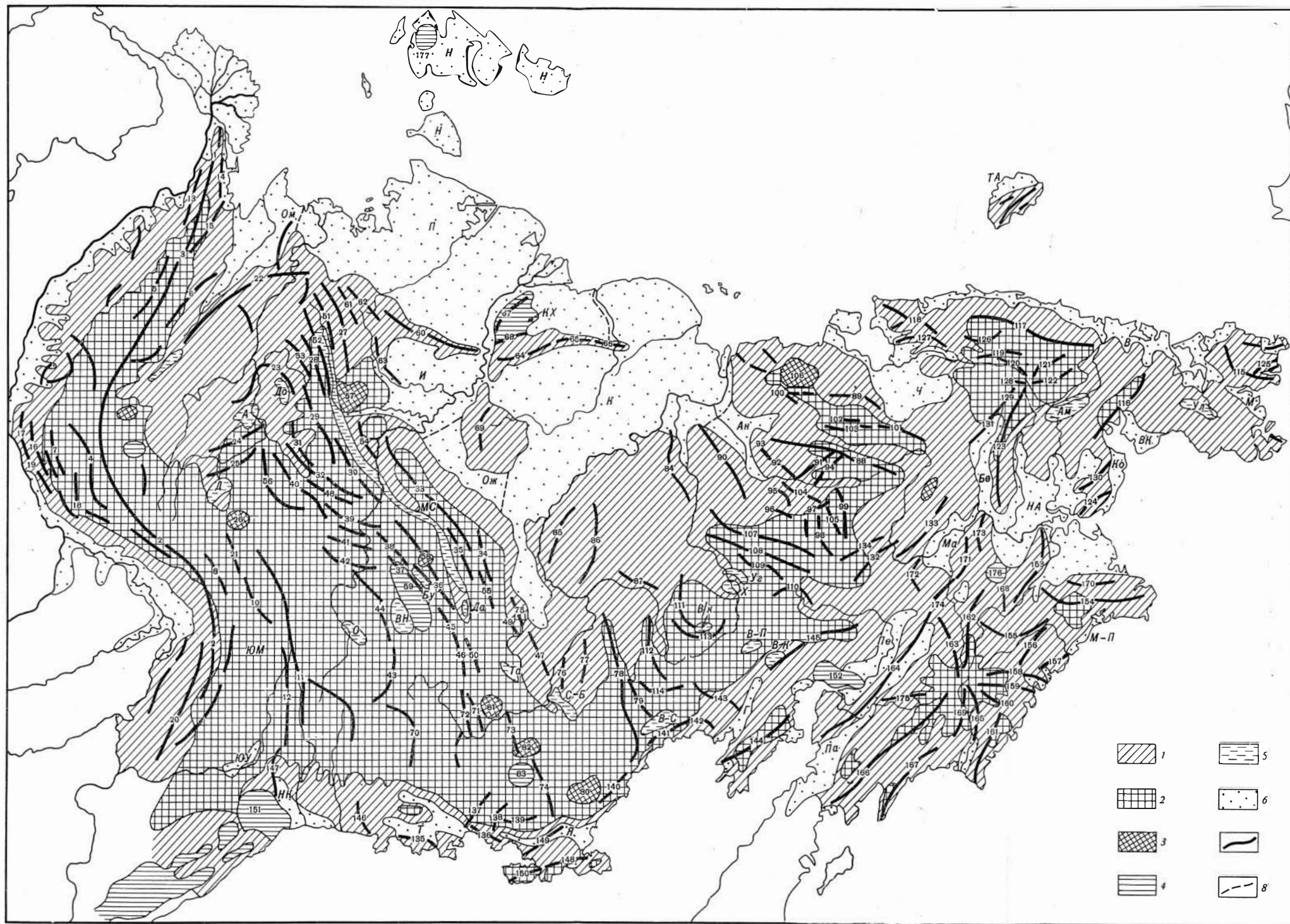


Рис. 1. Орографическая схема Северо-Востока СССР, масштаб 1:10 000 000. Составил С. Ф. Бискэ.

1—низкотеррасы с преобладанием абсолютных отметок от 200 до 1000 м; 2—среднегорья с преобладанием абсолютных отметок от 1000 до 2000 м; 3—горные массивы; 4—плато; 5—внутригорные впадины; 6—низменности; 7—осевые линии хребтов и краев; 8—границы низин Восточно-Сибирской низменности.

Цифры и буквенные обозначения см. в Орографической номенклатуре (стр. 6—9)

конца поздней юры сохранялся морской бассейн, унаследованный с триаса (Баранова, 1967).

В конце поздней юры — начале раннемелового времени произошло замыкание мезозойской геосинклинали. Этот процесс проявился, в частности, в регрессии моря, которая была сопряжена со складчатостью и орогеническими движениями. Преимущественное распространение на Северо-Востоке суша впервые получила, по-видимому, в валанжинском веке. В готерив-барремское время море сохранялось лишь в области прогибов земной коры, располагавшихся между низовьями рек Большого и Малого Анюя на севере и Пенжинской губой на юго-востоке, где существовал морской Анюйский пролив, по которому происходила миграция фауны между Арктическим и Тихоокеанским бассейнами (Бискэ, 1962; Баранова, Бискэ, 1964а). В начале мелового периода море, вероятно, проникало неглубокими заливами также в пределы восточных окраин Чукотского и Корякского нагорьев, о чем свидетельствуют находимые там нижнемеловые мелководные осадки.

В позднем мелу в результате восходящих движений, охвативших всю Верхояно-Чукотскую область, районы горной системы Черского и Момского хребтов, а также Верхоянской горной системы, Верхне-Колымского и Анюйского нагорьев и северной части Чукотского нагорья развивались в условиях денудации, сноса и значительного расчленения рельефа. В Приверхоянском прогибе, на месте современной Центрально-Якутской низменности, в погруженной области Колымского срединного массива и на месте Восточно-Сибирской низменности формировались денудационно-аккумулятивные равнины. Сходный процесс рельефообразования происходил на северных окраинах страны, где формировались обширные аккумулятивные речные, дельтовые и морские равнины.

Конец позднего мела, палеоцен и эоцен в Верхояно-Чукотской области в связи с наступившим вслед за орогенезом ослаблением тектонической активности являлся этапом нисходящего развития рельефа, уменьшения его контрастности и выравнивания. В Охотско-Чукотском поясе позднемеловые, почти недислоцированные эффузивы залегают на срезанной денудацией поверхности интенсивно дислоцированных раннемеловых эффузивов.

В истории развития рельефа Северо-Востока палеовулканизм играет существенную (но далеко еще не вполне выясненную) роль, особенно значительную в конце мезозоя и начале кайнозоя.

Позднемезозойское время наряду с орогеническими движениями и постепенным сокращением пространств, занятых морем, характеризовалось проявлением активного вулканизма, вначале почти исключительно подводного, а затем и наземного. Проявление вулканизма локализовалось преимущественно в зоне сочленения мезозойской складчатости с кайнозойской ниппонской геосинклиной. Позднемезозойские вулканогенные структуры сформировали Охотско-Чукотский пояс, вулканическая деятельность в котором продолжалась, постепенно сокращаясь в палеогене и неогене. О масштабах вулканических излияний в пределах пояса свидетельствуют обширные поля плато-базальтов, распространенные в южной части Чукотского полуострова, в верховье р. Анадырь, Окланском, Ольском, Уракском и других вулканогенных плато Охотского склона.

В меловом периоде и, вероятно, в палеогене вулканогенные равнины Охотско-Чукотского пояса занимали обширные пространства, распространяясь в бассейн правых притоков Колымы, в область современной акватории северной части Охотского моря и на п-ов Тайгонос. Вероятными останцами их, уцелевшими при последующих поднятиях и денудации, являются отдельные массивы меловых или кайнозойских эффузивов, обнаруживающиеся в структурах горных сооружений Омсукчан-

ского хребта, на северной окраине Юкагирского плоскогорья, в Анюйском нагорье и в Тайнынотском хребте. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс является крайним северо-восточным звеном великого Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса Евразии (Яншин, 1965), который протянулся вдоль грандиозной зоны разломов восточной окраины континента на 11 тыс. км.

В процессе позднемелового — палеогенового уменьшения контрастности и выравнивания рельефа в Верхояно-Чукотской складчатой стране горный рельеф сохранялся в своде Верхоянского хребта, на восточной окраине горной системы Черского и на других участках среди поверхности выравнивания (Баранова, 1967). По мере отступления моря на север его место занимали обширные лагунно-дельтовые и примыкающие к ним озерно-аллювиальные равнины, распространенные на месте северных низин и шельфовой полосы. На месте о-ва Врангеля над этими равнинами возвышался низкоротный массив. Озерно-аллювиальные равнины проникали также в глубь страны по участкам погружения структур в низовья Омолона и Сугоя.

Низкоротный рельеф в позднем мелу сохранился на северо-востоке Чукотского полуострова, на участке докембрийского массива и к востоку от Чаунской губы, на месте Ичувеевского и Шелагского хребтов, а также в значительной части Анюйского нагорья. В последнем, в связи с дифференцированными сводовыми поднятиями, в сеноман-туроне стал выделяться среднегорный рельеф.

Районы Корякского нагорья и Анадырской низменности во второй половине раннемеловой эпохи и затем в сеноман-туронское время в связи с развитием кайнозойской геосинклинали были затоплены морем. Оно постепенно трансгрессировало на юг вдоль молодых погружавшихся геосинклинальных прогибов.

Начало новейшего этапа истории формирования рельефа страны, связанное с повсеместным на Северо-Востоке оживлением тектонических явлений, относится к олигоценовой эпохе. Это время характеризуется оформлением главных структурных элементов в области кайнозойской складчатости и унаследованных от мезозойских этапов сводовых и блоковых поднятий в Верхояно-Чукотской области, сопряженных с разломами.

Впоследствии с новейшим этапом было связано омоложение древнего рельефа, заполнение молодых впадин осадками, сложное развитие речной сети. В результате замедления темпов поднятия получали временное и неповсеместное распространение процессы выравнивания, никогда, впрочем, не достигавшие преобразования горного рельефа в равнинный.

В четвертичном периоде, наряду с продолжавшимися неотектоническими движениями, унаследованными от предыдущей истории, и частично обусловленными ими периодическими вторжениями моря на сушу, под влиянием климатического фактора неоднократно развивались горное оледенение, солифлюкция, термокарст и другие процессы, непрерывно изменявшие облик рельефа.

Более подробно новейший этап истории развития рельефа Северо-Востока удобнее рассмотреть в заключительной главе книги, в палеогеографическом аспекте, вслед за геоморфологическим описанием современного рельефа и изложением новых результатов стратиграфических исследований кайнозойских отложений некоторых впадин.

Исходя из структурно-геологических особенностей, а также данных по истории развития рельефа и учитывая орографический план, на территории Северо-Востока СССР можно выделить следующие геоморфологические области и районы (рис. 2):

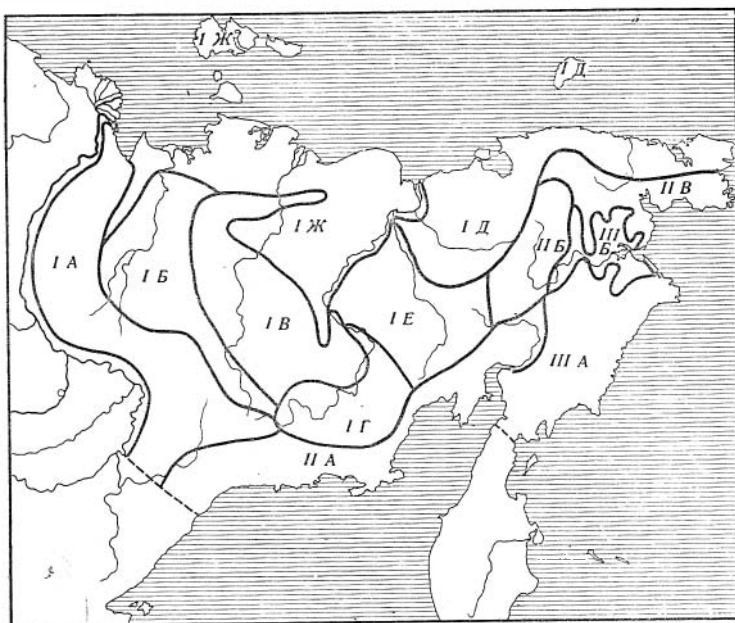


Рис. 2. Схема геоморфологических областей и районов Северо-Востока СССР. Составил С. Ф. Бискэ.

Верхояно-Чукотская орогенная область на мезозойском складчатом основании: IА — Верхоянская горная система; IБ — Яно-Оймяконское нагорье; IВ — горная система Черского, хребты Полоусный и Момский; IГ — Верхне-Колымское нагорье; IД — Анюйское нагорье и северная часть Чукотского нагорья; IЕ — Юкагирское и Омолонское нагорья; IЖ — равнины Восточно-Сибирской низменности, Новосибирских островов и низогорный рельеф Алазейского и Кондаковского плоскогорий. Охотско-Чукотская орогенная позднемезозойско-кайнозойская область наложенного вулканогенного пояса: IIА — Охотский склон; IIБ — Анадырское плоскогорье; IIВ — южная часть Чукотского нагорья.

Анадырско-Корякская орогенная область на кайнозойском складчатом основании: IIIА — Корякское нагорье; IIIБ — Анадырская низменность

1. Верхояно-Чукотская орогенная область на мезозойском складчатом основании.

А. Верхоянская горная система с интенсивными, преимущественно сводовыми неотектоническими движениями и четким отражением структуры в рельефе.

Б. Яно-Оймяконское нагорье со слабо дифференцированными неотектоническими движениями и отражением структур в рельефе на участках развития брахискладок и блоков гранитоидных массивов.

В. Горная система Черского, Полоусный и Момский хребты с интенсивными и резко дифференцированными неотектоническими движениями, отражением в рельефе глыбовых и складчатых структур и глубинных разломов, к которым приурочены гранитоидные интрузии и тектонические впадины.

Г. Верхне-Колымское нагорье с дифференцированными, умеренно-интенсивными неотектоническими движениями, проявлением в рельефе преимущественно глыбовых структур и глубинных разломов.

Д. Анюйское нагорье и северная часть Чукотского нагорья с дифференцированными, умеренно интенсивными неотектоническими движениями, отражением в рельефе складчатых структур, разломов и позднегеосинклинальных наложенных впадин.

Е. Юкагирское и Омолонское нагорья со слабыми неотектоническими движениями; рельеф образован на выступах Колымского и Омолонского срединных массивов, палеозойских блоках и на мезозойских складчатых структурах.

Ж. Равнины Восточно-Сибирской низменности, Новосибирских островов и низкогорный рельеф Алазейского и Кондаковского плоскогорий, образованные на погруженных и поднятых структурах мезозойского фундамента и блоках Колымского и Хромско-Новосибирского средних массивов; характеризуются слабыми неотектоническими поднятиями низкогорных участков и устойчивыми опусканиями низин.

2. Охотско-Чукотская орогенная позднемезозойская—кайнозойская область наложенного вулканогенного пояса.

А. Низко- и среднегорье Охотского склона с умеренно интенсивными, дифференцированными, преимущественно дизъюнктивными неотектоническими движениями; характеризуется отражением в рельефе блоковой структуры мезозойского фундамента и дорифейских жестких массивов, гранитондных интрузий и вулканических покровов.

Б. Анадырское плоскогорье со слабыми и недифференцированными неотектоническими движениями и преимущественным отражением в рельефе слабо дислоцированных покровов и плато-эффузивов вулканогенного пояса.

В. Южная часть Чукотского нагорья с умеренно интенсивными, дифференцированными неотектоническими движениями; характеризуется отражением в рельефе блоков мезозойских складчатых структур, перекрытых дислоцированными вулканическими покровами, и интрузий гранитондов.

3. Анадырско-Корякская орогенная область на кайнозойском складчатом основании.

А. Корякское нагорье с интенсивными и резко дифференцированными неотектоническими движениями, в рельефе которого отражается связь со складчатыми и глыбовыми структурами мезозойского комплекса (поздне- и послегеосинклинальными впадинами) и вулканоструктурами.

Б. Анадырская низменность, сформированная на погруженном фундаменте дорифейского массива и кайнозойских послегеосинклинальных впадин.

Ниже излагается геоморфологическая характеристика областей и районов Северо-Востока СССР. При составлении ее использованы обзорные и детальные гипсометрические и геологические карты, многочисленные рукописные отчеты о полевых исследованиях, а также ряд статей и монографий, упомянутых в списке использованной литературы.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ НА МЕЗОЗОЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ ОСНОВАНИИ

Верхоянская горная система

Верхоянская горная система расположена в западной части Верхояно-Чукотской орогенной области. Протягиваясь в субмеридиональном направлении от дельты Лены на юг, она образует естественный рубеж между бассейнами Лены и Яны.

Основными геоморфологическими особенностями описываемого района являются четкое отражение структуры в рельефе и преимущественно сводовое поднятие на протяжении как послегеосинклинального, так и новейшего этапа. Характеризуясь многими общими чертами, рельеф Верхоянской горной системы в разных ее частях вместе с тем обладает специфическими особенностями, отражающими неодинаковый темп неотектонических движений и, соответственно, различные интенсивности эрозийного процесса, а также степень сопротивляемости разных по стойкости пород к агентам денудации и т. д.

В структурно-тектоническом отношении Верхоянская горная система.

слагается Верхоянской антиклинальной зоной, Сеттэ-Дабанским антиклинорием и Южно-Верхоянским синклинорием.

Своду Верхоянской антиклинальной зоны соответствуют наиболее высокие хребты — Орулганский, Верхоянский и Скалистый. Абсолютные высотные отметки в этих хребтах достигают 2400 м, амплитуда эрозионного расчленения оценивается в 500—800 м. Большое развитие здесь получают ледниково-нивальные процессы, что в сочетании с интенсивным эрозионным расчленением и большими высотами придает рельефу этих хребтов высокогорный альпийский облик.

На крыльях антиклинальной зоны, образующих склоны главных хребтов, составляющих горную систему, развит рельеф, особенности которого определяются не только структурой моноклинально падающих пород, но и их литологической неоднородностью. В связи с этим здесь получают распространение куэсты, в которых крутые склоны и гребень сложены песчаниками, а пологие склоны развиваются на сланцах.

Расчлененность западного и восточного склонов Верхоянской горной системы неодинакова. Более глубоко расчленены западные склоны, ограниченные продольными разломами и дренируемые правыми притоками рек Лены и Алдана. Амплитуды высот на западном склоне достигают 1500 м, тогда как предгорные равнины и подножные шлейфы располагаются на абсолютных отметках 500—600 м.

Невысокий, но сильно расчлененный контрастный рельеф развит на участке Западного Верхоянья, примыкающем к правобережью среднего течения Лены и низовьям Алдана. Чередование узких антиклинальных и синклинальных складок, вытянутых почти в меридиональном направлении, обусловило образование параллельных гряд и кряжей, разделенных понижениями. Последние используются многочисленными мелкими притоками Лены, которым на данном участке присущи резкие перегибы.

В целом же речная сеть на западных отрогах Верхоянской горной системы прорезает структуры вкрест простираения. На восточных склонах Верхоянской горной системы переход от гребня к подножию плавный, при этом и высоты снижаются до 800—900 м постепенно. Эрозионное расчленение восточных склонов менее резкое, вследствие чего почти неуловим переход от Верхоянской горной системы к Яно-Оймяконскому нагорью. Речная сеть восточного склона приспособлена к структурам. В своем направлении она повторяет виргацию складок и нередко имеет продольные по отношению к горной системе простираения.

В южной части Верхоянская горная система образует более сложное горное сооружение. Ее западная часть, приуроченная к Сеттэ-Дабанскому антиклинорию, состоит из южного окончания Скалистого хребта, Сеттэ-Дабана и кряжа Горностах. Передовые гряды этих хребтов образованы поднятыми блоками палеозойского складчатого фундамента, вовлеченными в общую антиклинальную структуру мезозонд. Наряду со структурой большое влияние на рельеф здесь оказывает литологический состав пород. Антиклинальным складкам, сложенным с поверхности известняками, соответствуют гряды, а синклинали, выполненные сланцами, представлены межгрядовыми понижениями. Общая ориентировка рельефа обусловлена направлениями структур. Склоны хребтов и кряжей ограничены продольными разломами и надвигами. Поперечные разломы развиты реже, их используют реки в участках прорезания горных сооружений, поэтому в плане речная сеть отличается коленчатыми изгибами.

С востока хр. Сеттэ-Дабан ограничен Юдомо-Майнским плоскогорьем, характеризующимся высоким, но не сильно расчлененным рельефом, в облике которого нет четко выраженных морфоструктур.

За Юдомо-Майнским плоскогорьем располагается юго-восточная

часть Верхоянской горной системы, приуроченная к Южно-Верхоянскому синклинирию. Здесь развит высокий горный массив, центральную часть которого составляет хр. Сунтар-хаята с многочисленными ответвлениями боковых хребтов на юг и северо-запад. В этой части сосредоточены наибольшие абсолютные высоты порядка 2500—2800 м, в высшей точке (гора Мус-хая) достигающие 2959 м. В целом массив, особенно хр. Сунтар-хаята, характеризуется резко расчлененным высокогорьем с большими амплитудами высот. Альпийский облик рельефу придают острые гребни, оголенные скалы, крутые, глубоко расчлененные склоны, формы современной и древней ледниковой деятельности. В рельефе не обнаруживается сколько-нибудь определенная зависимость от расположения складчатых структур. Высокое положение массива определяется главным образом интенсивностью восходящих неотектонических, преимущественно блоковых движений в сочетании с большой резистентностью эффузивных и интрузивных пород. Литологическая неоднородность обуславливает ярусность рельефа. В верхнем ярусе высокогорный рельеф формируется на отпрепарированных интрузиях гранитов. В среднем и нижнем ярусах широким распространением пользуются высокие плато и столовые горы, обязанные своим происхождением покровам слабо дислоцированных эффузивов. Очертания речной сети зависят от концентрического распределения различных типов рельефа. От наиболее высокой части массива реки растекаются радиально, приспосабливаясь одновременно к зонам дизъюнктивных нарушений, отражая в своих изгибах направления разломов и сбросов. Длительная история формирования Верхоянской горной системы наложила отпечаток на ее современный рельеф. В последнем сохранилось много реликтов от древних эпох. К ним относятся поверхность выравнивания, реликты неогеновой речной сети, формы двукратного четвертичного, горно-долинного оледенения.

Поверхность выравнивания лучше всего сохранилась на севере, в хр. Хараулах и сопровождающих его грядях, и на восточных склонах главных хребтов в участках сочленения Верхоянской горной системы с Яно-Оймяконским нагорьем. Отдельные плоские формы рельефа встречаются и в других частях района, будучи расположенными на различных гипсометрических уровнях от 700 до 2100 м. Участки выровненного рельефа, сохранившиеся вдоль восточного склона горной системы, по всей вероятности, принадлежат реликтам единой, в прошлом регионально развитой поверхности выравнивания. С ней сопряжена древняя речная сеть. Судя по олигоцен-плиоценовому возрасту древнего аллювия в Омолойском грабене и по условно раннеогеновому возрасту отложений Дербекинской впадины, можно предположить, что заложение этой древней речной сети произошло в конце палеогена.

Реконструкция древней речной сети показывает, что древний водораздел Верхоянской горной системы по сравнению с современным был сдвинут на запад. На восток от него проходили древние долины, составленные из участков современных долин рек Томпо, Делинья, Дербек, соединявшихся ниже Дербекинской впадины в систему р. Пра-Яны. На севере к поверхности выравнивания были приурочены верховья древних рек Омолая и Бытантая, которые после выхода из гор приспособливали свои русла к тектоническим впадинам. С одряхлением этой древней речной сети связана выработка региональной поверхности выравнивания позднемiocен-среднеплиоценового возраста. Коррелятивные выравниванию осадки Нижне-Алданской впадины показывают, что на западных склонах Верхоянской горной системы в силу пульсационного характера неотектонических движений вырабатывались локальные денудационные ступени в миоцене и раннем плиоцене. Некоторые из них сохранились и в современном рельефе передовых хребтов западной части Верхоянской горной системы.

Отдельные формы выравненного рельефа обнаруживаются также в горном хр. Сунтар-хаята, где они располагаются на абсолютных высотах от 1700 до 2000 м.

Различное гипсометрическое положение реликтов выравненного рельефа, с одной стороны, обусловлено позднейшей деформацией поверхности выравнивания — ее сводовым изгибанием и блоковым раздроблением. С другой стороны, разница в высотах поверхности выравнивания могла существовать от свода антиклинали к крыльям и в процессе самого выравнивания. Не исключена возможность сохранения в отдельных случаях более древней, датско-раннепалеогеновой поверхности выравнивания, с которой каолиновая кора выветривания в олигоцен-раннемиоценовую эпоху омоложения рельефа была снесена в осадки Нижне-Алданской впадины.

В силу слабо дифференцированных и неинтенсивных тектонических движений на севере района, например в Хараулахском хребте, процессы выравнивания продолжались значительное время с датского века до среднего плиоцена, что привело к формированию здесь широкоразвитой поверхности выравнивания.

К древней речной сети, фрагменты которой лучше всего сохранились на восточных склонах Верхоянской горной системы, приурочены формы рельефа среднечетвертичного оледенения. Судя по их расположению, ледники имели горно-долинный характер, иногда перетекали через седловины и образовывали перевальные поля. Кроме того, формы ледниковой аккумуляции в виде развалов эрратических валунов, моренного плаща и, реже, холмистого рельефа фиксируются на древних денудационных уровнях, поднятых над днищами современных долин на 300—320 м, а также в пределах среднего яруса гор, где развиты поверхности выравнивания на абсолютных высотах 1800—1900 м.

На севере Верхоянской горной системы следы среднечетвертичного оледенения отмечаются на верхних трогах. На западных склонах хорошо выражены трог этого оледенения, тогда как аккумулятивные формы вынесены за пределы гор на Приленское плато. Особенно четко краевые моренные комплексы наблюдаются на правобережье Алдана от р. Тумары до р. Восточной Хандыги, где они образуют сплошной шлейф морен и флювиогляциальных полей.

Верхоянская горная система, испытывавшая омоложение рельефа в позднеплиоцен-раннечетвертичное время, продолжала сводовое воздымание и в позднечетвертичное межледниковье. Воздымание свода, происходившее при миграции оси поднятия на восток, но с большей скоростью поднятия западного крыла, вызвало перераспределение речной сети между Ленско-Алданским и Яно-Индигирским бассейнами, перехваты верховьев рек Яны правыми притоками Лены и Алдана.

Второе, позднечетвертичное оледенение развивалось в ином плане по сравнению с древним вследствие того, что в позднечетвертичное межледниковье была сформирована современная речная сеть, направление которой нередко не совпадало с направлением долин древнего стока.

На западных склонах горной системы, где позднечетвертичные ледники шли путями среднечетвертичных, более молодые трог врезаны в более древние на 350—400 м, в Хараулахском хребте — на 200—250 м. Ледники не выходили далеко за пределы гор, оставив свои морены в 10—15 км от передовых горных цепей.

На восточных склонах Верхоянской горной системы направления молодых и древних ледников не совпадают. В местах пересечения трогов разница в их высотах достигает 150—200 м.

В горах выделяются конечно-моренные комплексы второй стадии позднечетвертичного оледенения. Иногда этой стадии соответствует тре-

тый уровень трогов, например в верховьях рек Сартанг, Нельгехе и других, что позволяет предполагать проявление в некоторых местах самостоятельного оледенения.

Следы древней ледниковой денудации очень хорошо выражены в высокогорном и среднегорном типах рельефа. Некоторым участкам — хребтам Орулганскому и Сунтар-хаята — свойственно современное каровое и короткодолинное оледенения.

В горах интенсивно протекают процессы физического, особенно морозного выветривания, что приводит к образованию мощных делювиальных осыпей и курумов. Нивальные процессы формируют кары. На пологих склонах вследствие мерзлотно-солифлюкционных процессов происходит образование деллей, оползней, бугристого и полигонального микрорельефа, солифлюкционных террас и каменных медальонов.

Яно-Оймяконское нагорье

Яно-Оймяконское нагорье располагается между высокими горными системами Черского и Верхоянской. На севере нагорье граничит с Восточно-Сибирской низменностью; на юге, в верховьях р. Индигирки, заметно сужаясь, вдается между хребтами Сарычева (Таскыстабыт) и Сунтар-Хаята.

В своих границах Яно-Оймяконское нагорье совпадает с крупным структурно-тектоническим районом — Яно-Сугойской синклинальной зоной. Особенности строения последней обусловлены тем, что на протяжении длительного периода она являлась преимущественно зоной погружения лишь со слабой тенденцией к поднятиям в отдельные отрезки времени. Такой же характер тектонических движений был унаследован и в новейший этап развития. Вследствие этого структуры данного района обладают пологими формами и относительно слабыми деформациями, в целом отражающимися в рельефе плоскогорьями и плато. В пределах нагорья преобладают абсолютные отметки от 1400 до 1600 м. На отдельных участках высоты достигают 1700—1800 м. Амплитуда колебания высот невелика, в максимальном значении она не превышает 400—500 м. Распределение высот характеризуется их возрастанием с севера на юг.

Рельеф Яно-Оймяконского нагорья среднегорный, с плоскими, плавными формами основных образующих его элементов. Плоскогорный характер поверхности кое-где нарушается отдельно расположенными хребтами и горными массивами, приуроченными к линейным поднятиям блоковых или сводовых структур. На севере нагорья к ним, например, относится хребет Кулар, образованный антиклинальной структурой дислоцированных триасовых пород. В центральной части расположен Нельгехинский хребет, которому соответствует антиклинальная складка, осложненная блоком интрузии гранитондов. Району слабых эльгинских дислокаций с брахиформными структурами в рельефе отвечают плоские формы столовых гор и плато.

Характер расчлененности рельефа нагорья неодинаков. Более интенсивное расчленение одновременно с большими абсолютными высотами и более контрастный рельеф присущи средней и особенно южной части нагорья, примыкающей к отрогам хр. Сунтар-Хаята. Северная часть нагорья обладает более спокойными выположенными формами рельефа.

Характерная особенность рельефа Яно-Оймяконского нагорья состоит в уплощенности водоразделов, что является следствием выравнивания рельефа в прошлом. В современном рельефе сохранилась поверхность выравнивания позднемиоцен-среднеплиоценового возраста. С ней генетически связаны некоторые впадины, заполнявшиеся во время ниве-

лирования рельефа коррелятными осадками. Таковы Дербекинская, Адычанская и, вероятно, Оймяконская и Борулахская впадины. На дне впадин, в частности в Борулахской, захоронены реликты более ранней поверхности выравнивания датско-палеогенового времени с остатками каолиновой коры выветривания. На поверхности современных водоразделов древняя кора выветривания не отмечается. По-видимому, она была смыта еще перед эпохой последнего выравнивания рельефа, как это можно предполагать по наличию примеси каолинита в миоценовых осадках новейших Верхне-Нерских впадин и на Верхне-Колымском нагорье.

В выравненный рельеф современной поверхности Яно-Оймяконского нагорья врезана речная сеть, частично приспособившаяся к древним направлениям, новейшим впадинам и зонам дизъюнктивных нарушений. Речная сеть, принадлежащая бассейну Яны, отличается разветвленной системой притоков, берущих начало со склонов Верхоянской горной системы, с массива Сунтар-Хаята и с горной системы Черского. Долины обладают зрелыми, хорошо разработанными формами, отличаются крутыми уступами с резкими бровками, широким днищем, занятым двумя-тремя надпойменными террасами. На водораздельных пространствах сохранились фрагменты древней речной сети, которая существовала длительное время — с конца олигоцена до середины плиоцена, включая стадии омоложения и последующего выравнивания рельефа.

В своем современном виде рельеф сформировался уже в первую половину четвертичного периода, после чего существенных преобразований не претерпел. Он лишь усложнялся и моделировался в условиях сравнительно слабого проявления неотектонических движений под влиянием процессов эрозии, морозного выветривания и солифлюкции. Что касается оледенений, то достоверных доказательств в пользу их деятельности нет. Наличие каров на склонах хребтов Кулар, Нельгехинского и Тирехтахского не может еще явиться показателем существования здесь самостоятельных очагов оледенения, поскольку других форм ледниковой деятельности (трогов, морен) не обнаружено. Кары же могут иметь и нивальное происхождение.

В ледниковые эпохи, когда оледенениям подвергались высокогорные участки горных систем Черского и Верхоянской, долинны ледники достигали окраинных частей Яно-Оймяконского нагорья. Формы ледниковой аккумуляции имеются в Адычанской впадине, в верхней части бассейна Эльги, в Оймяконской, Дербекинской впадинах и в верховьях рек Дулгалах, Нельгехе, Сартанг, Бытантай.

Господствующими процессами в условиях сравнительно слабых неотектонических движений явилась боковая эрозия и выполаживание склонов долин. Последнее получило очень широкое развитие в связи с суровыми климатическими условиями, в результате чего создались мощные толщи элювиального и делювиально-солифлюкционного материала, плащеобразно облегающего все формы рельефа и сглаживающего его неровности.

На участках расчлененного грядового и низкогорного рельефа господствует морозно-гольцовое и нивальное выветривание. Здесь большим распространением пользуются нагорные террасы, курумы, образуются кигиляхи, карообразные нивальные ниши и другие мерзлотные микроформы рельефа.

Горная система Черского, Полоусный и Момский хребты

Рассматриваемый район расположен в центральной части Верхояно-Чукотской орогенной области. На севере и востоке он ограничен Восточно-Сибирской низменностью, на западе к нему примыкает несколько пониженное Яно-Оймяконское нагорье. На юге горная система Черского, постепенно снижаясь и приобретая меньшую контрастность рельефа, переходит в Верхне-Колымское нагорье.

Представляя собой обширное горное сооружение, этот район в структурно-тектоническом отношении разнороден и отражает особенности поздне- и послегеосинклинального развития окраины Колымского срединного массива и обтекающих его складчатых структур мезозойского возраста.

Отличительной особенностью рельефа является подчиненность составляющих горную систему Черского орографических элементов единому северо-западному направлению. Ему же в своем простирании следует и Момский хребет. В отличие от этой господствующей ориентировки хребтов и гряд, на севере района перпендикулярно к основному плану распределения крупных форм рельефа, в субширотном направлении протягивается Полоусный хребет с несколькими ответвляющимися от главного ствола хребтами и грядами.

Такое расположение главных морфологических элементов рассматриваемого района отражает прямую связь рельефа со структурами мезозонд.

Морфоструктуры Полоусного хребта развиты на поднятых блоках складчатого палеозойского основания, обрамляющего жесткие упоры Колымского срединного массива, на гранитоидных интрузиях, контролирующих продольные глубинные разломы, и на виргационных складках мезозойских структур северной части Инъяли-Дебинского синклинория.

Момский хребет приурочен к антиклинальному поднятию, возникшему в поздне меловое время на месте предгорной Момо-Зырянской впадины, наложенной на окраину Колымского срединного массива.

Отчетливо проявляются складчатые структуры и в горной системе Черского. В восточной ее части поднятые блоки палеозойского обрамления Колымского массива образуют хр. Тасхаях-тах, хребты бассейна р. Омулёвки и др. Западная часть горной системы Черского совпадает с Инъяли-Дебинским синклинорием. Здесь рельеф наследует в своем облике антиклинальные и синклинальные структуры мезозонд, блоковые поднятия гранитоидов и наложенные впадины, приуроченные к основным направлениям глубинных разломов. Большое значение разломов как глубинного (продольного), так и поверхностного (поперечного) заложения определяется выраженными в рельефе горстами, грабенами, тектоническими уступами и коленообразными перегибами плана гидрографической сети бассейна Индигирки. Ко многим разломам в долинах рек приурочены выходы подмерзлотных вод, обуславливающих развитие крупных наледей.

Горные сооружения рассматриваемого района состоят из субпараллельных цепей горных хребтов и гряд, протягивающихся на довольно большие расстояния и разделенных межгорными понижениями, чередующимися с крупными горными массивами и внутренними плоскогорьями. Рельеф Момского хребта и горной системы Черского вследствие преобладания больших абсолютных высот (порядка 2000—3000 м) и значительных амплитуд относительных отметок (до 1000—1500 м), производит впечатление высокогорного. Здесь расположены наиболее труднодоступные Момский и Улахан-Чистайский хребты, Буордахский массив с

наивысшей на Северо-Востоке СССР вершиной — горой Победа, достигающей абсолютной отметки 3147 м.

В тесной связи с литологическим составом пород находится зональное распространение высоко- и среднегорного рельефа. Наибольшие высоты и более четкая морфологическая выраженность присущи хребтам и массивам, сложенным гранитами, известняками и доломитами. Таковы Буордахский массив, хребты Тасхаях-тах, Улахан-Чистайский, Чибагалахский, Догло-Чималгинский и Боронг. Исключительно глубокая и резкая расчлененность, а также наличие форм ледниковой и морозной денудации придают рельефу этих хребтов альпийский облик.

Среднегорный рельеф распространен по обе стороны участков высокогорного рельефа, в пределах абсолютных отметок 1200—2200 м.

Относительно глубокое его расчленение — от 500 до 700 м — обуславливает развитие резких форм наряду с распространением массивных форм, отличающихся мягкими очертаниями выпуклых склонов и плоскими или округлыми вершинами. Среди преимущественно среднегорного рельефа на юге горной системы Черского расположены отдельные более высокие хребты, например Чьорго, Оханджа и другие, приуроченные к гранитоидным интрузиям. На севере района в горной системе Полоусного хребта, обладающего в целом среднегорным и лишь отчасти низкогорным рельефом, также выделяются наиболее высокие хребты, сложенные гранитоидами.

Средне- и низкогорный, сравнительно неглубоко расчлененный рельеф, обладающий выравненными водоразделами, развит в межгорных понижениях, например на площади таких внутренних плато, как Улахан-Чистайское и небольшое Ольчанское, а также в Бугчанской, Момо-Сселенняхской и других впадинах. К днищам межгорных понижений приурочена разветвленная сеть притоков р. Индигирки, в то время как сама Индигирка прорезает морфоструктуры вкрест простирания, лишь на отдельных участках приспособляясь к их ориентировке. Межгорные понижения и внутренние плоскогорья большей частью представляют собой реликты древней речной сети — аккумулятивные поверхности выравнивания позднемиоцен-среднеплиоценового времени. Они представлены озерно-аллювиальными равнинами. Денудационные поверхности этого выравнивания наблюдаются во всех ярусах рельефа, причем степень сохранности реликтов зависит от высоты и характера расчлененности рельефа. В высокогорных районах интенсивных новейших поднятий они почти нацело уничтожены, сохранившись лишь на отдельных вершинах столовых гор. Эти формы лучше всего выражены в средне- и низкогорном рельефе, образованном на осадочных толщах пород верхоянского комплекса. Как правило, они тяготеют к межгорным понижениям, например к Бугчанской, Догдинской, Верхне-Нерской впадинам, где сопрягаются с аккумулятивными поверхностями. Различное гипсометрическое положение форм позднемиоцен-среднеплиоценового выравнивания (от 800 до 2100 м) является следствием неодинаковой деформации поверхности выравнивания в позднеплиоцен-четвертичное время сводовыми и блоковыми неотектоническими движениями.

Вместе с тем, учитывая несовместность процессов выравнивания, не достигших стадии полной пенепленизации, необходимо предполагать неравенство высотного положения поверхности выравнивания и в период ее формирования в рельефе, сохранившем еще некоторую контрастность форм.

Речная сеть, принадлежащая бассейну р. Индигирки, характеризуется сложностью строения. Долина Индигирки состоит из разновозрастных отрезков, отличающихся характером разработанности и неодинаковым количеством террас. Хорошо выработанные, широкие участки долины с комплексом аккумулятивных и скульптурно-аккумулятивных террас

(в количестве до 10—13), с высотами от 5 до 400 м, чередуются с участками долин прорыва и antecedentных врезаний, представляющих собой ущелья, узкие неразработанные, без террас и с порожистыми руслами. Притоки Индигирки большей частью приспособлены к межгорным понижениям — древним аллювиальным равнинам, врезаны в них на 200—300 м и формируют ряд высоких, преимущественно скульптурных, и низких аккумулятивных террас.

Возрастная интерпретация террасового комплекса бассейна р. Индигирки основана, как правило, на морфологическом соотношении с денудационными и аккумулятивными формами среднеплиоценовой поверхности выравнивания и на биостратиграфических данных, в целом еще недостаточных. Наиболее высокие террасы условно датируются поздним плиоценом, что позволяет предполагать заложение современной речной сети Индигирки в последнюю восходящую стадию развития орогенной области.

Из форм экзогенного происхождения, сохранившихся в современной поверхности, заслуживает внимания рельеф среднечетвертичного и позднечетвертичного оледенений. Оба оледенения имели горный характер, не были повсеместными и приурочивались к наиболее высоким горным группам. Первое из них, именуемое эльгинским, судя по более низкому положению плохо сохранившихся каров и цирков (1200—1400 м), по-видимому, было наибольшим. В горной системе Черского центр этого оледенения располагался на Буордахском и Омuleвском массивах, в хребтах Улахан-Чистай, Эрикитском, Догдо-Чималгинском и Чибгалахском. Ледники были или аляскинского, или альпийского типа. Они образовывали предгорные шлейфы или долинными языками выдвигались в межгорные понижения. В современном рельефе, за исключением отдельных участков (например, Дарпирской и Бугчанской впадин), аккумулятивные формы не сохранились, что связано с последующей переработкой рельефа вследствие интенсивности проявления неотектонических движений. Формы ледниковой аккумуляции в горах размыты, а во впадинах, по-видимому, погребены под более поздними образованиями, в том числе и позднечетвертичными ледниковыми.

Второе, бохапчинское, оледенение хотя и было приурочено к тем же участкам высокогорного рельефа, в ряде случаев все же отличалось иным направлением в движении долинных ледников. Это обуславливалось тем, что ледники последнего оледенения развивались в новообразованной межледниковой речной сети. Расположение каров этого оледенения, по данным М. Е. Мельник и З. В. Бороденковой (Баранова, Бискэ, 1964а), на абсолютных отметках 1700—1800 м, т. е. выше снеговой границы предшествовавшей эльгинской ледниковой эпохи, свидетельствует о меньших масштабах бохапчинского оледенения.

Бохапчинские (позднечетвертичные) ледники распространялись преимущественно в верхней части бассейна р. Индигирки. Лишь на предположном участке долины Индигирки известны случаи достижения ее ледником, перекрывшим мореной террасу высотой 50—70 м. Формы ледниковой аккумуляции в виде конечно-моренных образований сохранились в верховьях рек Эльги и Худжах, во внутригорных впадинах, на склонах многих гор и массивов горной системы Черского. Кары и трог этого оледенения хорошо выражены в долинах небольших притоков основных рек.

На внеледниковых пространствах, занимающих большие площади рассматриваемого района, наблюдаются следы активного развития процессов морозного выветривания и морозно-солифлюкционной деятельности, что обуславливает формирование полигенных покровных образований, выполаживающих склоны и погребаящих террасы, которые преобразуются в так называемые террасо-увалы.

Верхне-Колымское нагорье

Верхне-Колымское нагорье располагается в бассейне верхнего течения р. Колымы. На севере нагорье ограничено отрогами горной системы Черского, в южном направлении оно плавно переходит в низкогорье побережья Охотского моря. Восточная граница нагорья проходит вдоль долины р. Сугой, за которой расположены Юкагирское плоскогорье и Омолонское нагорье.

В направлении основных морфологических элементов Верхне-Колымского нагорья не усматривается определенной ориентированности, зависящей от структур мезозойского складчатого фундамента. Хребты и хребты, составляющие нагорье, обладают массивностью форм, сглаженными очертаниями вершин, полого-выпуклыми склонами и в целом характеризуются среднегорным рельефом с абсолютными отметками от 1400 до 1700 м и сравнительно нерезким эрозионным расчленением. В пределах молодых блоковых поднятий однообразный рельеф нагорья нарушается на участках выходов гранитоидных пород, устойчивых к выветриванию. В таких местах формируется высокогорный, сильно расчлененный рельеф хребтов Большого и Малого Анначага и Бохапчинского горного массива вблизи р. Колымы. Абсолютные отметки гор превышают 2000 м, иногда достигая 2500—2600 м; над средневысотным рельефом нагорья они возвышаются на 600—900 м.

Образование высокогорных участков рельефа гранитоидных массивов обусловлено приуроченностью их к зонам глубинных разломов, оживление которых происходило в этап неотектонической активизации в позднеплиоцен-четвертичное время. С зонами глубинных разломов, кроме того, связано заложение межгорных новейших впадин, таких, как Сеймчано-Буяндинская, Тасканская, Верхне-Бёрёлёхская и впадина оз. Джека Лондона.

Характерной особенностью Верхне-Колымского нагорья является четкая выраженность в его рельефе реликтов древней поверхности выравнивания. Ее среднеплиоценовый возраст устанавливается по сочленению форм денудационного выравнивания с формами аккумулятивной поверхности выравнивания в районе Верхне-Нерских впадин, непосредственно сопрягающихся с выравненным рельефом по долинам рек Худжах, Бёрёлёх, Тымтей и Аян-Урях.

Реликты среднеплиоценовой поверхности выравнивания находятся на разных высотах в среднегорном и высокогорном типах рельефа. На горах и хребтах молодых поднятий, сложенных гранитоидами, плоские выравненные вершины установлены на абсолютных отметках 1800—1900 м. На междуречье Аян-Уряха и Бёрёлёха, представляющем собой новейшее сводовое Аян-Уряхское поднятие, реликты поверхности выравнивания в максимальном значении достигают 1350—1400 м, постепенно на крыльях свода они снижаются до 1000—1100 м и в районе верховьев р. Неры сменяются аккумулятивной поверхностью выравнивания с абсолютной высотой в 850—900 м.

Разновысотное гипсометрическое положение поверхности выравнивания обусловлено деформацией ее сводовыми и блоковыми новейшими движениями, происшедшими в позднеплиоцен-четвертичное время. Непосредственную связь с реликтами поверхности выравнивания имеют фрагменты древней долинной сети. Направление этой сети определялось новейшим морфоструктурным планом горной системы Черского, унаследованным от мезозойских складчатых структур. В пределах Верхне-Колымского нагорья древние долины запечатлены в рельефе озерно-аллювиальных равнин Тасканской и Сеймчано-Буяндинской впадин, в определенной направленности отдельных участков рек Бёрёлёх, Тымтей и Аян-Урях.

Начало формирования современного бассейна р. Колымы совпало с позднеплиоцен-четвертичной активизацией новейших тектонических движений. В результате возникновения локальных сводовых и блоковых неоструктур в южной части горной системы Черского, пограничной с рассматриваемой территорией, а также внутри Верхне-Колымского нагорья — на Аян-Уряхском поднятии и в гранитоидных массивах — древняя речная сеть распалась и фрагменты ее были вовлечены в современную долинную сеть. Речные долины Колымы, ее крупных истоков — Бёрёлёха, Кулу, Аян-Уряха и таких притоков, как Детрин, Тенгке, Дебин и других, отличаются сложным строением. Участки зрелых, хорошо разработанных долин с лестницей террас, иногда насчитывающих до 10—13 скульптурно-аккумулятивных ступеней с высотами от 2 до 450 м, чередуются с участками узких, ущельевидных долин прорыва, изобилующих порогами и не имеющих террасовых уровней. Плановое очертание речной сети обнаруживает резкие коленообразные перегибы. Характерно приспособление долин к зонам тектонических нарушений и древним впадинам, а также антецедентные врезания в молодые поднятия. Все эти черты свидетельствуют о невыработанном стоке, сравнительной молодости долинной сети и интенсивности новейших и современных движений, а также о резкой дифференцированности локальных неоструктур. Речные долины бассейна Колымы состоят, по-видимому, из воссоединенных разновозрастных отрезков различных рек, в пределах которых трудно произвести корреляцию террас. Все террасы имеют цоколь из коренных пород и характеризуются преимущественно крупногалечным аллювием. Возраст террас определен большей частью условно, на основании спорово-пыльцевых характеристик отложений и по отдельным находкам в них остатков флоры и фауны млекопитающих. Позднеплиоцен-ранне-четвертичный возраст, по-видимому, имеют XII и XIII террасы Бёрёлёха и Колымы. VI—XI террасы в долинах Колымы, Бёрёлёха и Кулу являются среднечетвертичными; II—V террасы — позднечетвертичными, а I надпойменная терраса и высокая и низкая поймы — современными.

Высокогорные группы гранитоидных массивов Верхне-Колымского нагорья явились в четвертичное время центрами зарождения двух горно-долинных оледенений — средне- и позднечетвертичного. Следов более древнего оледенения в рельефе гор не обнаружено. Среднечетвертичное оледенение, по-видимому, имело сходство с современным оледенением типа Маляспина и долинными ледниками альпийского типа. Следы оледенения выражены в моренном рельефе на поверхностях выравнивания в хр. Малый Анначаг и Бохапчинском кряже (урочище Верхних озер и Обинское плато). По всей вероятности, аккумулятивные формы этого оледенения выстилают также днища многих внутригорных впадин, но, будучи перекрытыми с поверхности более молодыми образованиями, не выделяются в современном рельефе. Судя по более низкому гипсометрическому положению (1200—1300 м) каров и цирков по сравнению с положением каров второго оледенения (на высотах 1700—1900 м), среднечетвертичные ледники имели наибольшее распространение за пределами области своего питания.

Позднечетвертичное оледенение приурочивалось к тем же горным группам. На большинство участков оно было долинным, причем ледники выдвигались из гор на прилегающие равнины. Хорошо сохранившиеся ледниковые комплексы холмисто-моренного рельефа, пояса конечных морен, ледниковые озера и флювиогляциальные формы известны во впадине оз. Джека Лондона, где они располагаются на 200 м ниже рельефа среднечетвертичного оледенения, в долинах рек Обо, Бохапча, Сибики-Тылах, Делинья и других притоков р. Колымы. Краевые комплексы позднечетвертичного оледенения развиты в Хиникенской впадине, у подножия хр. Сарычева, в межгорных впадинах среди гор бассейна р. Ому-

левки, между хребтами Чьорго, Оханджа, Ненгеджек, Бёрёлёхской грядой, на склоне и у подножия горы Морджот и в других местах. Следы этого оледенения хорошо выражены во всех высокогорных группах. Цирки и кары, троговые долины с формами ледниковой аккумуляции придают рельефу этих гор альпийский облик. Позднечетвертичное оледенение имело стадийные проявления, зафиксированные во многих краевых образованиях. Одна из его последних стадий, очевидно, совпадала с сартанским похолоданием, выделенным в Восточном Верхоянье.

Большая часть Верхне-Колымского нагорья не подвергалась оледенению. В рельефе внеледниковых пространств запечатлены следы деятельности морозно-денудационных и мерзлотно-солифлюкционных процессов. Не очень высокие, лишенные растительности горы подвергнуты гольцовому выветриванию и образованию на их склонах нагорных террас. На пологих склонах развиваются процессы оползания делювия, солифлюкции и деллеобразования. Все эти формы, появление которых связано с наличием в грунтах вечной мерзлоты и с морозным выветриванием, пользуются широким распространением в пределах низко- и среднегорного рельефа.

Анюйское нагорье и северная часть Чукотского нагорья

Этот район располагается в северной части Северо-Востока СССР, прилегающей к Восточно-Сибирскому и Чукотскому морям. На западе он ограничен низовьями р. Колымы и прилегающей к ней Колымской низменностью, на востоке — Беринговым проливом; южную границу района образуют Юкагирское и Омолонское нагорья, Анадырское плоскогорье и южная часть Чукотского нагорья, сложенная эффузивами Охотско-Чукотского пояса. Между двумя нагорьями лежит Чаунская низменность. Обособленный участок составляет о-в Врангеля.

Район в целом характеризуется преимущественно низкогорным (до 1000 м) и, в меньшей мере, среднегорным, расчлененным рельефом.

Расположение основных орографических элементов указывает на непосредственную зависимость рельефа от структурно-геологического плана. В Анюйском нагорье основные черты рельефа предопределены развитием Анюйского мегантиклинория и Олойского наложенного прогиба. Наиболее древним является орографически обособленный Любвеевский горный массив, сложенный породами палеозойского основания мегантиклинория и мезозойскими геосинклинальными осадками, перекрытыми позднечетвертичными — нижнемеловыми эффузивами и песчанниками. Наличие в своде Анюйского мегантиклинория гранитоидов, испытывавших в новейшее время молодые поднятия, обусловило формирование на них группы возвышенных массивов: Любвеевского, Филипповского, Аттыквеевского и др.

Орографическое проявление Анюйского мегантиклинория в виде полосы среднегорного и низкогорного рельефа, включающей, кроме названных массивов, хребты Пырканай и Раучуанский, кряжи Илirianский и Хыргоней, Чуванские горы, определялось новейшими тектоническими движениями по унаследованному разлому. Эти движения сопровождались излияниями базальтов, образовавших участки столовых гор. Направление главных орографических линий Анюйского нагорья предопределено северо-западным простираанием образующих его структур и, в частности, такой же ориентировкой основных линий разломов. Северо-западному направлению подчинены и наиболее крупные речные долины нагорья: Большой и Малый Ануй, Раучуа и др.

На севере Анюйского нагорья распространен увалисто-платообразный рельеф с абсолютными отметками 400—450 м, наиболее определен-

но выраженный между истоками р. Люпвеем и низовьями р. Кэйнгувеем. На плато местами сохранились неясно выраженные следы древней речной сети. В четвертичном периоде этот участок испытал неотектоническое поднятие, о чем свидетельствуют эпигенетические каньонообразные долины р. Китепвеем, глубиной до 120 м, и др. Признаки неотектонического поднятия обнаруживаются, кроме того, в виде речных перехватов в верховьях рек Погынден, Кэйнгувеем, Аттыквеем и Лельвергыргын.

К югу от низкогорного и среднегорного рельефа Анюйского мегантиклинория, на междуречье Малого и Большого Анюя, возвышается Анюйский хребет, переходящий на многих участках из низкогорья в зону среднегорного рельефа. Анюйский хребет вытянут почти на 400 км в субширотном направлении и имеет ширину более 20 км. В значительной своей части он образован Уямкандинским антиклинальным поднятием и состоит из триасовых осадочных толщ, включающих жилы диабазов и интрузии нижнемеловых гранитоидов. Многие участки Анюйского хребта испытали неравномерное умеренно интенсивное неотектоническое поднятие.

В южной части Анюйского нагорья горный рельеф развит на синклинальных структурах вытянутого в северо-западном направлении Олойского наложенного прогиба, представляющего собой обширную позднегеосинклинальную впадину, ограниченную разломами.

Низкогорный рельеф Олойского прогиба является в целом обращенным по отношению к его структурам. Развитый здесь низкогорный увалисто-грядовый рельеф приобретает наиболее определенную линейную ориентировку в Курынском и Олойском хребтах. Возвышенное положение и орографическая обособленность Олойского хребта, отдельные округлые вершины которого поднимаются до абсолютной отметки 1000 м, обусловлены, с одной стороны, выступами интрузивных гранитоидных тел, прорвавших по разломам верхнеюрские осадочно-вулканогенные толщи, с другой — глубинными, обновленными неотектоникой разломами, к которым приспособились долины рек Олой и Олойчан, ограничивающие его с юго-запада и северо-востока. Курынский хребет, достигающий отметки 1127 м, сложен нижнемеловыми базальтами, андезитобазальтами и верхне-меловыми интрузивными гранитоидами. В результате высокой резистентности последних и, вероятно, неотектонического поднятия блоков, ограниченных послескладчатыми разломами, Курынский хребет приобрел возвышенное положение над остальным низкогорным увалистым рельефом междуречья Омолона и Большого Анюя.

Особый геоморфологический элемент Анюйского нагорья составляют небольшие, обнаруженные лишь в последнее десятилетие потухшие вулканические конусы — Анюйский, Чимчемельский и Алучинские, расположенные в бассейне верхнего течения Большого Анюя. Эти образования находятся в зоне сочленения складчатых структур мезозойских с дискордантно наложенным на последние Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, выделяющимся напряженной дизъюнктивной тектоникой и интенсивным мезозойским магматизмом. Здесь же отмечаются проявления новейших тектонических подвижек, приуроченных к участкам новых и регенерированных нарушений, которые выражены в рельефе крутыми склонами гор, ограничивающими поднимающиеся блоки, грабенообразными впадинами на месте участков опускания, а также висячими, антецедентными и эпигенетическими долинами и фрагментами древних, ныне покинутых долин. Связь вулканических конусов и принадлежащих к ним лавовых потоков с молодыми дизъюнктивными разломами, достигшими магматического очага, очевидна. Возраст неовулканических форм рельефа установлен как позднечетвертичный или современный по залеганию лавовых потоков поверх флювиогляциальных отложений поздне-

четвертичного оледенения и современных отложений в долинах рек Алу-чин и Монни.

В Чукотском нагорье основные черты рельефа обнаруживают хорошо выраженную связь с геологическим строением, составом пород и неотектоническими движениями в складчатой зоне мезозой, ограниченной здесь с юга структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Многие горные узлы в северной части Чукотского нагорья, как и в Анюйском нагорье, представляют собой отпрепарированные денудацией выступы массивно-кристаллических пород, чередующихся с роговиками и эффузивами. Приуроченность возвышенных частей горных хребтов к участкам распространения устойчивых к выветриванию пород, главным образом юрских и нижнемеловых кислых интрузивов (гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов), устанавливается вполне определенно в Шелагском, Экинатапском, Чантальском, Экитыкском хребтах и ряде кражей. Расположенные в этом районе участки выравненного денудацией низкогорного рельефа на Пегтымель-Куветском междуречье могут рассматриваться как поверхности выравнивания на дислоцированных триасовых толщах Паляваамского синклинория, морфологически сходные с теми низкогорными поверхностями близкого гипсометрического уровня (от 600 до 900 м), которые развиты и в Анюйском нагорье, вне сложенных более прочными породами или дифференцированно поднятых массивов. Отдельные останцы структурно-денудационного рельефа прослеживаются среди аккумулятивных низменностей в приморской части Северной Чукотки в виде возвышающихся «островных» гор или небольших горных массивов. Таковы, например, сложенный нижнемеловыми гранитами Баранов Камень, возвышенности лежащих к северо-западу от него Медвежьих островов, горы Нейтлин в Чаунской низменности, группа низких гор на западном побережье Колочинской губы и др.

На северо-востоке Чукотского полуострова над выравненной поверхностью карбонатных пород в бассейне р. Чегитунь возвышается поднятие массивного хр. Тенианый (Тенканай), разделенного разломами на крупные блоки. Северо-восточную оконечность полуострова образует поднимающийся на 500 м над уровнем моря Уэлленский низкогорный массив. На о-ве Врангеля рельеф обусловлен преимущественно новейшими, блоково-тектоническими движениями, происходившими по древним, частично обновленным неотектоникой разломам. Над общим низкогорным грядовым рельефом острова возвышаются увенчанные альпийскими вершинами узкогребнистые хребты Центральных гор, среди которых наибольшей отметки достигает гора Советская (1096 м), расположенная в районе распространения магматических пород, проникших по разломам в горстовую структуру этого участка.

Эндогенный фактор рельефообразования в Анюйском нагорье и северной части Чукотского нагорья находит свое отражение и в геоморфологии речных долин. Многие из них приспособлены к ослабленным тектоническим зонам, как совпадающим с простиранием структур, так и поперечным к тектоническим нарушениям, что обусловило создание в целом ортогональной системы долинной сети. Преобладают речные долины, вытянутые в северо-западном и северо-восточном направлениях, как это видно на примере долин Большого и Малого Анюя, Олая, Паляваама, Кувета, Амгуэмы и других рек, а также долин их притоков. Долины, как правило, имеют молодой облик и несут комплекс лишь невысоких надпойменных террас (не более трех), не более древних, чем среднечетвертичные.

В морфологии горных хребтов устанавливается наличие следов двух самостоятельных горно-долинных оледенений: среднечетвертичного и более четко выраженного позднечетвертичного. Ледниковая моделировка

рельефа в форме альпийских гольцов, цирков, каров, переуглубленных троговых долин, а также позднечетвертичные морены и флювиогляциальные террасы установлены в Анюйском нагорье преимущественно в Анюйском и Олойском хребтах, кряжах Пырканай, Пельвунты, Илirianей, и других, где следы ледниковой экзарации устанавливаются на высоте 200—250 м над тальвегами долин. Довольно хорошо сохранившиеся следы позднечетвертичного оледенения в виде ледниковых цирков, каров, моренных гряд и отдельных скоплений эрратических валунов известны в северной части Чукотского нагорья в хребтах Экеатапском, Шелагском, на северо-востоке Чукотского полуострова и, в меньшей мере, на о-ве Врангеля.

Суровые климатические условия района благоприятствуют интенсивному физическому, преимущественно морозному выветриванию, десквамации пород, образованию на склонах мелкоземной фракции, щебня, каменных обломков. В горах повсеместно проявляются нивационные процессы, активизирующиеся близ множества сезонных, стаяющих ежегодно снежников и редких снежников-перелетков. На месте последних формируются снежниковые кары. Нивация способствует также образованию лестниц нагорных террас, весьма характерных для северных склонов гольцов. В результате исключительно широкого распространения вечномерзлых грунтов развиваются солифлюкционные процессы, благодаря которым на покрытых мелкоземом склонах образуются небольшие солифлюкционные терраски и валики, земляные полосы. Среди иных микроформ рельефа морозного происхождения на горных склонах и плоских вершинах встречаются образованные из обломочного и глинистого материала каменные кольца, каменные многоугольники и медальоны.

В долинах немаловажное рельефообразующее значение имеют наледы, образованные речными и грунтовыми водами. Наиболее крупные из них являются многолетними. Часть наледей обусловлена выходами на поверхность подмерзлотных вод, использующих зоны неотектонических разломов под руслами. Особенно много наледей в долинах рек Большо́го и Малого Анюя, Раучуа и Куэкувунь.

Особый тип экзогенного рельефа сопряжен с аккумулятивными озерно-аллювиальными равнинами Чаунской низменности, Тундры Академии на о-ве Врангеля и с прибрежными абразионно-аккумулятивными низинами северной части Чукотского полуострова. Все эти низменные территории подверглись новейшему тектоническому опусканию и сопряженному с ним заполнению супесчано-суглинистыми, отчасти лёссовидными толщами, включающими подземные, главным образом полигонально-жильные и сегрегационные льды. Современный рельеф озерно-аллювиальных равнин в значительной мере обусловлен термокарстовым процессом и обнаруживает большое сходство с рельефом Восточно-Сибирской низменности.

Приморские низины в северной части Чукотского полуострова — Ванкаремская, Уэленская и Мечигменская — представляют собой морские равнины — аккумулятивные террасы высотой до 80—120 м над уровнем моря. Они сложены глинистыми и песчано-гравийными четвертичными отложениями. Рельеф террас частично переработан мерзлотными процессами.

Побережье приморских низин Чукотского полуострова сопровождается многочисленными, протяженными на десятки километров песчаными косами, которые отделены от береговой линии мелководными лагунами. Большая часть морских кос намыта береговыми морскими течениями. Преобладающий наклон поверхности кос в сторону суши свидетельствует об относительном повышении уровня моря в современную эпоху. На участках побережья, образованных скалистыми склонами горного

рельефа, развиты абразионные бухтовые и выровненные берега, абразионно-аккумулятивные и денудационно-абразионные берега, образующие крутые уступы.

Юкагирское и Омолонское нагорья

Выделенный район расположен преимущественно на выступах древних массивов — Омолонского дорифейского и Еропольского — палеозойского; небольшая северная его часть приходится на складчатые структуры Березовской зоны мезозойского, а западная — на Алы-Уряхский участок пород верхоянского комплекса, полого залегающих на цоколе Омолонского массива. Находясь в пределах двух крупных орографических комплексов Северо-Востока — Юкагирского нагорья, обычно именуемого плоскогорьем, и непосредственно примыкающего к нему Омолонского нагорья, район с запада ограничен долиной р. Колымы на участке от устья р. Омолон до устья р. Сугой, а также долиной последнего; на юге он примыкает к району Охотского склона, на востоке — к Анадырскому плоскогорью и на севере сочленяется с Анюйским нагорьем.

Рельеф Юкагирского и Омолонского нагорий в целом может быть охарактеризован как преимущественно низкогорный в западной части и среднегорный в восточной и средней частях. Он отличается преобладанием водораздельных краев, увалов, куэстообразных гряд и обширных плато, разделенных широкими долинами, не несущими комплекса высоких террас.

В формировании современного рельефа существенное значение имело в общем незначительное, слабо дифференцированное блоковое и сводовое неотектоническое поднятие, которое испытывали выровненные денудацией выступы складчатых массивов. Несомненно, что в формировании рельефа сказались дизъюнктивные нарушения — глубинные разломы на выступах массивов и разломы в толщах перекрывающего чехла мезозойских пород, которые фиксируются не только геологически (в частности, интрузиями гранитоидов и липаритами мелового возраста, а также линейными контактами, ограничивающими блоки пород разного состава и возраста), но и геоморфологически — по прямолинейности речных долин, по изменению гипсометрии, ориентировки и общей пластики рельефа. Различие в литологическом составе пород определенно сказывается в рельефе Юкагирского плоскогорья, где среди палеозойских толщ отмечается несколько вытянутых в субмеридиональном направлении полос преимущественно карбонатных пород, чередующихся с полосами песчаников и конгломератов, что в сочетании с разрывными нарушениями и перемещениями по ним блоков сформировало грядово-куэстовый рельеф. Осалинский хребет и продолжающий его на юг хребт Чикчалкан приурочены к толще синийских кварцитов и кварцитовидных песчаников, выделяющихся значительной прочностью по сравнению с пермскими сланцами и девонскими известняками, распространенными восточнее и западнее. Характерно, что этот же синийский кварцитовый комплекс образует наиболее возвышенную часть Чубукулахского хребта с вершиной его — горой Чубукулах (1128 м). Соответственно, Сепякинская впадина, лежащая между названными линейными орографическими единицами, приурочена к полосе, сложенной относительно менее прочными пермскими глинистыми сланцами, известняками и песчаниками.

На Омолонском нагорье хребты Уш-Урэкчэн, Маланджинский, Коркодонский, Кедонский, хребт Хебикенджа и другие, более мелкие, приурочены к антиклинальным поднятиям разного масштаба, которые, как правило, сопровождаются региональными разломами. Многие из них вместе с тем сложены плотными породами, включают интрузии меловых гранитоидов или бронируются лавовыми покровами мелового возраста.

Поскольку ряд разломов совпадает с крутыми склонами возвышенных гряд и хребтов, весьма вероятно приуроченность к ним неотектонических, унаследованных с позднемезозойского времени блоковых движений. Сочетание двух указанных факторов — разной прочности пород и дифференцированных движений по линиям разломов — способствовало формированию возвышенного рельефа хребтов и кражей Омолонского нагорья. По-видимому, и небольшие впадины, например, Верхне-Кедонская, Уляганская, Верхне-Кегалинская и другие, ограниченные разломами и выполненные четвертичными и более древними (неогеновыми?) отложениями, имеют в значительной мере неотектоническое происхождение. Наличие четвертичных лавовых образований на восточной окраине Верхне-Кедонской впадины может служить дополнительным признаком, свидетельствующим в пользу представления о молодых дизъюнктивных дислокациях на Омолонском нагорье. Неотектоническое происхождение, очевидно, имеет все западное ограничение Юкагирского плоскогорья вдоль р. Колымы. При этом долина Колымы приурочена здесь к кулисообразной системе субмеридиональных разломов, ограничивающих наложенную кайнозойскую впадину в юго-восточной части Колымской низменности.

Данные об экзогенных процессах рельефообразования в Юкагирском и Омолонском нагорьях очень недостаточны, поскольку специальных геоморфологических исследований здесь еще не производилось. Значительная континентальность климата в сочетании с преобладанием невысоко поднятого, слабо расчлененного плоскогорного рельефа не способствовали развитию оледенения. Вместе с тем возникновение небольших очагов оледенения в отдельных наиболее благоприятных участках не может быть исключено и подтверждается некоторыми геологическими исследованиями. Это, например, известно для массива Чубукулах, на котором предполагаются остатки разрушенных ледниковых каров, для долины р. Рассохи в бассейне р. Коркодон, где описаны предположительно среднечетвертичные и верхнечетвертичные морены, а также для верховьев р. Омолон. Примечательно вместе с тем отсутствие каких-либо сведений о троговых долинах или флювиогляциальных формах рельефа, которые могли бы служить показателями активного развития оледенения.

В развитии рельефа участков, сложенных карбонатными породами, во влажные и теплые геологические эпохи должен был принимать участие карст. Однако интенсивное развитие вечной мерзлоты в четвертичном периоде, по-видимому, полностью прекратило растворение палеозойских известняков и доломитов с поверхности, в связи с чем карстовые формы в современном рельефе отсутствуют.

Среди иных экзогенных процессов отмечается проявление первичного эрозионного размыва склонов в виде деллей и разнообразных форм солифлюкции, развитых нередко даже на пологих склонах. Отдельные оголенные от растительности среднегорные массивы на своих северных склонах имеют нагорные террасы или покрыты элювиальными каменными россыпями на плоских вершинах и делювиально-коллювиальными каменными осыпями на склонах. Во впадинах, выполненных позднечетвертичными и современными озерно-аллювиальными и озерными отложениями — Верхне-Кедонской, Уляганской и других, и на речных, обычно невысоких аккумулятивных террасах в долинах Омолона, Коркодона, Березовки и других рек отмечаются термокарстовые формы рельефа — аласы и байджарахи, а также бугры мерзлотного пучения, следы наледного расширения поймы и другие формы мерзлотного происхождения.

Равнины Восточно-Сибирской низменности и Новосибирских островов, Алазейское плоскогорье и Кондаковское холмогорье

Верхояно-Чукотская орогенная область с севера окаймляется Восточно-Сибирской низменностью, протягивающейся вдоль побережья Северного Ледовитого океана от р. Омолой до р. Колымы и углубляющейся в континентальную часть Северо-Востока по долинам рек Яны, Индигирки, Колымы и их притоков. Горными сооружениями Полоусного хребта, Алазейского плоскогорья и Кондаковского холмогорья, иногда именуемого плоскогорьем, а также небольшими, отдельно отстоящими группами гор Восточно-Сибирская низменность разобщена на отдельные низины.

Поверхность Восточно-Сибирской низменности на юге в самой высокой своей части приподнята на 90—100 м над уровнем моря. В северном направлении она постепенно снижается, достигая в центральной части 40—60 м и у берега моря 5—10 м. Колебания высот внутри низменности не превышают 45—50 м; на участках, где располагаются отдельные возвышенности и кряжи, сложенные дочетвертичными породами, относительные высоты достигают 70—90 м.

В структурном отношении описываемый район принадлежит к Колымскому и Хромско-Новосибирскому срединным массивам. Фундаментом в северо-западной части низменности могут быть, кроме того, складчатые структуры мезозои. Тем не менее однотипность рельефа обширной территории этого района и расположение его на крайнем востоке Сибири, у берегов Восточно-Сибирского моря, дают естественное право называть его в целом Восточно-Сибирской низменностью.

Алазейское плоскогорье, Кондаковское холмогорье, Половинный и Приколымский кряжи, многие останцы гор внутри низменности так же, как острова Большой Ляховский, Де-Лонга, плато островов Котельного, Столбовского и Бельковского в Новосибирском архипелаге, расположены на поднятиях и выступах жесткого палеозойского фундамента, расколотого разломами на отдельные блоки и приведенного в различное гипсометрическое положение. Погруженным участкам жестких массивов соответствуют низины Новосибирских островов, шельфа и Восточно-Сибирской низменности.

Алазейское плоскогорье и Кондаковское холмогорье обладают выравненным рельефом плато, столовых гор и холмогорий, поверхности которых нередко образованы отпрепарированными покровами слабо дислоцированных верхнепалеозойских и мезозойских эффузивов. Контуры этих горных сооружений ограничены тектоническими разломами и поэтому имеют отчасти спрямленные очертания. Расчлененность рельефа придает им черты, среднегорного типа. Останцовые горы характеризуются рельефом плоских возвышенностей, повторяющих структурные особенности блоков эффузивных и интрузивных тел. Из экзогенных факторов, наряду с преобладанием эрозии, широкое распространение получают морозное выветривание, гольцовая денудация и солифлюкция. Признаков оледенения не обнаружено.

Опущенные блоки Колымского и Хромско-Новосибирского массивов, составляющие описываемый район, претерпели устойчивое погружение на протяжении длительного периода с середины мезозоя до позднечетвертичного времени, сопровождавшееся мощным осадконакоплением с формированием на последних этапах аккумулятивных равнин озерно-речного происхождения. Погружение сочеталось с движениями по разломам, причем дифференцированность тектонических проявлений, усилившаяся особенно в новейшее время, обусловила неравномерные опускания низменности в отдельных ее частях. Наибольшему погружению

за новейшее время подверглась восточная часть низменности. В западном направлении амплитуда погружения уменьшалась. Устойчивое в целом опускание низменности в течение всего кайнозоя привело к тому, что третичные, ниже- и среднечетвертичные отложения оказались погребенными под более молодыми — верхнечетвертичными. Озерно-аллювиальные осадки, вследствие накопления их в условиях широкого развития вечной мерзлоты, пронизаны мощными трещинно-полигональными льдами водно-конжеляционного происхождения. В конце позднечетвертичной эпохи тектонические движения изменили знак, опускания повсеместно сменились поднятиями, вызвавшими преобразование аккумулятивной озерно-аллювиальной равнины в денудационную с врезанием в нее рек и оформлением долин. Судя по количеству террас в пределах разных речных долин, можно предположить, что в первую половину позднечетвертичной эпохи была создана долина р. Яны, с ее тремя террасами, из которых третья может сопоставляться с озерно-аллювиальной равниной междуречий. Во вторую половину позднечетвертичной эпохи образовались долины рек Индигирки, Алазеи и Колымы. При этом в долине Индигирки были созданы две надпойменные террасы, что свидетельствует о ее заложении в сартанское время. Долины рек Колымы и Алазеи, имеющие по одной слабо выраженной надпойменной террасе, были сформированы на рубеже позднечетвертичной и современной эпох. Одновременно с этим в центральной части древней озерно-аллювиальной равнины, простиравшейся в области современного шельфа, произошли опускания. Это повлекло за собой погружение северной части равнины под уровень моря, отчленение от материка Новосибирских островов и формирование современной береговой линии.

Образование речных долин в Восточно-Сибирской низменности вызвало активизацию процессов термокарста. Эти процессы проявились в вытаивании подземных льдов, образовании байджеяхов, аласов и аласовых равнин. Вместе с тем термокарст, получивший благодаря тепляющему влиянию речных вод мощный толчок к развитию, продолжал саморазвиваться в благоприятных континентальных климатических условиях.

В результате развития термокарста поверхность позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины подверглась разрушению. На ход термокарстового процесса, кроме климатических причин, оказывают влияние расчлененность рельефа, экспозиция склонов, влажность грунтов, характер растительности, близость рек и озер. Совместное действие этих факторов при неодинаковой интенсивности каждого из них обуславливает формирование различных типов термокарстового рельефа.

К первому типу относятся преимущественно южные и внутренние повышенные районы Восточно-Сибирской низменности, наиболее удаленные от влияния моря и рек — Колымы, Алазеи и Индигирки. Они обладают плоским рельефом с первоначальными формами термокарста, не нарушающими облика единой первичной поверхности. Термокарст здесь выражен в мелких формах просадки, причем глубина и размеры их находятся в прямой зависимости от мощности рыхлого покрова и насыщенности его льдистыми грунтами. В результате просадки грунтов и таяния льдов равнина приобретает озерно-котловинный рельеф. Речная сеть в этих участках не имеет черт нормального эрозионного потока, а состоит из множества мелких провальных озерков, нанизанных на короткие протоки (Баранова, 1957).

Второй тип термокарстового рельефа распространен преимущественно в пределах междуречий крупных речных систем — Колымы, Алазеи, Индигирки, Яны.

Основными чертами, определяющими особенности данного типа рельефа, являются обилие озер с неповторимыми в своих вариациях фор-

мами берегов и более интенсивная, чем в первом типе, своеобразная, неравномерно пятнистая «изъеденность» поверхности западинами. Кроме воронок, западин и озерных котловин, отрицательные формы рельефа представлены заболоченными, покрытыми моховыми ассоциациями понижениями разнообразных контуров и размеров, именуемыми в некоторых районах Якутии аласами.

Третий тип термокарстового рельефа, развитый в среднем течении крупных рек, характеризуется достаточно активным процессом разрушения первичной озерно-аллювиальной равнины. Поверхность равнины почти совершенно утратила здесь свои исходные морфологические признаки и приобрела облик останцового, холмисто-аласного и холмисто-озерного ландшафтов.

В северных, прибрежных участках Восточно-Сибирской низменности получает развитие четвертый тип термокарстового рельефа — аласные равнины. Они занимают наиболее низкие участки низменности и являются завершающей стадией преобразования позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины. Одним из наиболее характерных признаков аласных равнин является их заозеренность. Конфигурация озер разнообразна и зависит от плана трещинно-полигональной сети вытаявших льдов. Здесь можно видеть крупные озера с причудливо изрезанными лопастными берегами и небольшие, правильно округлые и овальные озерки. Те и другие соединены между собой протоками и ручьями, образующими крупные и малые озерно-речные системы. Междоузельные участки представляют собой плоские, заболоченные низкие равнины. Вокруг крупных озер иногда образуются вторичные аласы с четко выраженными уступами, отделяющими их от поверхности аласной равнины.

Одной из причин преобразования озерно-аллювиальной равнины в аласную является расположение ее в зоне тундры и в полосе, подверженной воздействию разливов рек и влиянию моря.

Рельеф равнин Новосибирских островов сходен с рельефом Восточно-Сибирской низменности. Он обусловлен в значительной степени термокарстовыми процессами. Вытаивание подземных льдов и мерзлых грунтов приводит к неуклонному уменьшению размеров островов и образованию мелководных, периодически заливаемых морем осушек.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКАЯ ОРОГЕННАЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ОБЛАСТЬ НАЛОЖЕННОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Низкогорье и среднегорье Охотского склона

Выделенный район располагается в южной и восточной частях наложенного вулканогенного пояса и занимает побережье Охотского моря от истоков р. Урак на Уракском плато на западе до верховьев р. Пенжины на востоке. Северная граница его проходит вдоль водораздела рек Колымского бассейна и рек, впадающих в Охотское море.

Основные геоморфологические особенности района определяются формированием рельефа на вулканических покровах окраинной (или переходной) структуры Корякско-Камчатской кайнозойской геосинклинальной области. Эта крупная структура является наложенной на структуры более древнего возраста; в западной части района она перекрывает окраину Верхояно-Колымской мезозойской складчатой страны (Армано-Гижигинский синклинорий). На северо-востоке вулканогенная структура накладывается на Омолонский и Тайгоносский срединные массивы. При этом некоторые блоковые поднятия фундамента выходят на поверхность и вместе с преобладающими вулканоструктурами образуют сложномозаичный горстовый рельеф.

На образование многих форм рельефа исключительно большое влияние оказывают разрывные дислокации двух направлений: главного, близкого к широтному, с отклонением на северо-восток, и второстепенного, почти меридионального, местами северо-западного. Этими разломами глубокого заложения в мелу — палеогене были предопределены вулканические излияния. Омоложение разломов в новейший этап обусловило передвижения участков в разных направлениях, что привело к созданию контрастного рельефа с блоковыми поднятиями, межгорными впадинами, морфоструктурами лавовых плато и массивными интрузивными телами гранитоидов.

Вследствие сравнительно большой интенсивности и резкой дифференцированности неотектонических движений современный рельеф сильно переработан экзогенными, в основном эрозионными процессами и характеризуется многими чертами молодого, невыработанного. Рельеф резко контрастный, интенсивно расчлененный — абсолютные отметки его достигают на севере 1500 м, в отдельных местах 1700 м, на юге — 1200—1300 м, тогда как относительные превышения колеблются от 600 до 800 м, а в прибрежной полосе приближаются к абсолютным значениям. Контрастность рельефа подчеркивается наличием впадин (Челомджинской, Ямской, Сигланской, Балахапчанской, Хасынской и др.), которые вытянуты почти параллельно друг другу вдоль побережья Охотского моря и унаследованы от главных направлений зон глубинных разломов. Впадины заняты озерно-аллювиальными равнинами неогенового возраста, в поверхность которых врезаны реки Кава, Челомджа, Тауй, Яма. Их долины хорошо разработаны и включают две террасы. Склон Охотского побережья дренируется, кроме того, реками меридионального направления. Часть из них является притоками названных рек, часть имеет самостоятельный сток в Охотское море. Долины этих рек имеют небольшую протяженность, в нижнем и среднем течении отличаются молодыми эрозионными, V-образными профилями, глубоко врезаны, изобилуют каньонообразными участками и ущельями, не имеют террас, русла их порожисты и характеризуются большими уклонами. В противоположность этому верховья некоторых рек, например Армани, Олы, Сеймкана, приспособлены к чуждым им, хорошо разработанным долинам рек Бохапчи, Омчана, Малтана, ранее принадлежавших бассейну Колымы. На этих участках развиты, кроме поймы, две надпойменные террасы, перекрытые ледниковыми отложениями позднечетвертичного оледенения. Данный факт свидетельствует в пользу исключительной молодости рек Охотского склона, перехвативших верховья более древних колымских рек, вероятно, в конце позднечетвертичной эпохи. В тесной связи с формированием молодой эрозионной сети, сопряженной с отступанием водораздела к северу, находится оформление современной береговой линии. Все указанные преобразования рельефа, происшедшие во вторую половину четвертичного периода, были следствием активизации дифференцированных неотектонических движений, среди которых первостепенное значение имели нарушения дизъюнктивного характера и всеобщее поднятие. В связи с этим следы древнего рельефа в современной поверхности почти не выделяются. Особенно это относится к формам рельефа древних эпох выравнивания. Наличие в современном рельефе плоских, иногда массивных форм горных вершин, наряду с однообразным гипсометрическим уровнем гор, большей частью определяется не денудационным выравниванием, а приспособленностью многих форм к интрузивным телам, плато-базальтам и столовым горам, бронированным лавовыми покровами. В погребенном состоянии формы древнего выравненного рельефа захоронены в ряде мест под альб-аптскими эффузивами, а также обнаруживаются в плоском рельефе днищ межгорных впадин, фиксированных палеогеновой корой выветривания. Более молодое,

плиоценовое выравнивание, с которым связано заполнение межгорных впадин осадками, выразилось не только в образовании аккумулятивных озерно-аллювиальных равнин в этих впадинах, но и в создании локальных ступеней денудационного выравнивания, обрамляющих амфитеатром впадины на абсолютных высотах 400—600 м. В пределы горного рельефа это выравнивание, как правило, не проникало в силу активного действия на этих участках процессов поднятия и расчленения.

В целом можно полагать, что рельеф рассматриваемого района, как он представляется в современном виде, исключительно молод и был создан во вторую половину позднечетвертичной эпохи. Об этом свидетельствуют невыработанность стока современной долинной сети, глубокое расчленение рельефа, изрезанность береговой линии, изобилующей бухтами, отвесными сбросовыми берегами, а также характер малоизмененного затопленного рельефа шельфа с сохранившимися руслами крупных рек, с останцами горного рельефа в виде островов и с погруженными участками ледникового холмисто-моренного рельефа.

На формирование рельефа этого района, как и во многих других горных массивах Северо-Востока СССР, оказывали влияние средне- и позднечетвертичные оледенения. Среднечетвертичное оледенение в горах Охотского склона было максимальным, при этом наибольшее развитие оно имело в южной части района, а далее на северо-восток, по направлению к верховьям Пенжины и особенно Анадыря, в связи с возрастанием континентальности климата размеры оледенения сокращались и энергия его ослабевала.

Среднечетвертичные долинные ледники зарождались в области среднегорного рельефа Охотско-Колымского водораздела, служившей естественным барьером для задержания влаги, приносимой с Охотского моря. К следам экзарационной деятельности среднечетвертичных ледников относятся широкие трогообразные долины, древние, плохо сохранившиеся цирки и кары на абсолютных высотах 600—700 м. Долинные ледники спускались с гор на неогеновые озерно-аллювиальные равнины межгорных впадин и формировали на их поверхности единые конечно-моренные комплексы. Обширные краевые ледниковые образования известны в Ольско-Ямской впадине, где они представлены поясом размытых конечных морен, вытянутых субширотно между реками Сердых и Ола, по правобережью р. Ланковой, в верховьях р. Ямы. В Челомджа-Кавинской впадине выше уровня 30-метровой позднечетвертичной террасы р. Челомджи, амфитеатром на среднеплиоценовой поверхности выравнивания располагаются россыпи валунов, сохранившихся от размытой на этом месте конечной морены. В пределах северо-восточной части залива Шелехова прослеживаются затопленные конечно-моренные комплексы, которые, по всей вероятности, представляют собой остатки среднечетвертичных краевых ледниковых образований. В крайней северо-восточной части района следы оледенения условно среднечетвертичного возраста в виде холмисто-моренного рельефа отмечаются в верховьях р. Пенжины.

Второе, позднечетвертичное оледенение имело значительно меньшее распространение, чем среднечетвертичное. Для него характерно большое число самостоятельных, изолированных друг от друга очагов оледенения, приуроченных к высокоподнятым горным массивам. Это обусловлено исключительной расчлененностью рельефа на обособленные горные группы и гряды в связи с активизацией неотектонических движений в позднечетвертичное межледниковье. Как правило, позднечетвертичное оледенение развивалось только в горных районах. Ледниковые формы рельефа не встречаются на равнинах межгорных впадин. Троги этого оледенения приурочены к долинам притоков первого порядка и к верховьям основных рек. В ряде мест эти трогии на 100—200 м врезаются в

троги среднечетвертичных ледников. Хорошо выраженные аккумулятивные формы рельефа в виде боковых и конечных морен, флювиогляциальных террас отмечаются во многих речных долинах Охотско-Колымского водораздела. На участке побережья, примыкающего к Гижигинской губе, долинными ледниками проникали из гор на равнину, достигали берегов моря, оставив здесь три пояса конечно-моренных образований. По направлению от побережья Охотского моря на северо-восток следы позднечетвертичного оледенения не отмечаются. В рельефе гор, кроме следов двукратного долинного оледенения, наблюдаются формы, связанные с развитием мерзлотных процессов. Широкое распространение имеют так называемые «каменные моря», особенно в среднегорном рельефе Охотско-Колымского водораздела; на склонах гор, лишенных растительности, развиты нагорные террасы.

Анадырское плоскогорье

Анадырское плоскогорье располагается в верхней части бассейна р. Анадырь. На северо-востоке оно примыкает к высоким горным сооружениям Чукотского нагорья, с востока и юго-востока ограничено Бельской и Марковской низинами Анадырской низменности. На западе Анадырское плоскогорье соприкасается с Анойским и Омолонским нагорьями, а на юге — с горным районом Охотского склона.

Анадырское плоскогорье приурочено к наиболее широкой части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В целом платообразный облик рельефа плоскогорья определяется характером вулканоструктур: слабо дислоцированных позднемеловых покровов кислых лав и палеогеновых плато-базальтов. Слабо наклоненные и почти горизонтальное залегание вулканогенных пород, чередование в них лав, туфов и толщ осадочного происхождения обусловили препарировку исключительно структурных форм рельефа в процессе длительной денудации. В рельефе плоскогорья четко выражены столовые горы, обрамленные ступенчатыми склонами. Все эти формы рельефа отражают избирательную денудацию различных по прочности пород пластовых вулканических структур. В местах, где денудацией отпрепарированы батолитоподобные интрузивные тела, платообразный характер рельефа нарушается горными массивами с куполовидными вершинами и выпуклыми склонами.

Рельеф Анадырского плоскогорья характеризуется довольно густым эрозионным расчленением. Преобладают абсолютные отметки в 900—1000 м, изредка высоты достигают 1100—1200 м. Глубина эрозионного вреза колеблется от 300 до 700 м, при этом речным долинам свойственны молодые эрозионные формы с невыработанным профилем рек и отсутствием лестницы надпойменных террас. Это свидетельствует о молодом возрасте эрозионного рельефа, обусловленного сравнительно недавним поднятием района. Неотектонические движения отличаются недифференцированностью. В ряде морфологических особенностей прослеживается унаследование ими дизъюнктивных нарушений. Прежде всего это выявляется в плановой конфигурации речной сети. Общее направление рек Анадыря и Еропола, так же как и ряда их притоков, совпадает с основной северо-восточной ориентировкой зон глубинных разломов. Наряду с этим в конфигурации почти всех притоков Анадыря — рек Энмываам, Мечкерева, Яблонь, Голая, как и на отдельных участках самого Анадыря, прослеживаются резкие коленообразные изломы северо-западного и северо-восточного направлений, соответствующих сетке продольных и поперечных разломов, развитых в структурах вулканогенного пояса. Непосредственно в рельефе дизъюнктивные нарушения с такой четкостью, как в прибрежной части Охотского склона, не проявляются в силу меньшего развития здесь дифференцированных блоковых движе-

ний. Однако в ряде случаев блоковые поднятия имеют место, особенно на участках развития интрузий. К отрицательным формам рельефа, обрамленным сбросами, относятся Марковская низина, глубокая впадина оз. Эльгытгытгын и другие небольшие межгорные понижения. Возможно, что и некоторые крутые прямолинейные склоны столовых гор, образованных на палеогеновых базальтах, также предопределены дизъюнктивной тектоникой.

Экзогенные процессы рельефообразования проявляются главным образом в гольцовом выветривании, усложнении рельефа склонов оползнями, нагорными террасами и курумообразованием. На рыхлых грунтах низин и на пологих склонах происходят мерзлотные и солифлюкционные процессы с образованием полигональных форм рельефа и деллей.

О развитии в четвертичное время оледенений на Анадырском плоскогорье достоверных данных нет. Тем не менее на многих обзорных картах и схемах нередко показывается распространение в верховьях р. Еропол и в Верхне-Анадырской впадине ледниково-холмистого рельефа. Необходимо заметить, что генетическая принадлежность этих форм рельефа к ледниковым, как и их возрастная характеристика, до сих пор не обоснованы. Характер рельефа плоскогорья и отсутствие среди плато резко выдающихся горных групп, которые могли бы служить очагами зарождения ледников, как и общие небольшие высоты, по сравнению с более высокими горами расположенных рядом среднегорных массивов Чукотского и Анюйского нагорий, говорят о том, что вероятность нахождения здесь следов сколько-нибудь значительного оледенения весьма сомнительна. В северной части Анадырского плоскогорья, в долинах рек Юрумкувеем, Большого и Малого Пыкарваам известны ледниковые формы рельефа: холмы, конечные и боковые морены и камы. Эти ледниковые комплексы оставлены здесь позднечетвертичными долинными ледниками, спускавшимися на юг с южной части Чукотского нагорья.

Южная часть Чукотского нагорья

Южная часть Чукотского нагорья охватывает горные сооружения, образованные на верхне- и нижнемеловых покровах эффузивов северо-восточной и восточной окраины Охотско-Чукотского наложенного вулканогенного пояса между Анадырским нагорьем и юго-восточной оконечностью Чукотского полуострова. Кроме того, в рассматриваемый район входят хр. Пекульней, низкие горы в верховьях р. Канчалан, хр. Золотой и Ушканьи горы, в структурно-тектоническом отношении принадлежащие к внешней зоне Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области.

Рельеф отличается сложным устройством и отражает разнообразие структурно-тектонического плана. Большая часть Чукотского нагорья представляет собой вулканогенное плато, на различных участках отличающееся неодинаковой степенью расчлененности. При этом в ориентированности отдельных хребтов (Искатень, Экитыкского, Паляваамского) не усматривается наследования от древних вулканоструктур. Наиболее высокое положение этих хребтов и их обособленность, по-видимому, надо связывать с более поздними новейшими поднятиями, возможно, блокового характера. Не выделяются какой-либо ориентировкой низкогогорья в верховьях р. Канчалан и в южной части Чукотского полуострова, к востоку от залива Креста. Как и в западной, повышенной части нагорья, рельеф здесь образован на покровах эффузивов, расчленен широко разветвленной речной сетью. В плановой конфигурации речных систем лишь изредка улавливаются единые выдержанные направления, предопределенные дизъюнктивными нарушениями. Например, северо-западное направление, по-видимому, обусловленное разломами,

наблюдается на верхних отрезках рек Эргувеем, Нунямувеем и Курупка, расчленяющих южное побережье Чукотского полуострова. Четко выражены коленообразные перегибы в рисунке гидрографической сети, несомненно связанные с дизъюнктивными нарушениями в бассейне р. Амгуэмы.

Западная часть района имеет контрастный среднегорный рельеф с абсолютными отметками, достигающими 1700—1800 м, и относительными превышениями порядка 700—800 м. Вместе с тем вершинные поверхности гор нередко обладают плоскими формами, обусловленными брекчиевыми лавовыми покровами, их склоны ступенчаты, причем густота расчленения увеличивается в придолинных участках, тогда как междуречья характеризуются слабой расчлененностью.

Крайняя восточная часть вулканического нагорья отличается меньшими высотами, в абсолютном значении достигающими 1000—1100 м, с глубиной эрозийного расчленения в 300—500 м. Рельеф нагорья здесь еще больше подчинен структуре слабо дислоцированных покровов, отличается выравниваем вершин и ступенчатостью склонов, образованных на эффузивно-туфовых породах различной прочности.

Кроме общей подчиненности рельефа южной части Чукотского нагорья вулканическим покровам, в отдельных хребтах отмечается обусловленность их форм морфологией тел гранитоидных интрузий. Так, Пегтымельский хребет своим простиранием и формой повторяет конфигурацию молодого поднятия нижнемеловых гранитоидов, расчлененных в юго-западной части долины прорыва р. Пегтымель. Нижнемеловыми гранитоидами сложены Ушканьи горы, юго-западное окончание Чанталынского хребта и ряд небольших кряжей. Их морфология во многих чертах определяется денудационным препарированием интрузивных тел.

Примером совпадения структуры и рельефа может служить также хр. Пекульней, который создан складчатым раннегеосинклинальным комплексом пород Пекульнейского горст-антиклинария. В современном рельефе хр. Пекульней образует новейшую морфоструктуру, унаследованную от древней. В качестве молодого блокового поднятия он проявился лишь в раннем неогене, о чем можно судить по обрамляющим его склоны галечникам миоценового возраста.

Из экзогенных факторов наиболее существенное влияние на рельеф оказали ледниковые процессы. Северные отроги хр. Пекульней, хр. Золотой и почти все сколько-нибудь выдающиеся в рельефе хребты и горы южной части Чукотского нагорья дважды — в средне- и позднечетвертичное время — являлись центрами зарождения ледников альпийского типа. Соответственно рельеф нагорья и хребтов обладает преимущественно следами экзарационной деятельности ледников в виде полированных «курчавых скал», троговых долин, склонов, изъеденных карами и цирками. Аккумулятивные формы встречаются редко, поскольку основную массу обломочного материала долинные ледники выносили за пределы гор. Вследствие того, что центры оледенений в течение обеих ледниковых эпох были близкими, в формах денудационной обработки и особенно в реликтах сохранившейся ледниковой аккумуляции нередко трудно выделить разновозрастные образования. Среди ледниковых аккумулятивных форм рельефа наиболее хорошо сохранились моренные гряды-увалы и холмисто-моренные участки в Канчаланском низкогорье, а также краевые конечно-моренные комплексы с примыкающими к ним флювиогляциальными шлейфами на склонах хр. Пекульней и в долинах рек Большой Осиновой, Танюрера и Амгуэмы. Оледенение здесь было приурочено исключительно к долинам, в морфологии которых сохранились черты троговых профилей, а в истоках — ледниковые цирки и кары. Среди ледниковых форм рельефа по степени их сохранности могут быть

выделены формы, принадлежащие основной и последней (сартанской) стадиям позднечетвертичного оледенения.

В восточной части Чукотского нагорья следы, по-видимому, двух оледенений — средне- и позднечетвертичного — наиболее полно выражены в хр. Искатень, а также на участках, примыкающих к бухтам Руддер и Провидения. С горно-долинными оледенениями связана существенная морфологическая обработка фиордов Чукотского полуострова, заложенных, вероятно, по линиям разрывных нарушений. В некоторых фиордах на подводных порогах (ригелях) установлены скопления валунов с ледниковой штриховкой, что свидетельствует о затоплении ледниковых форм рельефа морем. Имеются случаи формирования смешанных ледниково-морских отложений в среднечетвертичных террасах высотой 60—80 м на берегу залива Креста. Для позднечетвертичного времени формирование прибрежных и подводных краевых ледниковых комплексов известно к югу от хр. Золотого.

В хр. Искатень следы деятельности позднечетвертичных долинных ледников выражены в нескольких стадиях отступления, фиксирующихся валами конечных морен, долинными зандрами, карами и озами. При этом последнему похолоданию соответствуют лучше сохранившиеся кары и цирки, к которым примыкает холмисто-моренный рельеф.

Как и в других районах, в южной части Чукотского нагорья широко представлены формы нивального и морозно-солифлюкционного рельефа: нагорные террасы, снежниковые кары, каменные россыпи, солифлюкционные террасы, каменные кольца и др.

АНАДЫРСКО-КОРЯКСКАЯ ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ НА КАЙНОЗОЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ ОСНОВАНИИ

Корякское нагорье

В состав рассматриваемого района, кроме горных сооружений собственно Корякского нагорья, входят примыкающие к нему с запада Пенжинский хребет, Майнские увалы и Русские горы. К северу от нагорья лежит обширная Анадырская низменность, отделяющая его от близких по истории тектонического развития, но орографически обособленных хребтов Пекульней, Золотого и других горных поднятий южной окраины Чукотского нагорья. На большом протяжении с востока и юга нагорье ограничено Беринговым морем, и лишь узкая полоска низменного Камчатского перешейка соединяет его с горными хребтами Камчатки.

Корякское нагорье имеет в основном низкогорный рельеф, лежащий в пределах абсолютных отметок 400—1000 м. На среднегорный рельеф с абсолютными отметками от 1000 до 2000 м приходится только сравнительно небольшая по площади центральная часть и отдельные, наиболее возвышенные участки хребтов в северо-восточной, южной и юго-западной ветвях нагорья. Кроме этого, очень небольшой участок центральной части нагорья, окружающий гору Ледяную (абсолютная отметка 2562 м), относится к высокогорному рельефу.

Корякское нагорье представляет собой сложную систему хребтов и кряжей, разделенных межгорными впадинами, к которым приспособлены долины. Преобладает северо-восточная ориентировка гор, с разветвлением в центральной части на восток, юго-восток и север. Такое расположение орографических элементов в целом предопределено общим направлением простиранения структур кайнозойской складчатой области. Однако в расположении и конфигурации орографических элементов структуры первого порядка проявляются сравнительно мало. Можно отметить лишь отдельные случаи, когда хребты и низины

приурочены к мезозойско-кайнозойским антиклинориям или синклинориям; например, часть Пенжинского кряжа совпадает с Таловско-Майнским антиклинорием, значительная часть Парাপольской низины приурочена к Парাপольскому синклинорию. Вместе с тем известны случаи и обращенного по отношению к структурам рельефа расположения горных сооружений на месте синклинориев, примером чего могут быть хребты Пикась и Укелят на Эньчаваям-Укелятском синклинории, хребты Ваежский и Южно-Майнский на Ванэятско-Великоречинском и Алганский кряж на Парাপольском синклинории.

Геоморфологический анализ структурного плана Корякского нагорья показывает, что большинство его горных сооружений приурочено к блоковым поднятиям, а впадин — к опусканиям, ограниченным разрывами, или к участкам замедленного блокового поднятия неоген-четвертичного времени. Иными словами, те и другие являются в значительной мере неотектоническими образованиями.

Роль неотектоники в формировании рельефа Корякского нагорья очень значительна. Она проявилась в развитии системы разрывных нарушений, продольных и поперечных по отношению к направлению складчатости, которые в той или иной мере были predeterminedены дизъюнктивными дислокациями более древнего заложения, но в неоген-четвертичное время были заново оживлены за счет резко дифференцированных, блоковых неотектонических движений, происходивших на фоне общего поднятия.

В значительной мере неотектоническое происхождение имеет береговая линия района, выделяющаяся линейностью своего очертания. С неотектоническими разломами тесно связаны и широкие проявления неовулканизма, в результате которых образовались обширные поля горизонтально залегающих четвертичных эффузивов, приуроченные, как правило, к наложенным прогибам. На площадях распространения этих разнообразных по составу вулканических пород — андезитов, базальтов, риолитов, туфов и других, имеющих значительную общую мощность, измеряемую многими сотнями метров, при интенсивном неотектоническом поднятии территории, как это отмечается, например, в Пахачинском, Апускском, Южно-Майнском и Ваежском хребтах, сформировался массивный низкогорный, с пологими и выпуклыми склонами рельеф, местами переходящий в среднегорный. Последний имеет ступенчатый облик, причем ступени нередко соответствуют отдельным мощным лавовым покровам и образуют отвесные высокие стены, чередующиеся с узкими площадками — карнизами.

Благодаря системе разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений было сформировано современное сложное мозаично-блоковое строение нагорья, в котором выделяются три обширных полосы интенсивных поднятий — юго-западная, срединная и северо-восточная, ограниченные разломами, и лежащие между ними три относительно менее широкие полосы слабых поднятий. Среди первых наиболее интенсивно поднятой оказалась срединная полоса с приуроченным к ней среднегорным и, отчасти, высокогорным рельефом близ горы Ледяной. Среди вторых наиболее четко в рельефе проявляется узкая Уальская полоса («Уальские ворота»), выраженная отмеченным выше понижением на Камчатском перешейке.

В целом дифференцированные поднятия вместе с сопутствующим им эрозийным расчленением рельефа естественно не благоприятствовали сохранению или выработке в Корякском нагорье поверхностей денудационного выравнивания рельефа, а тем более обширных денудационных пeneпленов. Попытки выделения поверхностей выравнивания в современном рельефе Корякского нагорья, которые иногда предпринимаются, пока не имеют должного обоснования. По-видимому, под име-

нем поверхностей выравнивания здесь нередко описываются широко распространенные структурные ступени лавовых плато и площадки нагорных террас. Значительно больше оснований имеется для выделения в Корякском нагорье ископаемой позднеплиоценовой поверхности выравнивания, местами очень хорошо сохранившейся на дислоцированных плиоценовых и более древних породах под горизонтально залегающими недислоцированными четвертичными лавовыми покровами.

Формированию мозаичного рельефа района способствует также и то разнообразие, которое отмечается в литологическом составе отдельных неотектонических блоков или их группировок. Так, максимальные высоты хребтов и альпийский облик центральной, среднегорной части нагорья, выделяющейся своими зубчатыми вершинами, объясняются в значительной мере приуроченностью их к участкам распространения кремнистых пород. Пестрое сочетание пород, легко разрушаемых денудацией, и, наоборот, прочных способствует увеличению контрастности рельефа и его морфологическому разнообразию. Примером могут быть хребты Пенжинский, Рарыткин, восточная часть Майны-Пыльгинского хребта, в которых преобладают малоустойчивые песчано-сланцевые, алевролитовые и конгломератовые толщи верхнего отдела меловой системы. Рельеф этих хребтов образуется пологосклонными куполовидными массивами, разделенными неглубокими седловинами и широкими долинами, абсолютные отметки которых не превышают 600—700 м, а относительные колеблются в пределах 300—500 м. Помимо денудационно-структурного и аккумулятивно-вулканогенного типов рельефа, на ряде участков района весь рельеф вырабатывался при активном воздействии эрозионно-аккумулятивной работы рек, древнего и, в меньшей мере, современного оледенения, абразивно-аккумулятивной деятельности моря и мерзлотных процессов. В результате были созданы своеобразные морфологические типы рельефа с характерными для них комплексами форм.

Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа представлен густой, радиально-разветвленной сетью речных долин, predeterminedных в своем заложении сводово-блоковыми неотектоническими движениями, первоначально разработанных эрозией в доледниковое время, затем моделированных долинными ледниками древних оледенений и, наконец, вновь подвергшихся речной эрозии и аккумуляции уже в послеледниковую эпоху.

Современные речные долины в среднегорном альпинотипном рельефе имеют глубоко врезаемый поперечный профиль и, как правило, не несут на своих склонах следов ледниковой обработки, которые уничтожены денудацией. Глубина долин достигает нескольких десятков метров, иногда 100 м. Многие из них начинаются небольшими карами, реже цирками, содержащими фирновые ледники. Встречаются долины, переглубленные по отношению к долинам их притоков, оказывающимся, таким образом, висячими. Попадая в верхнюю часть низкогорного рельефа, долины расширяются, приобретая ящикообразный поперечный профиль. В нижней части склонов отмечается комплекс речных террас, а в верхней иногда сохраняются следы ледниковой обработки в виде характерных перегибов склонов или плечей трогов.

Своеобразный эрозионный ступенчатый профиль имеют склоны узких и глубоких долин, расчленяющих хребты и плато, сложенные кайнозойскими эффузивами. Комплекс речных террас в Корякском нагорье составляет пойма, высокая и низкая, и одна надпойменная терраса, отмечаемая только в долинах крупных рек.

Древние формы рельефа ледникового происхождения сохранились главным образом в межгорных понижениях и на прилегающих к нагорью низменностях. Помимо трогов, цирков и каров, о которых

упоминалось выше, они представлены маргинальными ложбинами стока флювиогляциальных потоков и ледниковой штриховкой. Последняя прослеживается на 300—400 м над днищами долин, маркируя собой мощностные долинных глетчеров. Аккумулятивные ледниковые формы рельефа представлены грядами конечных и стадияльных морен, озами, флювиогляциальными террасами и зандровыми равнинами, образующими столь характерные для позднечетвертичного оледенения комплексы, которые выходят из предгорий на Парапольский дол и Анадырскую низменность.

Можно предполагать, что позднечетвертичные ледники спускались и на поверхность, ныне составляющую зону шельфа Берингова моря, в пользу чего свидетельствует фиордовый тип расчленения берегов на ряде участков побережья.

Более древнее, среднечетвертичное оледенение оставило после себя эрратические валуны на водоразделах. Современное оледенение представлено в Корякском нагорье очень небольшими, постоянно сокращающимися фирновыми полями и отдельными короткоязычными ледниками. Они размещаются, как правило, выше уровня снеговой границы (1000 м) в центральной части нагорья, на Олюторском и Пылгинском хребтах. Повсюду леднички приурочены к карам и сопряжены со свежими грядами морен отступления. Общая площадь современных ледников Корякского нагорья составляет около 180 км².

Вдоль узкой полосы побережья развиты преимущественно выравненные и абразионно-аккумулятивные бухтовые (ингрессионные) берега, переходящие в фиорды, с множеством абразионных скалистых останков-кекуров. Аккумулятивные берега, сопряженные с косами, отшнуровывающими лагуны, отмечаются только на северо-западном участке побережья.

Роль мерзлотных процессов в формировании рельефа Корякского нагорья проявляется наиболее ярко в образовании нагорных террас и солифлюкционных форм рельефа на склонах главным образом гольцовой зоны, форм морозного пучения, полигональных и термокарстовых — на озерно-аллювиальных равнинах Пенжинской низины и Парапольского дала.

Анадырская низменность

Анадырская низменность располагается в бассейне среднего и нижнего течения р. Анадырь и ее притоков — рек Майн, Белая, Танюер и Канчалан. Кроме того, она занимает обширную равнину к северу от Корякского нагорья, дренируемую р. Великой и системой небольших безымянных рек, впадающих в Анадырский залив.

Меридионально вытянутыми хребтами Пекульней и Рарыткин Анадырская низменность делится на две почти обособленные низины — Марковскую и Нижне-Анадырскую. Последние в структурном отношении представляют собой новейшие наложенные впадины, обрамленные по краям различно ориентированными разломами, вследствие чего контуры впадин приобретают сложно изогнутые очертания. Время заложения упомянутых впадин относится к послегеосинклинальному орогенному этапу, начавшемуся в раннем неогене в связи с обновлением резко дифференцированных, преимущественно блоковых тектонических движений.

Гипсометрическое положение Анадырской низменности определяется ее непосредственной близостью к Анадырскому заливу Берингова моря. Наименьшие отметки распределяются вдоль морского побережья и на междуречье рек Великой и Туманской. Здесь они едва достигают 25—30 м, в среднем изменяясь от 10 до 20 м. Внутренние части низмен-

ности обладают несколько большими высотами. Междуречье Танюрера и Канчалана по высоте достигает 40—50 м. На предгорной равнине, у острогов Корякского нагорья высоты исчисляются в 70—80 м. В бассейне среднего течения р. Анадырь и в низовьях р. Майн они не превосходят 30—35 м, а в долине нижнего отрезка р. Белой до 50 м.

В рельефе Анадырской низменности выделяются равнины ледникового и озерно-аллювиального происхождения. Ледниковые равнины приурочены к двум изолированным участкам: на севере к низовьям левых притоков Анадыря рекам Танюер, Канчалан и Тавайваам, на юге — к подножию Корякского нагорья. На левобережье Анадыря оледенение оставило разнообразные формы: краевые морены напора, дуги конечных морен, холмисто-котловинный рельеф, камы, озы, замкнутые понижения озерно-ледниковых равнин.

В распределении ледниково-аккумулятивных форм рельефа четко прослеживаются краевые образования трех, местами четырех остановок ледников, спускавшихся по долинам рек Танюер и Канчалан с гор южной части Чукотского нагорья. Вблизи р. Анадырь краевые образования представляют собой слившиеся шлейфы аккумулятивных образований нескольких ледников. По мере продвижения на север ледниковые формы рельефа локализуются в речных долинах и дугами конечных морен и зандров отмечают границы стояния обособленных ледниковых языков. На равнине, у подножия гор Корякского нагорья, ледниковый рельеф представлен тремя четко выраженными краевыми комплексами слившихся предгорных ледников, среди которых выделяются конечные морены, зандры и холмисто-котловинные формы. Распространение ледниковых комплексов ограничено лишь южной и северной частями равнины, смыкания между зонами ледникового рельефа двух описанных участков не наблюдается. По возрасту ледниковые формы рельефа относятся к первой стадии позднечетвертичного оледенения Чукотского и Корякского нагорий.

Территория, расположенная между отмеченными ледниковыми равнинами, сложена озерно-аллювиальными отложениями. Рельеф этой части равнины отличается меньшим разнообразием форм, небольшими колебаниями относительных высот, обилием озер и термокарстовых котловин. В пределах долин ряда рек, таких, как Великая, Туманская и Анадырь (у оз. Красного), озерно-аллювиальная равнина размыта и на месте ее развиты высокая и низкая поймы.

Равнины озерно-аллювиального происхождения образуют, кроме того, Марковскую низину и низовья долины р. Белой. Характерной особенностью рельефа этих участков является широкое развитие форм современного термокарста. В ряде мест, например на междуречье Анадыря и Майна, поверхность позднечетвертичной озерно-аллювиальной равнины подверглась термокарстовому разрушению настолько, что превратилась в современную озерно-аласную равнину. Фактором, благоприятствующим такому развитию рельефа, является влияние врезавшихся в озерно-аллювиальную равнину речных долин и связанная с этим усиленная обводненность. Реки Анадырь и Майн разработали широкие долины, днища которых заняты поймой. В меньшей мере термокарстовому изменению подверглась позднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина в долине р. Белой. В рельефе поверхности равнины аласные понижения и другие формы термокарстового проседания выражены слабо и приурочены непосредственно к речным участкам.

Устье Анадыря представляет собой обширный, сложно устроенный лопастной эстуарий с низменными берегами, частично отгороженный от моря намывными косами. Приливо-отливные колебания, оказывающие воздействие на береговые процессы, постепенно уменьшаются вверх по течению реки и полностью затухают лишь вблизи оз. Красного.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НАЛОЖЕННЫХ НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИХ ВПАДИН

На Северо-Востоке СССР для ряда межгорных и окраинных наложенных впадин издавна известно распространение рыхлых континентальных, большей частью озерно-аллювиальных отложений, состоящих из косо-слоистых песков и супесей с прослоями галечников, с линзами лигнитов и бурых углей, многочисленными скоплениями растительного детрита и с обломками древесных стволов. Находки во многих впадинах многочисленных шишек древних видов хвойных, разнообразных эндокарпов, в частности плодов американского серого ореха, и известное сходство споровопыльцевых комплексов позволяют, как отмечалось ранее (Баранова, Бискэ, 1964а), видеть в этих толщах стратиграфические аналоги тех или иных горизонтов известных разрезов кайнозойских континентальных толщ Мамонтовой горы на Алдане, Верхне-Нерской впадины в верховьях Индигирки, Нагаевской впадины у Магадана и эрмановской свиты в Тигильском районе Северной Камчатки.

Как известно из многочисленных работ последних лет, для многих разрезов континентальных отложений Северо-Востока на основании комплексного применения палеоботанических методов удалось установить их определенное стратиграфическое положение. Так, благодаря исследованиям Г. П. Вчерашней (1964, 1966), И. А. Ильинской и Г. П. Пневой (1962), П. И. Дорофеева и Л. Н. Тюлиной (1962) и других в разрезе Мамонтовой горы были установлены отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена, среднего миоцена, верхнего миоцена — плиоцена. Ю. П. Баранова и П. И. Дорофеев (1962) выявили миоцен-плиоценовый возраст верхненерской и нагаевской толщ. Применение палеоботанических, фациальных и в последнее время палеомагнитных исследований позволило установить, что эрмановская свита имеет не позднелиоценовый возраст, как это было принято ранее, в решениях Магаданского стратиграфического совещания в 1957 г., а более древний, среднеплиоценовый. Такая новая и более обоснованная ее датировка отстаивается В. В. Меннером и В. Н. Куликовой (1961), А. Р. Гептнером (1961), П. А. Мchedlishvili (1966), Е. А. Шанцером, А. И. Челебаевой и А. Р. Гептнером (1965), А. С. Арсановым и Е. М. Малаевой (1964, Малаева, 1965), которые, исходя из комплекса геологических данных, рассматривают эрмановскую свиту как часть кавранской серии, перекрытой несогласно залегающими на ней энемтемскими конгломератами верхнего плиоцена. Д. М. Печерский, В. Н. Ключева и Г. П. Казакова (1965), используя совместно палеомагнитный и палеоботанический методы исследований, пришли к выводу, что хотя верхняя граница эрмановской свиты располагается в верхнем плиоцене, достигая уровня 3,5 млн. лет шкалы абсолютного летоисчисления, тем не менее основная ее часть имеет среднеплиоценовый возраст, что соответствует уровню 7 млн. лет и более.

Необходимо отметить, что имеется существенно иное представление о возрасте многих континентальных отложений упомянутых впадин Северо-Востока СССР, которое неоднократно отстаивал А. П. Васьковский (1959, 1963а, 1966а и др.); в последнее время его активно поддерживал Б. С. Русанов в докладах и отчетах по исследованию Мамонтовой горы. Суть этого представления сводится главным образом к тому, что основная часть разреза Мамонтовой горы, нагаевской и верхненерской толщ, а также всей эрмановской свиты относится к четвертичной (антропогеновой) системе, в частности к ее нижнему отделу — эоплейстоцену, охватывающему также верхний плиоцен стратиграфической шкалы, принятой ныне в СССР. В силу широкой известности этого представления, одобренного решением Магаданского стратиграфического совещания в 1957 г., а также в связи с определениями и заключениями А. П. Васьковского, долгое время бывшего практически единственным исследователем шишек хвойных на Северо-Востоке СССР, оно получило здесь универсальное применение в практике геологического картирования и, кроме того, вошло в ряд сводных геологических работ по стратиграфии кайнозоя (Петров, 1966; Дегтяренко, 1963, и др.).

Не входя в разбор разнообразных причин, обусловивших возникновение последней концепции «омоложения» возраста кайнозойских континентальных толщ наложенных впадин Северо-Востока, главную причину всех разногласий по их стратиграфии нельзя не видеть в недостаточной их изученности в целом. В 1963—1965 г. был собран и обработан новый материал, относящийся к характеристике кайнозойских отложений ранее недостаточно исследованных впадин: Койнатхунской и Бельской на крайнем Северо-Востоке (С. Ф. Бискэ и И. А. Кулькова), Охотской (Ю. П. Баранова и С. Л. Хайкина), Бугчанской в горной системе Черского (И. А. Кулькова), Омолойской (Ю. П. Баранова, В. Ф. Гончаров, И. А. Кулькова) и Адычанской (В. Ф. Гончаров, А. С. Титков). Дополнительно к этим данным ниже сообщаются также некоторые новые материалы, относящиеся к характеристике более молодых, средне- и верхне-четвертичных отложений Северо-Востока на примере известного урочища Мус-Хая на р. Яне (В. Ф. Гончаров).

ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТОЛЩИ КОЙНАТХУНСКОЙ И БЕЛЬСКОЙ НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН

На сочленении структур Корьякско-Камчатской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, главным образом в бассейне р. Анадырь, располагается группа молодых наложенных впадин, выполненных рыхлыми кайнозойскими отложениями. Мощная толща четвертичных озерно-аллювиальных, озерно-болотных, ледниковых и, частично, морских осадков образует чехол, предохраняющий от эрозии более древние образования. Лишь в некоторых ограниченных участках, вблизи горных сооружений, эрозионное расчленение достигает дочетвертичных пород, которые здесь обнажаются в речных долинах.

Среди таких участков особенный интерес представляют Койнатхунская низина и восточная часть Бельской низины. В первой из них объектом наших исследований явилась толща кайнозойских отложений, известная под названием койнатхунской, во второй — пекульнейвеемская толща, впервые описанная на р. Пекульнейвеем. Полевые исследования производились С. Ф. Бискэ, спорово-пыльцевые анализы — И. А. Кульковой, плоды и семена определил П. И. Дорофеев, морскую четвертичную фауну — О. М. Петров.

Койнатхунская толща

Как видно из прилагаемой схемы (рис. 3), участок исследования расположен вдоль р. Тнеквеем, впадающей в оз. Койнатхун. Эта река протекает в пределах небольшой, наклоненной на северо-восток низменной равнины, ограниченной с севера и запада Ушканьими горами, а с юга — отрогами Золотого хребта. На востоке равнина открыта к заливу Креста.

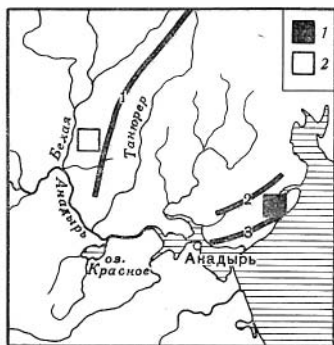


Рис. 3. Схематическая карта участков стратиграфических исследований. Составил С. Ф. Бискэ.

1 — Тнеквеемский участок; 2 — Янранайский участок.

Цифры на карте: 1 — хр. Пекульней; 2 — Ушканьи горы; 3 — Золотой хребет

Изучение койнатхунской толщи было начато О. М. Петровым (1959), отметившим наличие на низменности близ оз. Койнатхун аллювиальных песков и суглинков с включениями торфа, обугленных древесных остатков, шишек ели, подобной *Picea anadyrensis* Krysh, семян *Picea* ex sect. *Euripicea*, древесины лиственницы, кедровника, березы, ивы и тополя; в спорово-пыльцевом спектре были указаны пыльца ели, лиственницы, сосен, березы, ольхи, ивы, кроме того, единичные зерна пихты, тсуги, дуба, бука и гинкго, которые принимались за переотложенные. О. М. Петров отнес эту толщу к межледниковым слоям среднего отдела четвертичной системы. Именно с такой датировкой она была включена в корреляционную схему четвертичных отложений Северо-Востока СССР (см. Решения Межведомственного стратиграфического совещания, 1959, табл. 41). Однако очевидная ошибочность этого заключения вскоре была установлена самим О. М. Петровым (1960), чему способствовало дополнительное определение макрофоссилий, выполненное А. П. Васьковским, причем были выявлены шишки *Pinus monticola* fossil. Dougl., *Pinus* ex sect. *Strobus* и *Picea bilibinii* Vassk. М. Н. Караваев, кроме того, определил *Larix* cf. *sibirica* Ldb. Получил дополнительное содержание и спорово-пыльцевой комплекс, в котором было установлено преобладание древесных пород (60—90%), представленных главным образом соснами, ольхой, березой (в том числе *Betula* сек. *nanae*) и, в значительной мере, елью, тсугой, пихтой, орешником, ивами, а также обнаружено большое количество вересковых и меньшее — осок, злаков и разнотравья; широколиственные породы отмечались только единичными пыльцевыми зернами, которые расценивались как переотложенные или реликтовые.

Исходя из сходства приведенного палеофлористического комплекса с установленным ранее комплексом эоплейстоценовой (по А. П. Васьковскому) нагаевской толщи, О. М. Петров принял для койнатхунской толщи сначала позднеплиоценовый — раннечетвертичный возраст (Петров, 1960; Мерклин, Петров, Амитров, 1962), а затем позднеплиоценовый (Петров, 1963, 1964, 1965).

По работам О. М. Петрова известно, что койнатхунская толща не имеет определенной нижней границы. Факт ее расположения гипсомет-

рически ниже морских осадков песцовской, предположительно средне-плиоценовой толщи¹ на южных предгорьях Золотого хребта, который приводится О. М. Петровым (1963) для обоснования относительно более молодого возраста койнатхунской толщи, не может считаться удовлетворительным, поскольку при этом не учитывается значительная удаленность разрезов двух толщ, расположенных в разных бассейнах и нигде не контактирующих между собой. Верхняя граница койнатхунской толщи определяется О. М. Петровым по перекрытию ее на восточном берегу залива Креста морскими и ледниково-морскими, предположительно нижнечетвертными (пинакульскими) отложениями.

Таким образом, перед проведением собственных исследований стратиграфического положения койнатхунской толщи мы были поставлены перед фактом явно недостаточной обоснованности ее возрастной датировки, исходящей главным образом из заключения А. П. Васковского об эоплейстоценовом возрасте комплекса шишек, собранных в отложениях толщи, и отчасти из интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа, представительность которого ввиду необычной пестроты его спектра (пыльца широколиственных рядом с пыльцой *Betula* sect. *nanae*) вызывает сомнения.

По организационным условиям мы имели возможность провести исследование койнатхунской толщи только на участке долины р. Тнеквеем от устья ее левого притока — речки Катастрофной на протяжении 15 км вверх по течению.

Отложения койнатхунской толщи обнажаются в долине р. Тнеквеем на исследованном нами отрезке в нескольких участках. Повсюду они представлены главным образом песками среднезернистыми и мелкозернистыми, серыми и коричневато-серыми, иногда коричневыми, кварцево-полевошпатовыми, слюдистыми с неясно выраженной косой слоистостью, свойственной аллювиальным или озерно-аллювиальным отложениям. В песках обнаруживается большое количество мелких обугленных обломков древесины, иногда образующих скопления; наряду с этим отмечаются линзы или прослои темно-бурых, почти черных лигнитов. Кроме этого, в песках встречаются прослои глин, суглинков и отдельные мелкие, хорошо окатанные кварцевые, андезитовые и гранитные гальки. В ряде участков в лигнитах и песках были найдены шишки хвойных, принадлежащие *Picea* cf. *anadyrensis* Krysht., *Pinus* sp. и *Larix* sp. Как правило, указанные отложения встречаются у уреза реки, образуя цоколь первой надпойменной террасы, или выступают непосредственно в коренном эрозионном уступе реки. В первом случае они перекрыты лежащими на них современными галечно-гравийными и песчаными аллювиальными отложениями. Во втором случае поверх них залегают или вязкие сизые глины с прослойками песков, принадлежащие, судя по отдельным находкам мелких створок морских пелелипод, к отложениям четвертичной трансгрессии моря, или гравийно-галечные, порой валунные отложения ледникового и флювиогляциального происхождения.

Наиболее полно нами было исследовано обн. 19, расположенное в 3,5 км к югу (по прямой) от устья речки Катастрофной.

Река Тнеквеем на протяжении 0,5 км подмывает правый склон долины, возвышающийся над урезом воды на 10—12 м. Склон размыт во многих участках мелкими ручьями и покрыт оплывшими, скованными мерзлотой суглинками и супесями. Среди оползших масс в нижней части склона и на бечевнике встречено множество крупных обломков древесных стволов, достигающих в диаметре 20 см при длине до 1 м, сильно

¹ О. М. Петров называет койнатхунскую и песцовскую толщи «свитами». Мы считаем, что такое название в альном составе и стратиграфическом положении является преждевременным.

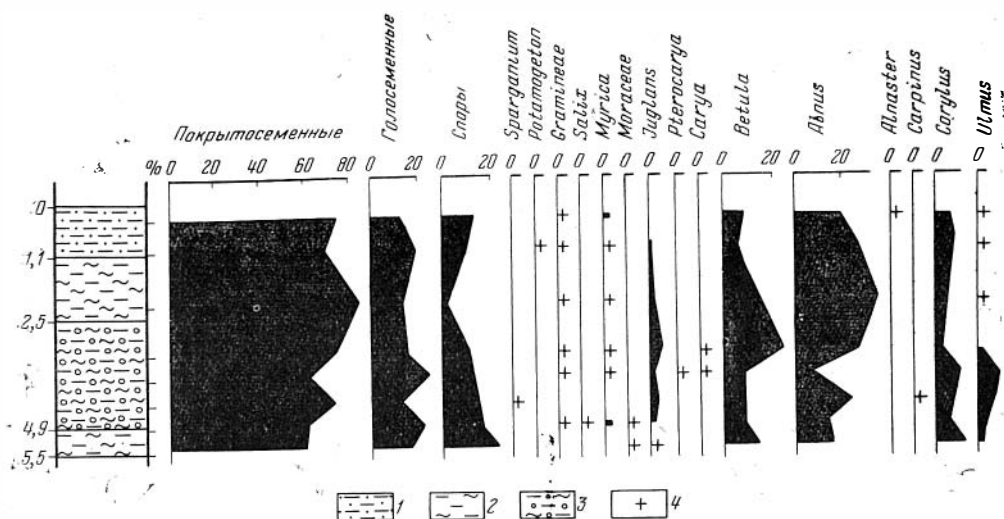


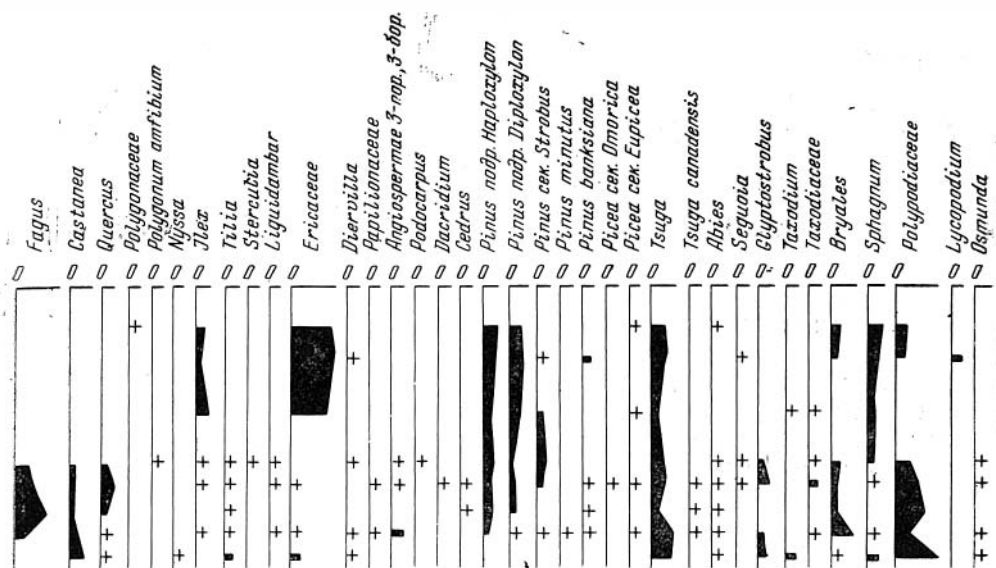
Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма Тнекевеевского разреза (обн. 19) койнатхунской
1—песчанистые суглинки; 2—суглинки; 3—суглинки с галькой и валунами; 4—единичные зерна

обугленных и выветрелых. В верхней части склона, а также на примыкающем участке междуречья среди песчано-гравийного материала встречаются мелкие валуны серых гранитов и черных эффузивов, как правило, угловато-окатанные, изредка со следами ледниковой (?) штриховки, что позволяет видеть в них отложения плейстоценового, предположительно позднечетвертичного (зырянского) оледенения.

В средней части обнажения прослежены выходы темно-бурых, горизонтальнослоистых суглинков, расположенные на высоте от 4,5 до 8 м над рекой, в которых были встречены многочисленные мелкие створки морских раковин. О. М. Петров в собранной нами коллекции определил среди них множество *Astarte (Tridonta) alaskensis* Dall, *A. (T.) invocata* Merklin et Petrov, *Mya truncata* Linné, что может свидетельствовать о плейстоценовом, вероятно, межледниковом возрасте этих отложений.

В западном крыле обнажения, близ устья ручья Лагерного, на высоте от 5 до 6 м над рекой встречена линза черного лигнита мощностью 0,5—0,8 м. В линзе среди лигнитов, включающих мелкие прослойки серой супеси, на контакте с одной из таких прослоек был найден хорошо сохранившийся эндокарп *Juglans cinerea* L. fossilis. При карпологиическом анализе образцов, взятых из верхней части линзы, П. И. Дорофеев определил остатки: *Pinus* sp., *Picea* sp., *Larix* sp., *Epipremnum crassum* E. M. Reid — вида, встречающегося, в верхнем олигоцене Западной Сибири и верхнем плиоцене Европы; *Betula aldanensis* Dorof., относящейся к японо-корейским березам, остатки которых находятся главным образом в олигоцене Западной Сибири, но встречаются также в нижне-среднемиоценовых комплексах Западной Сибири и одновозрастных комплексах Мамонтовой горы; *Betula* sp., *Alnaster* sp., *Ceratophyllum submerum* — *tertiaerum* Dorof. (олигоцен-миоценовый вид), *Decodon globosus* (E. M. Reid) Nikit. — вид, встречающийся в верхнеолигоценовых отложениях Западной Сибири и в плиоценовых отложениях Европы, а также *Carpolithus* sp., идентичный *Cornus* sp., описанному в нижнемагаевских слоях. По заключению П. И. Дорофеева, приведенный комплекс растительных остатков может характеризовать отложения, образовавшиеся в интервале времени от конца олигоцена до середины миоцена.

В средней части обн. 19, в 50 м восточнее упомянутой лигнитовой



толщи. Составила И. А. Кулькова.
пыльцы и спор

линзы расчисткой на уровне от 1,0 м до 5,5 м были вскрыты отложения, представленные сверху вниз следующими горизонтами:

Интервал, м

1. Светло-бурые песчанитые суглинки 0—1,1
2. Темно-бурые суглинки 1,1—2,5
3. Бурые суглинки, включающие мелкие интенсивно выветрелые гальки и валунчики 2,5—4,9
4. Сero-зеленые безгалечные суглинки 4,9—5,5

Спорово-пыльцевой анализ проб, взятых из всех горизонтов, показал результаты, обобщенные в диаграмме (см. рис. 4).

Как видно из приведенной диаграммы, все восемь образцов дали в совокупности единый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся присутствием большого количества пыльцы покрытосеменных (60,7—84,4%), причем среди них основную массу составляет пыльца *Betula* (7,3—25,6%), *Alnus* (5,5—35,8%) и *Corylus* (2,6—11,8%). Заметную роль в составе комплекса играет пыльца *Fagus* (3,8—15%), *Ulmus* (1,5—8,9%), *Castanea* (1,7—6,1%), *Quercus* (1,5—6%), *Ilex* (1,7—6,1%), *Juglans* (1—4,7%), *Tilia* (1,0—2,6%), *Myrica* (0,5—2,8%), реже встречается пыльца *Liquidambar* (0,4—0,8%) и *Moraceae* (до 0,5%); наконец, пыльца *Pterocarya*, *Sterculia*, *Nyssa*, *Rhus* представлена единичными находками. Постоянно присутствует пыльца вересковых — *Ericaceae* (0,4—20,1%), редко *Diervilla*. Пыльцы травянистых встречается мало, это *Gramineae* (0,4—2,5%), *Polygonum amphibium*, *Sparganium* и *Potamogeton*.

Содержание пыльцы хвойных колеблется от 12 до 22,7%, причем основную ее массу составляют сосны *Pinus* подрода *Haploxyylon* (2,2—5,6%), *Pinus* подрода *Diploxyylon* (0,8—5,2%), *Picea* sect. *Eupicea* (0,4—0,9%), *Picea* sect. *Omorica* — до 0,9%, *Pinus* sect. *Strobus* и *Pinus* sect. *Banksia*. Пыльца *Tsuga* встречается постоянно и в значительном количестве (2,5—9%), реже пыльца *Abies* (0,7—1,7%). Примечательно наличие пыльцы сем. *Taxodiaceae*, представленной родами *Taxodium*, *Sequoia* и *Glyptostrobus* в количестве от 0,9 до 9%. Пыльца *Cedrus*, *Dacrydium*, *Podocarpus* и *Larix* отмечена единичными находками.

Общее количество спор колеблется от 10,4 до 23,6%. При этом показательно большое количество спор сем. *Polypodiaceae* (2,6—17,1%), *Bryales* (1—9%), *Sphagnum* (0,8—5,6%), *Osmunda* (0,8—2,1%), и *Lycopodium* — единично.

Необходимо отметить, что подсчет пыльцы и спор производится по стандартной норме насыщенности, равной 200 зерен.

Сопоставление приведенного комплекса пыльцы и спор тнеквеевского обн. 19 со спорово-пыльцевым комплексом, выделенным Р. Е. Гитерман (1963) для низов отложений Мамонтовой горы, показывает их сходство, отчетливо выраженное в том, что в обоих комплексах преобладает пыльца покрытосеменных, которой существенно уступает пыльца голосеменных, состоящая преимущественно из *Pinales*, споры же занимают последнее место. Характерно, что среди пыльцы покрытосеменных тнеквеевского разреза доминирует пыльца *Betula* и *Alnus*, как и в низах отложений Мамонтовой горы. Широколиственные породы в разрезе низов Мамонтовой горы представлены пылью *Pterocarya*, *Carya*, *Castanea*, *Ulmaceae*, *Moraceae*, *Quercus*, родов *Ilex*, *Rhus*; *Myrica* встречаются единично.

В спорово-пыльцевом комплексе тнеквеевского разреза отмечается большое количество пыльцы широколиственных, причем такие роды, как *Fagus*, *Ulmus* и *Juglans*, наряду с *Betula*, *Alnus* и *Corylus* образуют основной компонент спорово-пыльцевого спектра. Довольно значительное место занимают роды *Ilex* и *Myrica*, что же касается представителей вечнозеленых растений — *Stercula*, *Rhus* и *Nyssa*, то они встречаются лишь в виде единичных находок. Среди хвойных в двух сравниваемых спектрах преобладают *Pinus* и *Tsuga*, в меньшем количестве отмечаются *Picea*, *Abies*, *Larix*. Наблюдается различие в количестве пыльцы *Taxodiaceae*, которая в спектрах, выявленных Р. Е. Гитерман, характеризуется единичными находками, тогда как в выделенном нами комплексе сем. *Taxodiaceae* представлено тремя родами и притом значительным количеством пыльцы. Наличие ряда более древних форм, например *Cedrus*, *Dacridium*, *Podocarpus*, сочетающихся с большим количеством представителей тургайской флоры, по-видимому, свидетельствует о несколько более древнем возрасте койнатхунского комплекса по сравнению с комплексами нижних слоев разреза Мамонтовой горы. Комплекс койнатхунских отложений из расчистки обн. 19 характеризует умеренно теплолюбивую растительность тургайского облика, включающую такие стойкие тургайские роды, как *Betula*, *Alnus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Castanea*, *Juglans*, а также отдельные проявления вечнозеленых форм.

А. Н. Криштофович (1958) указал, что для хвойного элемента тургайской флоры типично наличие *Taxodium*, *Sequoia* и *Glyptostrobus*, в то время как *Osmunda* является характерным представителем подлеска. Временем расцвета тургайской флоры, распространявшейся от Аляски на востоке до Урала и Зайсана на западе, А. Н. Криштофович считал олигоцен и ранний миоцен.

Таким образом, приведенный нами новый материал по палеоботанической характеристике койнатхунской толщи показал, что последняя не может быть отнесена ни к верхнему плиоцену, как датирует ее О. М. Петров (1963, 1964, 1965) ни к эоплейстоцену, как это считает А. П. Васильковский (1963 и др.). Сравнения собранного нами нового материала по койнатхунской толще с данными по наиболее полно изученному на Северо-Востоке опорному разрезу кайнозойских континентальных отложений Мамонтовой горы показывают, что койнатхунская толща образовалась в олигоцен-раннемиоценовое время и, следовательно, является более древней, чем нагаевская, нерская и эрмановская толщи, в соответствии с теми датировками, которые приняты для них по исследованиям Ю. П. Барановой (1962), Ю. П. Барановой и П. И. Дорофеева (1962), В. В. Меннера и В. Н. Куликовой (1961) и др.

Пекульнейвеемская толща

Впервые отложения, выделяемые нами в пекульнейвеемскую толщу, были описаны в 1955 г. Г. Г. Кайгородцевым (1960). Он сообщил, что в долинах рек Северный Пекульнейвеем, Веснованной, Янранай и Бычьей (бассейн р. Белой — левого притока р. Анадырь) на предгорной равнине западнее хр. Пекульней обнажаются глины, суглинки с прослоями лигнитов и галечники, содержащие в большом количестве шишки хвойных. Г. Г. Кайгородцев собрал коллекцию шишек и отобрал образцы для спорово-пыльцевого анализа из названной толщи по правому притоку ручья Левый Янранай, выше слияния его с ручьем Правый Янранай, а также по р. Северный Пекульнейвеем. Эта коллекция по определению А. П. Васьковского состояла из шишек *Picea bilibinii* Vassk. и *Pseudotsuga magadanica* Vassk. В своем заключении А. П. Васьковский, как об этом сообщает Г. Г. Кайгородцев (1960), указал, что возраст найденной флоры в свете последних работ по хронологии раннего квартера, вероятно, может быть определен как синхронный виллафранским слоям Европы и эоплейстоцену В. И. Громова. Одновременно палинолог Р. А. Баскович на основе находки в анализированных образцах пыльцы *Juglandaceae* и *Taxodiaceae* сделала заключение о принадлежности интересующих нас пород к «третичным неогеновым отложениям». Именно об этих семействах Р. А. Баскович (1959) писала, что их представители не встречаются в четвертичных отложениях Северо-Востока.

Несмотря на очевидное расхождение в приведенных заключениях двух специалистов, Г. Г. Кайгородцев не выяснил его причины, а предпочел присоединиться к заключению, сделанному А. П. Васьковским по шишкам, и отнес исследованную им толщу континентальных отложений к нижнему отделу четвертичной системы. В качестве таковой эта толща вошла во многие сводные геологические карты Корякского нагорья и всего Северо-Востока СССР.

Вслед затем о принадлежности «толщи конгломератов и песков, слагающих западные предгорья горной гряды Пекульней», к эоплейстоцену писал А. П. Васьковский (1963а); он исходил из представления об относительности их с эрмановскими, нагаевскими, нерскими и койнатхунскими слоями, принимаемыми им за эоплейстоценовые. Ошибочность такой точки зрения А. П. Васьковского неоднократно отмечалась в литературе, посвященной стратиграфическим исследованиям названных толщ. Выше, при анализе тнеквеемского разреза, мы показали несостоятельность стратиграфической схемы А. П. Васьковского применительно к койнатхунской толще.

Рассмотрим теперь новый фактический материал по стратиграфии пекульнейвеемской толщи, собранный нами в 1964 г. при исследованиях в долине р. Левый Янранай.

Участок распространения пекульнейвеемской толщи континентальных кайнозойских отложений расположен в долине нижнего отрезка р. Левый Янранай, непосредственно выше слияния ее на абсолютной отметке 240 м с р. Правый Янранай, в пределах наклоненной на запад (к долине р. Белой) предгорной аккумулятивной равнины (см. рис. 3). Равнина примыкает к западным окраинным возвышенностям хр. Пекульней, отдельные массивы которого близ участка исследований превышают 800 м (гора Полосчатая — 838 м). Долина р. Левый Янранай врезана в аккумулятивную, сложенную плотными угловато-окатанными галечниками предгорную равнину на глубину от 30 до 40 м. В долине отмечаются широкая пойма высотой 1—2 м и три надпойменных террасы: первая, высотой 5—6 м, аккумулятивная галечная; вторая, высотой 7—10 м, с цоколем, состоящим из гравия, песка, супесей, с обломками сильно углефицированной древесины и галечным покровом; третья эрозионная,

высотой 15 м, в одних участках представлена исключительно галечниками, а в других — в нижней сложена зеленовато-серыми суглинками с прослоями лигнитов, а в верхней — белесыми горизонтальнослоистыми галечниками с прослоями крупнозернистых серых песков и пластами лигнитов, растительного детрита и обломками обугленной древесины.

Расчистками № 1а и 1б, произведенными в цоколе третьей надпойменной террасы на левом склоне долины р. Левый Янранай, напротив устья ручья Безымянного, было установлено, что среди толщи галечников, слагающих эту террасу, на высоте от 8,1 до 10,2 м над рекой залегает линза бурого мелкозернистого песка, которая содержит скопления растительного детрита, включающего множество шишек. Кроме того, в этой же линзе было найдено два эндокарпа *Juglans cinerea* fossil. L. Среди собранных здесь шишек Ю. П. Баранова определила много экземпляров, принадлежащих *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, а также несколько экземпляров *Larix* aff. *antiqua* Dorof. и *Picea* sp. Палеокарпологическое исследование образцов песка и растительного детрита, произведенное П. И. Дорофеевым, показало наличие растительных остатков, принадлежащих (предварительное определение): *Picea* sp., *Larix* sp., *Alnaster* sp., *Ampelopsis* ex gr. *rotundata* Chaudier, *Cornus* cf. *kineliana* Dorof., *Carpolithus scheuchzerioides* Dorof., *C. bilobatus* — *anadyrensis* Dorof., *Metasequoia* sp., *Pterocarya* sp., *Betula anadyrensis* Dorof. sp. nov., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Rubus aldanensis* Dorof., *Rubus* sp., *Padus* cf. *japonica* Max., *P. palaeosibirica* Dorof. sp. nov., *P.* cf. *maackii* Dorof. По заключению П. И. Дорофеева, указанная флора имеет очень архаичный вид, сходный, хотя во многом и отличный, с комплексами, известными в нижнем и среднем миоцене Западной Сибири (киреевские флоры) и в миоцене Мамонтовой горы, что с наибольшей вероятностью позволяет предполагать наличие ее на Чукотке от конца олигоцена до середины миоцена.

На ручье Безымянном, впадающем слева в р. Левый Янранай, в 3,2 км вверх от устья нами было исследовано обн. 4, вскрывающее значительную часть разреза второй террасы долины р. Левый Янранай, прислощенной здесь к эрозионному склону долины ручья, сложенному плотными галечниками предгорной равнины. Разрез террасы показал следующее строение (снизу вверх):

Интервал, м

Супесь серая, с прослойками суглинка	0—1,00
Бурый плотный уголь с разнообразными неопределимыми растительными остатками, среди которых П. И. Дорофеев выявил только <i>Alnaster</i> sp.	1,00—1,30
Супесь серая, неяснослоистая	1,30—1,55
Лигнит	1,50—1,80
Супесь темно-серая, содержащая большое количество растительного детрита и шишки <i>Pinus itelmenorum</i> Vassk., <i>P. spinosa</i> Herbst.	1,80—2,00
Супесь светло-серая, с прослойкой мощностью 4 см из растительного детрита и шишек <i>Pinus itelmenorum</i> Vassk., <i>P. spinosa</i> Herbst.	2,00—2,20
Песок мелкозернистый, светло-серый, неяснослоистый	2,20—3,20
Супесь темно-серая, включающая пять горизонтальных прослоев лигнита мощностью в 3—4 см каждый	3,20—6,20
Пески светло-серые, горизонтальнослоистые, с тонкими прослойками мелкого черно-бурого растительного детрита. Отсюда определены шишки <i>Pinus itelmenorum</i> Vassk., <i>P. spinosa</i> Herbst., <i>P.</i> cf. <i>densiflora</i> S. et L., <i>P.</i> cf. <i>gagajevi</i> Vassk., <i>Picea</i> cf. <i>bilibinii</i> Vassk.	6,20—8,30

Спорово-пыльцевой анализ образцов, собранных в обн. 4, как видно из диаграммы на рис. 5, выявил однотипный комплекс, характеризующийся преобладанием пыльцы покрытосеменных (48—84,1%). В группе покрытосеменных господствует пыльца сем. Betulaceae, представленная родами *Betula*, *Alnus* и *Corylus*, которая иногда составляет 50% всей пыльцы покрытосеменных. Широколиственные представлены пыльцой

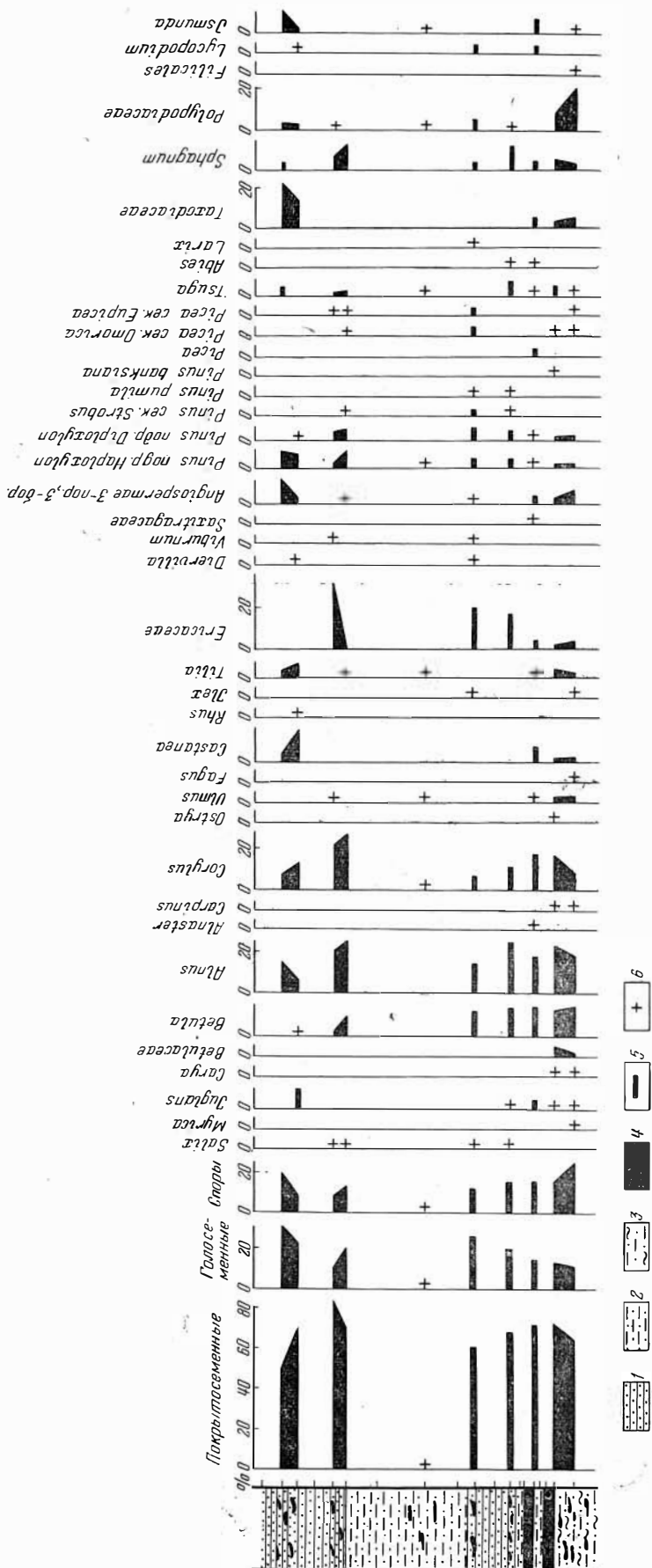


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма Янранайского разреза (обн. 4) пекульнейвеемской толщи. Составила И. А. Кулькова.
 1—пески; 2—супеси; 3—суглинистые супеси; 4—плотные лигиты, бурые угли; 5—скопления растительного дестрита; 6—единичные зерна пыльцы и спор

Castanea (0,5—7%), *Ulmus* (0,8—2,2%), *Juglans* (0,9—3,2%), *Tilia* (0,8—4,2%); пыльца *Fagus*, *Myrica*, *Carya*, *Ilex*, *Ostrya*, *Carpinus* встречается редко. Пыльца кустарников сем. Ericaceae обнаружена во всех образцах в значительном количестве (3,4—30,7%). Пыльцы трав мало, она приурочена лишь к отдельным образцам и представлена пылью Cheporodiaceae, Gramineae, Polygoaceae. Количество пыльцы голосеменных колеблется от 8,5 до 32%, причем преобладает пыльца *Pinus* пород *Haploxylon* (0,8—8,5%), *Pinus* пород *Diploxylon* (0,9—6,1%), в очень небольшом количестве встречается пыльца *Pinus* sect. *Banksia*, *Pinus* sect. *Strobus*. Во всех образцах, но, как правило, в небольшом количестве в составе спектра отмечается пыльца *Picea* sect. *Eupicea* и *Omorica*, *Abies*, *Tsuga*. Пыльца *Larix* встречается единично. Количество пыльцы сем. Taxodiaceae, колеблется от 3,3 до 20%. Среди спор отмечаются *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Osmunda*, *Lycopodium* при общем количестве их от 4,2 до 25,3%. Сходный, но несколько более обедненный спектр был получен нами при анализе серии образцов из расчистки цоколя третьей террасы выше устья ручья Безымянного, по правому склону р. Левый Янранай у ключа Лагерного.

Совокупность данных по палеоботанической характеристике, полученных при определении карпологического материала, шишек и спорово-пыльцевых комплексов, позволяет сделать вывод, что в целом растительность эпохи формирования комплекса отложений, слагающих цоколи террас на р. Левый Янранай, имела несколько обедненный тургайский облик, сходный с описанным Р. Е. Гитерман (1963) для низов Мамонтовой горы. Сравнение приведенных данных со спорово-пыльцевым спектром тнеквеевского разреза койнатхунской толщи показывает несомненное их сходство. При этом, однако, янранайский комплекс представляется более умеренным. Наиболее определенно это проявляется в составе пыльцы широколиственных, среди которых отсутствует пыльца *Quercus*, а пыльца *Fagus* и *Ulmus* представлена лишь единичными зернами, при отсутствии пыльцы вечнозеленых — *Stercula*, *Nyssa*, *Rhus*, *Liquidambar* и таких как *Dacrydium*, *Cedrus*, *Podocarpus*, а также в меньшем родовом разнообразии сем. Taxodiaceae.

Приведенные материалы позволяют сделать вывод о ранне- и среднемиоценовом возрасте пекульнейвеевской толщи.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МАРЕКАНСКОЙ СВИТЫ В ОХОТСКОЙ ВПАДИНЕ

На северном берегу Охотского моря, к востоку от впадин побережья Тауйской губы, расположены Охотская и Мареканская впадины, выполненные угленосными отложениями мареканской свиты.

Первые сведения о наличии угленосных отложений в бассейне р. Кухтуй были получены Т. А. Казанским в результате проведенного им в 1908 г. геологического маршрута между поселками Охотск и Ямск (Трибунский, 1962). К 1937 г. относятся находки В. А. Кузнецовым в тех же отложениях древесины *Picea* типа *ajanensis* Fisch. В 1945 г. Е. Ф. Мартынов впервые оконтурил площадь распространения угленосных отложений в бассейнах рек Кухтуй и Большой Марекан и собрал растительные остатки. Изучение их В. А. Зиминым показало, что отложения с остатками *Salix* sp., *Betula* sp., *Dicotylophyllum* sp., *Juglans* sp., по-видимому, верхнечетвертичного возраста.

С 1954 по 1958 г. на левобережье Кухтуя в бассейне р. Большой Марекан А. В. Павловым и Н. П. Трибунским проводились геологоразведочные работы, в результате которых были выявлены угольные месторождения на площади развития ранее установленных Е. Ф. Мартыновым угленосных отложений.

Изучение кернов скважин и большого количества искусственных проходок позволило составить сводный разрез отложений и выделить мареканскую свиту (Трибунский, 1959, 1962; Стратиграфический словарь, 1959). Мареканская свита залегает на неровной размытой поверхности верхнемеловых гранитоидов (р. Кухтуй), меловых эффузивов (р. Большой Марекан) и верхнемеловых — палеогеновых базальтов (горы Оттунур). В ряде мест под мареканской свитой фиксируется кора выветривания, на Кухтуйском месторождении достигающая мощности 50 м. Это пестроцветные сильно разрушенные каолинизированные породы, сохранившие кое-где свое первоначальное строение.

В разрезе мареканской свиты, кроме угленосных континентальных отложений с массой растительных остатков, обнаружено несколько горизонтов морских осадков с фауной. Общая мощность мареканской свиты по геофизическим данным оценивается в 700 м, в отдельных участках она, возможно, достигает 1400—1600 м (Трибунский, 1962).

А. В. Павловым, Н. П. Трибунским и Г. Г. Кайгородцевым мареканская свита была подразделена на три подсвиты — нижнюю и верхнюю безугольные и среднюю угленосную. Нижняя подсвита состоит из слабо уплотненных песчано-глинистых отложений с редкой галькой и прослоями углистых глин. Мощность подсвиты не превышает 70—100 м. Средняя угленосная подсвита суммарной мощностью 300 м наиболее хорошо изучена по рекам Большой и Малый Марекан и обнаружена скважинами на левобережье Кухтуя. Эта подсвита представлена переслаивающимися между собой разнозернистыми полимиктовыми песками и песчаниками, насыщенными растительными остатками, с глинами и аргиллитами, содержащими морскую фауну. В отложениях насчитывается до 15 пластов бурого угля.

Из морских глин и аргиллитов А. Ф. Ефимовой описана фауна: *Macoma* sp. indet., *M. ex gr. nasuta* Conrad, *M. planisculla* Dall., *M. aff. baltica* L., *M. calcarea* Gmel., *Tellina* sp., *Cardita* sp. indet., *Apolymetes* sp., *Ostrea* sp., *Codium* sp. indet., *Neritina* aff. *sundica* A., *Joldia* cf. *anastasia* Khom., *Mya* (?) cf. *arenaria* var. *truncata* L., *M. sp.* indet., *Arca* aff. *trilineata* Conrad, *Bittium* sp., *Elphidiella* (?), *Venus* sp., *Nuculana* sp., *Modiolus* sp., *Nemocardium* sp.

Разрез мареканской свиты венчается морскими глинисто-песчаными и континентальными галечно-конгломератовыми отложениями верхней безугольной подсвиты. Эти отложения обнажаются в невысоких террасах рек Большой и Малый Марекан и в цоколе 50-метровой левобережной террасы р. Кухтуй, известной под названием Сыпучий яр. Среди морских слоев А. Д. Кочетковой и А. Ф. Ефимовой описаны *Venus* sp. (cf. *securis* Shumard var. *ensifera* Dall.), *Tellina* sp. (aff. *T. iridella* Mart.), *Nuculana* sp. aff. *N. majamraphensis* Khom., *Macoma* cf. *baltica* L., *Glycymeris* sp. (aff. *G. coalingensis* Arn.), *Modiolus* sp. (aff. *M. gradulatus* Slod.), *Nemocardium* sp. Растительные остатки из верхней подсвиты не определялись. Возраст мареканской свиты был установлен на основании находок морской фауны как миоцен-нижнеплиоценовый (Ефимова, 1956; Кайгородцев, Трибунский, 1957) и принят в решениях Межведомственного стратиграфического совещания (1959).

С. Л. Хайкиной в 1959 г. было произведено послойное палинологическое исследование всех осадков, составляющих мареканскую свиту. В результате этого исследования выяснилось, что спорово-пыльцевые комплексы из нижней и средней подсвит сходны по своему составу, что дало возможность считать их разновозрастными. Выявленные комплексы разнообразны в видовом отношении (рис. 6). Пыльца покрыто- и голосеменных содержится примерно в равных количествах (25—74% первых; 12—75% — вторых). Большое разнообразие в составе обнаруживают покрытосеменные. Среди них первое место занимают представители

сем. Betulaceae (5—26%), состоящие главным образом из *Alnus*, меньше *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, единично *Ostrya*. Из остальных видов больше встречено пыльцы семейств Juglandaceae (4—12%) и Ulmaceae (до 13,5%). Кроме того, отмечены пыльцевые зерна Anacardiaceae, Magnoliaceae, *Ilex*, Nyssaceae, Myrtaceae, Oleaceae и Palmae.

Среди голосеменных доминируют представители темнохвойных пород — *Picea*, *Tsuga*, *Abies*. Наряду с ними отмечается большое количество (4—38%) пыльцевых зерен различных сосен. В количестве от 1 до 16% встречена пыльца Taxodiaceae, до 10% — пыльца Cupressaceae. Остальные виды — *Ginkgo* sp., *Larix* sp., *Podocarpus* sp., *Cedrus* sp. — составляют небольшой процент спектра (1—1,5%).

Среднемиоценовый возраст нижней и средней подсвит устанавливается на том основании, что в спорово-пыльцевых спектрах наибольшую роль играют покрытосеменные, среди которых участвуют тропические и субтропические элементы, имевшие широкое распространение в палеогене и раннем миоцене Северо-Востока СССР (Хайкина, 1959).

Спорово-пыльцевые спектры верхней безугольной подсвиты отличаются по своему составу от выявленных спектров в нижней и средней подсвитах. Уменьшается количество пыльцевых зерен Taxodiaceae и увеличивается содержание пыльцы сем. Pinaceae (*Tsuga*, *Picea*, *Pinus* достигают 4—22%, иногда 40%). Среди покрытосеменных растений пыльца бореальных видов (*Alnus*, *Betula*, *Salix*) преобладает над пыльцой теплолюбивых (*Juglans*, *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*). Пыльца вечнозеленых присутствует единично, из их числа выпадают такие формы, как Myrtaceae, Palmae, *Ginkgo*, Podocarpaceae, *Cedrus*, *Myrica*, *Corylus*; пыльца *Magnolia* обнаружена в очень небольших количествах. Увеличивается количество спор Polypodiaceae и *Sphagnum*.

Учитывая заметные изменения в спектрах верхней подсвиты по сравнению со спектрами нижележащих пород мареканской свиты за счет выпадения представителей тропической и субтропической растительности, отложения верхней безугольной подсвиты можно условно датировать верхним миоценом — низами плиоцена.

Изучением верхней безугольной подсвиты на междуречье рек Кухтуй и Большой Марекан, в районе Ланжинских гор, а также на прилегающих к этому району участках вышеуказанных речных долин в 1960 и 1961 гг. занимались З. Г. Шаревич и Ю. И. Гольдфарб.

На левобережье Кухтуя ими отмечено двучленное строение 50-метровой террасы Сыпучего яра. Цоколь террасы до высоты 30 м здесь сложен полурыхлыми конгломератами с линзами и прослоями алевритов и песков. Слои падают на ЮВ 170° под углом 27—28°. На них с размывом лежат четвертичные рыхлые песчано-галечные отложения мощностью до 20 м, обладающие горизонтальной слоистостью.

В конгломератах Сыпучего яра были собраны шишки; при этом в сборах из нижней части обнажения А. П. Васьковским были определены *Picea hondoensis* Mayr., *Picea vassiljevii* Vassk. sp. nov. aff. *P. ascendens* Patch., *Picea rubroides* Vassk. sp. nov., а из линзы в средней части разреза, у контакта с перекрывающими цоколь рыхлыми отложениями, были описаны шишки *Picea hondoensis* Mayr., *Picea microsperma* (Lind.) Carr, *Larix* (ex gr. *olgensiformis* B. Kol.), *Alnus* sp., *Alnaster* sp.

Отложения Сыпучего яра на основании определения шишек А. П. Васьковский сравнивает с эрмановской свитой северо-западного побережья Камчатки, которую он считает верхнеплиоцен-раннечетвертичной (эоплейстоценовой по схеме Громова, 1960). При этом слои нижней части Сыпучего яра А. П. Васьковский сопоставляет с верхнеплиоценовым нижнегусинским горизонтом, выделенным им в эрмановской свите, а слои у кровли цоколя террасы коррелирует с верхнегусинским горизонтом, имеющим, по его мнению, раннечетвертичный возраст.

Такое определение возраста мареканской свиты в Сыпучем яру представляется сомнительным по ряду причин. Прежде всего, в настоящее время благодаря палинологическим и палеомагнитным исследованиям А. С. Арсанова, Е. М. Малаевой (1964), А. Е. Шанцера, А. И. Челебаевой, А. Р. Гелтнера (1965), Д. М. Печерского, В. Н. Ключевой и Г. П. Казаковой (1965) возраст эрмановской свиты установлен как среднеплиоценовый, чем вновь подтверждена ранее выдвинутая В. В. Меннером и В. Н. Куликовой (1961) датировка эрмановских отложений. Отнесение верхней возрастной границы эрмановской свиты для центральной части Камчатки к верхнему плиоцену (Печерский, Ключева, Казакова, 1965) нельзя принимать безоговорочно, поскольку палеомагнитные исследования в этом случае касались не собственно эрмановской свиты, а вулканогенно-осадочной толщи, являвшейся, как показали работы Е. М. Малаевой (1965), не фаціальным аналогом эрмановских слоев, а отложениями, залегающими стратиграфически выше них.

Таким образом, верхнеплиоцен-нижнечетвертичный возраст мареканских отложений в Сыпучем яру отпадает уже потому, что эталон (эрмановская свита), которым при корреляции пользовался А. П. Васковский, был датирован им неправильно. В последнее время А. П. Васковский (1966а), по-видимому, пересмотрел свои представления о раннечетвертичном возрасте отложений нижней части Сыпучего яра. Ссылаясь на находку в них шишек *Picea vassiljevii* sp. nov., он датирует эти отложения как плиоценовые.

Вместе с тем, если сравнить палинологические комплексы эрмановских отложений и верхних слоев мареканской свиты, то окажется, что комплексы последних значительно богаче и разнообразнее в видовом отношении. Они обнаруживают тесную связь с типичными тургайскими комплексами, характерными для позднего олигоцена и раннего миоцена Северо-Востока СССР (Хайкина, 1959). Спорово-пыльцевые комплексы верхов мареканской свиты хотя и несколько беднее тургайских, сходны с ними прежде всего расцветом и разнообразием видов покрытосеменных растений. Эрмановские же спектры (Малаева, 1965) показывают преобладание пыльцы сем. Pinaceae, меньшее количество покрытосеменных с развитием в основном *Alnus*, *Betula*, *Salix* с единичными находками пыльцевых зерен *Juglans*, *Carpinus*, *Corylus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus* (создающих заметный фон в спектрах верхней безугольной подсвиты мареканских отложений) и полным отсутствием пыльцы вечнозеленых.

Следовательно, сравнение спорово-пыльцевых спектров указанных выше отложений свидетельствует об их разнотипности и о несомненно большей древности мареканской свиты в целом, в том числе и ее верхней безугольной подсвиты.

Кроме района Сыпучего яра, на левобережье Кухтуя З. Г. Шаревич и Ю. И. Гольдфарбом были собраны растительные остатки и фауна из верхних слоев мареканской свиты в бассейне р. Большой Марекан.

Морская фауна была обнаружена в неслоистых алевроитах 3-метровой террасы р. Марекан. Это *Joldia* (*Chesterium*) sp., *Anadara* sp. nov., *Chlamys* sp., *Cardita* aff. *crebricostata* Krause, *Clinocardium ciliatum* (Farb.), *Pitar* sp. nov. (aff. *P. tomeana* Dall), *Saxidomus* sp., *Crepidula* cf. *princeps* Conrad, *Polinices* (*Euspira*) *pallida* Brod. and Sow., *Turritella* aff. *vanvlecki* Arnold, *Municopsis* sp. (cf. *Frittonalia frasci* Oldr.), *Nassa* (*Schiopyga*) *perpinguis* Hings. По заключению Л. В. Криштофович плиоценовый возраст указанной фауны почти не вызывает сомнений, хотя подобный комплекс не был выявлен в разрезах морских третичных осадков Западной Камчатки. Возможно, его следует искать в верхах этолонской свиты кавранской серии, подстилающих эрмановскую свиту. Как видно, данный вывод Л. В. Криштофович вполне совпадает с высказанным

нами представлением о большей древности верхней подсвиты мареканской свиты по сравнению с эрмановской свитой.

Растительные остатки были извлечены из полурыхлых гравийно-галечных отложений 20-метровой террасы ручья Лесистого — левого притока р. Марекан. Среди них А. П. Васьковский определил шишки *Picea hondoensis* Mayr, *Picea* aff. *bilibinii* Vassk., *Pinus monticola* Dougl. Отложения, вмещающие эти находки, как и в Сыпучем яру, им были сопоставлены с нижнечетвертичным (?) верхнегусинским горизонтом эрмановской свиты.

Отложения мареканской свиты на левобережье р. Кухтуй в 1963 г. изучались Ю. П. Барановой на трех участках: в обнажении Сыпучий яр, в 4 км выше по реке, у устья ручья Гусиног, в районе кирпичного завода у пос. Резиденция.

Наиболее древние буроугольные аргиллито-песчаниковые отложения мареканской свиты, принадлежащие верхним горизонтам средней угленосной подсвиты, обнажаются по левобережью Кухтуя у устья ручья Гусиног. Отложения включают пласты лигнита и бурого угля мощностью до 0,5—0,8 м. Среди растительных остатков из лигнитов извлечено большое количество хорошо сохранившихся, хотя и несколько сплюснутых, углефицированных мелких шишек *Picea bilibinii* Vassk.

П. И. Дорофеевым в образцах трухи, взятых из этих лигнитов, определены *Picea* sp., *Larix* sp., *Taxodiaceae* gen., *Epipremnum crassum* C. et E. M. Reid, *Andromeda* sp., *A. brunnea* Dorof., *Menyanthes parvula* Nikit. Выявленные формы принадлежат ископаемым видам, характерным, по мнению П. И. Дорофеева, для среднего олигоцена — раннего миоцена Западной Сибири. *Andromeda brunnea* (вечнозеленые из сем. *Ericaceae*) встречается главным образом в буроугольных фациях. *Epipremnum* — травянистое растение, лиана, развитая в тропических и умеренных областях Малайского архипелага, Филиппин, Индии. Вид *E. crassum* появился в олигоцене, наибольшее распространение получил в миоцене бещеульской свиты Западной Сибири и в нижнем горизонте Мамонтовой горы на Алдане. Вид *Menyanthes parvula* — травянистое растение болот, встречен в основном в олигоцене континентальной толщи Лагерного Сада у г. Томска (Дорофеев, 1963).

Большая часть верхней безугольной подсвиты вскрыта в 50-метровой террасе Сыпучего яра, на левом берегу р. Кухтуй (рис. 7). Цоколь террасы, высотой 25—28 м, сложен моноклинально падающими на юго-восток конгломератами с пластами аргиллитов. Цементом конгломератов является полурыхлый гравелистый и крупнозернистый песок. Галька хорошо окатана, овальной формы, размером от 2 до 7 см в поперечнике, состоит преимущественно из серых гранитов и эффузивных пород. Аргиллиты тонкоплитчатые с прослоями песчаников, насыщены растительным детритом. В южной части обнажения имеется несколько пластов лигнита и бурого угля.

Растительные остатки были извлечены из многих горизонтов разреза в расчистках 1, 4, 6, 8 (см. рис. 7), однако наиболее богатыми оказались сборы из линзы аргиллитов, вскрытой на высоте 11 м над урезом воды в расчистке 10. Все растительные остатки из Сыпучего яра, по мнению П. И. Дорофеева, однотипны и принадлежат довольно богатой флоре, характерной для слоев от эоцено (верхний миоцен) до среднего плиоцена. Флора представлена остатками *Picea* sp., *P. sect. Omorica*, *Metasequoia* sp., *Scirpus* sp., *S. ex gr. silvaticum* L., *Carex* sp., *C. flagellataeformis* Dorof., *Pterocarya* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp. nov. 1, *Alnus* sp. nov. 2; *Polygonum* sp., *Ranunculus sceleratoides* Nikit., *Acer* sp., *Aralia continentalis* Kitag., *Acanthopanax* sp., *Hippuris ochotensis* Dorof., sp. nov., *Aracispermum* sp. nov., *A. johnstrupii* (Hartz.) Nikit., *Coniferae* gen. (обломки веточек типа *Glyptostrobus* или *Cupressaceae*), *Alisma* cf. *minima* Nikit.,

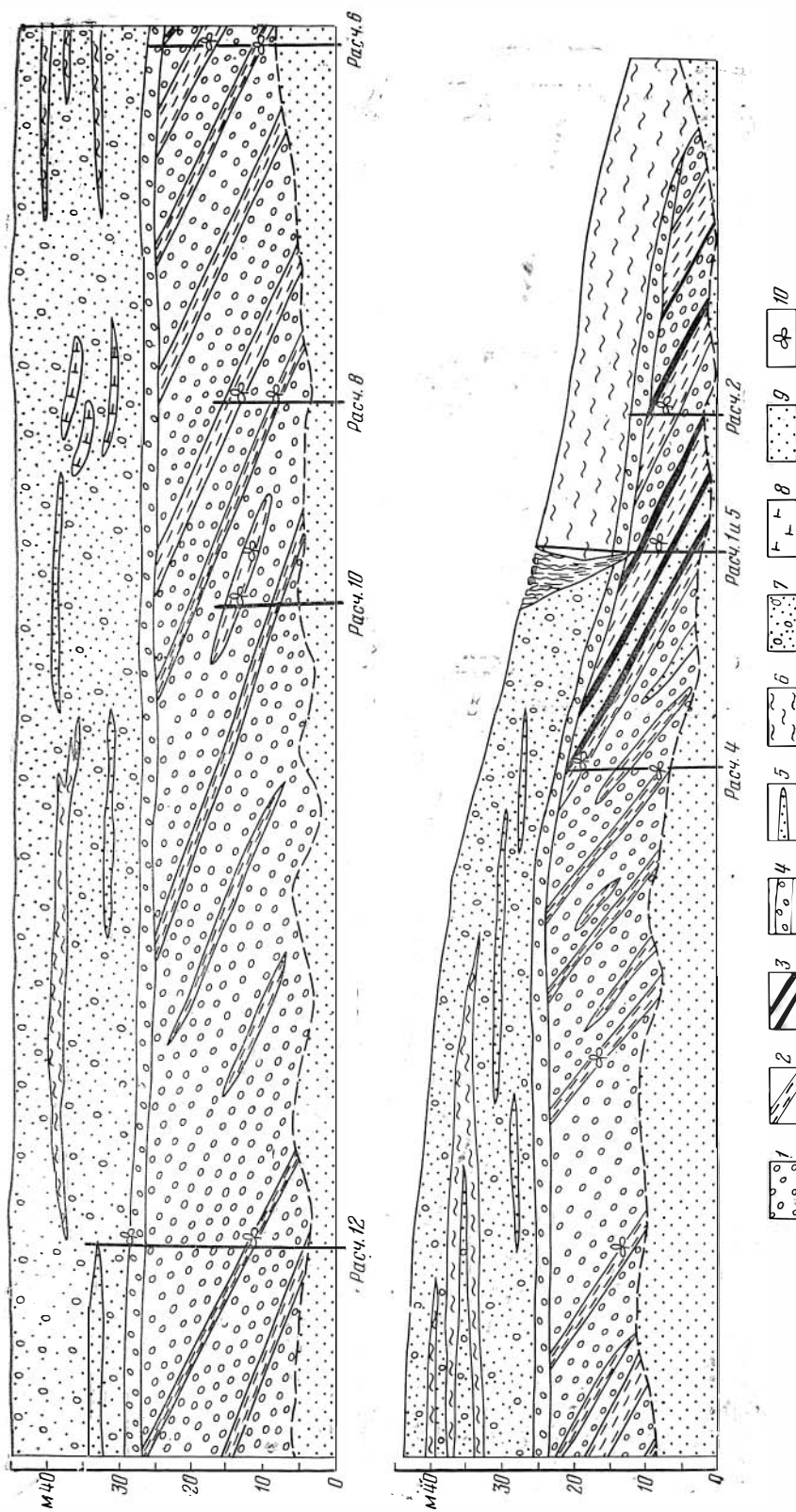


Рис. 7. Строение верхней безугольной подсытки в Сылучем яру (левобережье р. Кухуй). Составила Ю. П. Баранова.

1— конгломераты; 2— аргиллиты; 3— лигниты; 4— окисленные песчаники; 5— пески; 6— супеси; 7— галечники с песком; 8— торф; 9— осыпь; 10— растительные остатки

Populus sp., *Rubus* sp., *Padus* sp., *Typha* sp., *Decodon globosus* (E. M. Reid) Nikit., *Andromeda* cf. *nigra* Dorof., *Vaccinium* sp., *Menyanthes* cf. *parvula* Nikit.

Для выявленной флоры характерно наличие *Metasequoia* — рода, известного из олигоцена и миоцена Западной Сибири, ныне имеющего распространение только в Китае; древних видов *Alnus*; листопадного широколиственного рода *Pterocarya*; *Aralia* — невысоких деревьев или полукустарников, ныне растущих в тропических и субтропических областях. В ископаемом состоянии много видов этого рода встречается главным образом в олигоценовых отложениях Западной Сибири. Типичны травянистые водные и болотные растения из родов *Hippuris*, *Typha*, *Decodon*, *Scirpus*, встречающихся в миоценовых западносибирских флорах (Дорофеев, 1963).

Среди отпечатков листьев в аргиллитах линзы (расчистка 10) Г. П. Вчерашней определены *Dryopteris* cf. *cristata* (L.) Gray, *Salix varians* Goerpp., *Populus balsamoides* var. *obsoletocrenata* Iljinskaja et Плева, *Populus* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Dicotyledones* sp., соответствующие по возрасту позднему олигоцену — первой половине плиоцена.

Среди детрита в указанной линзе и в аргиллитах других горизонтов Сыпучего яра (см. рис. 7, расчистки 4, 6, 10, 12) обнаружены шишки. Наибольшее распространение имеют мелкие шишки *Picea bilibinii* Vassk., хорошо сохранившиеся крупные экземпляры *Pinus itelmenorum* Vassk., а также шишки ели типа *Picea hondoensis* Mayr и *P. anadyrensis* Kryshch.

На третьем участке, в 13 км ниже по Кухтую от обнажения Сыпучий яр, у пос. Резиденция в карьерах кирпичного завода вскрыты самые верхние горизонты мареканской свиты, состоящие из серо-зеленых плотных и пластичных глин с прослоями углистых супесей, выполненных массой растительных остатков. Из шишек определены мелкие, хорошей сохранности *Picea bilibinii* Vassk. Среди карпологических образцов по заключению П. И. Дорофеева присутствуют *Coniferae* gen., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Sequoia* sp., *Glyptostrobus* sp., *Larix* sp., *Alisma* cf. *minima* Nikit., *Hippuris ochotensis* Dorof., *Andromeda* cf. *nigra* Dorof., *Menyanthes* cf. *parvula* Nikit., *Potamogeton* sp. типа *P. javanicus*, *Carex* sp., *Pterocarya*. Флора по составу близка к выявленной в Сыпучем яру.

Приведенные палеоботанические материалы из верхней части мареканской свиты дают возможность судить о составе растительности и высказать соображения о возрасте отложений, вмещающих детрит. Флористические комплексы обнаруживают сходство со спорово-пыльцевыми комплексами С. Л. Хайкиной, описанными для верхней безугольной подсвиты. Они свидетельствуют о том, что в эпоху накопления этой части мареканской свиты климат по сравнению с более ранними стадиями формирования свиты испытал изменения в сторону некоторого похолодания, продолжая оставаться еще достаточно теплым и влажным. Растительность была представлена смешанными хвойно-широколиственными лесами со сравнительно небольшим участием субтропических элементов.

Район отличался дифференцированным, расчлененным рельефом, чем обуславливалась вертикальная зональность растительного покрова. Возвышенные участки — низкогорье и предгорья — были покрыты хвойными лесами, состоящими из тсуги, разнообразных елей и сосен с примесью кедра и пихты и с подлеском из различных берез, лещины, граба, бука. К низким склонам долин и равнинным участкам приурочивались широколиственные леса с таксодиевыми и кипарисовыми (в засушливых местах), а также с ольхой, вязом, ильмовыми, с различными папоротниками и с небольшим участием таких теплолюбивых представителей, как араукарии, магнолия, гинкго, орех, мирика. На некоторое похолодание климата указывает исчезновение пальм, лотоса (*Nelumbo*) и миртовых, произраставших еще в субтропических условиях ранее, во время накоп-

ления нижней половины мареканской свиты. В пределах равнин сохранились влажные условия, благоприятные для трав болот (*Scirpus*, *Carex*, *Aracispermum*, *Hippuris*) и для углеобразования.

Возраст изученных отложений по комплексу данных, включающих палинологическую характеристику и палеоботаническое изучение макроостатков, определяется как поздний миоцен — начало плиоцена для верхней безугольной подсвиты (обнажения Сыпучего яра и карьер кирпичного завода) и более древний, по-видимому, ранне- и среднемиоценовый для верхней части средней угленосной подсвиты, вскрытой по р. Кухтуй у ручья Гусиног. Палеонтологическое обоснование возраста континентальных отложений разреза подтверждает возрастное определение мареканской свиты, сделанное ранее по фауне А. Ф. Ефимовой (1956) и принятое Г. Г. Кайгородцевым и Н. П. Трибунским (1957).

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАСЕЙНЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ОМОЛОЙ

Первые сведения о находках древних отложений в высоких террасах р. Омолрой имеются в работе К. А. Воллосовича (1930), посетившего низовья этой реки в 1909 г., при возвращении с оз. Тас-Тас.

Им был описан резко галечно-песчаных отложений в обрыве Хапчан-Хайя, в нижней части которого были собраны растительные остатки. Среди последних В. Н. Сукачев (1910) определил шишки *Pinus monticola* Dougl., *Pinus* sp. из секции *Pinaster*, *Picea wollosowiczii* Suk., *Larix* cf. *sibirica* Ldb. и древесину, принадлежащую, по-видимому, *Pinus monticola* и *Picea wollosowiczii*.

В 1950 г. в бассейне Омолрой производил исследования А. И. Гусев, который посетил обнажение Хапчан-Хайя и второе, расположенное рядом, — Тиммердых-Хайя. Описания А. И. Гусева дополнили сведения, известные из работы К. А. Воллосовича. Оба обнажения, высотой около 80 м (Гусев, Цырина, 1953), сложены светло-серыми косослоистыми песками и галечниками с многочисленными горизонтами растительных остатков, древесины, шишек и линзами лигнитов. Верхние горизонты отличаются от всего разреза. Они представлены суглинками с жильными льдами, включают кости мамонтовой фауны и несомненно принадлежат более поздним образованиям. В слоях песков, пограничных с этими суглинками, А. И. Гусевым были собраны многочисленные растительные остатки. Определение Т. С. Цыриной показало, что, кроме известных ранее растительных остатков (из описаний В. Н. Сукачева), встречаются еще шишки *Pinus silvestris* L., древесина *Pinus* cf. *sibirica* Ldb. В спорово-пыльцевых спектрах обнаружено преобладание (89%) древесной пыльцы с *Pinus Dipl.* и *Hapl.*, *Tsuga*, *Picea*, *Larix*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia* и *Carpinus*. Споры имеют подчиненное распространение в спектрах и принадлежат папоротникам, плаунам и сфагновым мхам.

В вопросе о датировке песчано-галечных отложений обрывов Тиммердых-Хайя и Хапчан-Хайя А. И. Гусев придерживался мнения В. Н. Сукачева об их доледниковом возрасте. В работах К. А. Воллосовича (1930), А. И. Гусева и Т. С. Цыриной (1953) они описываются как древнечетвертичные.

Исследования А. И. Гусева в бассейне Омолрой интересны не только более детальным описанием разреза Тиммердых-Хайя. Благодаря этим исследованиям стало известно, что в бассейне Омолрой распространены также и древние, неогеновые и палеогеновые отложения. На правобережье Омолрой, в урочище Мойбыгын, в 8 км выше устья р. Улахан-Кюэрюлюр и в долине последнего, в глубоких депрессиях триасовых пород и в цоколях террас лежат горизонтально-слоистые пестроцветные

глины, с размывом перекрывающиеся песками и лигнитами. Датировку глин как палеогеновых, а песков как неогеновых А. И. Гусев произвел условно, основываясь не на палеоботаническом материале, а на сравнении их с аналогичными отложениями, развитыми в районе бухты Тикси.

Исследованиями В. И. Кайялайнена и С. И. Симонова в 1956 г. (экспедиция НИИГА) было обнаружено, что на многих участках правобережья Омолой, выше впадения р. Улахан-Кюэгюлюр и в низовьях последней, на черных тонкослоистых триасовых сланцах залегает кора выветривания. Она представлена зеленовато-белыми комковатыми глинами, содержащими обломки сланцевых пород и в пограничном со сланцами слое сохраняющими их структурные особенности. Мощность глин достигает 5—6 м. Спорово-пыльцевой состав глин обнаружил смешанные спектры, в которых присутствуют пыльца и споры четвертичных, третичных и даже меловых форм. Во всех разрезах элювиальные глины перекрываются песчано-глинистыми отложениями, изобилующими растительными остатками. Эти отложения, по аналогии с изученными К. А. Воллосовичем и А. И. Гусевым, В. И. Кайялайнен и С. И. Симонов считают нижнечетвертичными, вследствие чего возраст подстилающих элювиальных глин они принимают как третичный. Каких-либо новых палеоботанических материалов, дополняющих предыдущие сборы из песчаных отложений, В. И. Кайялайнен и С. И. Симонов не приводят.

Более обстоятельные данные по геологическому строению бассейна р. Омолой были получены в 1962 г. сотрудниками Янской геолого-разведочной экспедиции М. Ф. Дементьевым, О. А. Ивановым и Б. В. Буровым.

Наиболее древними из кайнозойских отложений эти геологи считают кору выветривания, залегающую на глинистых сланцах триаса на правобережье р. Омолой и в бассейне р. Улахан-Кюэгюлюр. С коренными породами пестроцветные глины коры выветривания (мощность 5 м) связаны постепенными взаимопереходами, причем в нижних слоях глин заметна слоистость, присущая коренным породам, а в средних и верхних слоях встречаются сильно выветрелые обломки сланцев, которые от прикосновения к ним рассыпаются. С элювиальными глинами коры выветривания сопоставляются светло-серые алевролитистые глины, достигающие видимой мощности 10 м в обрывах склона долины р. Улахан-Кюэгюлюр. В глинах встречены линзы бурого угля, мощностью до 0,6 м, прослои лигнитизированной древесины, а в некоторых разрезах и более мощные (2,8 м) пласты бурых углей.

Олигоцен-миоценовые отложения, выделенные авторами в омолойскую свиту, описаны в бассейне Улахан-Кюэгюлюра, ручья Сергея. Они представлены супесями и суглинками с линзами и прослоями углефицированных глин, иногда мощными (до 5 м) пластами бурых углей (например, в разрезе урочища Урасалах). Мощность олигоцен-миоценовых отложений достигает 10 м. Возраст установлен на основании определений макроостатков, выполненных П. И. Дорофеевым.

К более молодым, плиоцен-раннечетвертичным отложениям М. Ф. Дементьев и О. А. Иванов отнесли отложения, вскрытые в обрывах Тиммердах- и Хапчан-Хайя. Пески и галечники основной части этих разрезов они описали под названием тиммердахской свиты. Растительные остатки из этих отложений, по мнению П. И. Дорофеева, принадлежат более молодой, плиоценовой флоре.

Таким образом, впервые для отложений палеогена и неогена в бассейне р. Омолой М. Ф. Дементьевым и О. А. Ивановым был составлен сводный разрез, состоящий из условно палеогеновой коры выветривания и синхронных ей светлых горизонтальнослоистых глин с углями, из суглинков и супесей с линзами углей олигоцен-миоценовой омолойской

свиты и из плиоцен-нижнечетвертичных песков и галечников тиммердяхской свиты.

Среди четвертичных отложений была описана сергеевская свита среднечетвертичного возраста, представленная галечниками с торфами. Спорово-пыльцевые спектры торфов оказались хотя и сходными, но несколько обедненными по сравнению со спектрами из тиммердяхской свиты. Мощность галечников в видимых разрезах достигает 13 м. По данным буровых работ, произведенных в долине р. Куччугей-Кюэгюлюр, она достигает 30 м.

Более поздними образованиями четвертичной системы являются суглинки с жильными льдами. Они были известны ранее во многих участках Восточно-Сибирской низменности и по комплексу мамонтовой фауны отнесены к верхнечетвертичному отделу.

В течение двух полевых сезонов 1964 и 1965 гг. исследования палеогеновых и неогеновых отложений в бассейне р. Омолой производил В. Ф. Гончаров. Полученные им геологические материалы и особенно обработка собранных образцов палеокарпологическим и палинологическим методами позволили более полно представить себе стратиграфию кайнозойского разреза и более точно датировать составляющие его толщи.

На прилагаемом продольном профиле долин Омолая и его правых притоков Улахан-Кюэгюлюр и Куччугей-Кюэгюлюр (рис. 8) показаны опорные разрезы изученных отложений. Для возможности сравнения на профиле дан один из разрезов, наиболее полно изученных М. Ф. Дементьевым и О. А. Ивановым; разрез расположен в долине р. Урасалах (обн. 6).

В основании разрезов в долинах ручья Сергей (обн. 5), рек Куччугей-Кюэгюлюр (обн. 4) и Улахан-Кюэгюлюр (обн. 3) лежит нижняя толща, представленная внизу глинами с прослоями песков, вверху песками с прослоями глин. Отложения имеют тонкую горизонтальную слоистость. Пески светло-серые, почти белесые, мелкозернистые, иногда замещаются супесями. Глины плотные, пластичные, имеют желтовато-белый цвет с пятнами ожелезнения. В песках и глинах есть прослой бурых углей, лигнитов, иногда еще слабо уплотненных торфяников. В отдельных случаях бурые угли достигают мощности до 3—5 м. Подстилающие породы в разрезах, как правило, не вскрыты, так что описываемые отложения, по-видимому, не полностью обнажены. Их видимая мощность варьирует от 5 до 10—12 м.

По своему облику глины очень сходны со светло-серыми алевритистыми глинами, описанными М. Ф. Дементьевым и О. А. Ивановым в долине Улахан-Кюэгюлюра. Сходны они и с палеогеновыми глинами, обнаруженными А. И. Гусевым. Однако от элювиальных глин коры выветривания алевритистые глины отличаются четко выраженной слоистостью, присутствием углей, лигнитов и фациальными переходами глин в пески и супеси в верхних горизонтах разреза. Все эти признаки свидетельствуют об озерном происхождении осадков нижней толщи, поэтому считать глины нижних горизонтов однотипными и одновозрастными с элювиальными глинами, как это делают М. Ф. Дементьев и О. А. Иванов, невозможно.

Типичные элювиальные глины, принадлежащие коре выветривания, кроме ранее известных точек, описаны В. Ф. Гончаровым в 8-метровом уступе берега р. Куччугей-Кюэгюлюр, у устья ручья Турку. Пластичные желтые глины здесь залегают на породах верхнего триаса. В строении глин еще заметна сланцеватость, характерная для подстилающих пород, внутри глин сохранились невыветрелые обломки сланцев. Эти глины существенно отличны от описанных в обнажениях 3, 4 и 5.

Вместе с тем, глины из основания указанных разрезов по ручью Сергей и р. Куччугей-Кюэгюлюр несомненно те же, что и суглинки с бурыми

углями, которые в этих же разрезах ранее были описаны М. Ф. Дементьевым и О. А. Ивановым и относились ими к омолойской свите. Вслед за этими авторами мы принимаем для данных отложений наименование омолойской свиты, однако объем этой свиты понимается нами шире. В омолойскую свиту включены все глины, кроме элювиальных, суглинки и замещающие их вверх по разрезу пески. Если обратиться к сводному разрезу М. Ф. Дементьева и О. А. Иванова, то в нем к омолойской свите, кроме указанных авторами суглинков с бурыми углями, должны быть отнесены еще и горизонтальнослоистые глины с лигнитами, и те бурые угли, которые в обн. 6 (см. рис. 8) залегают поверх элювиальных глин коры выветривания.

Основанием для такого понимания омолойской свиты являются описанные признаки, свидетельствующие о единстве генезиса глин, суглинков и супесей, а также палеоботанические данные, которые указывают на одновозрастность глин нижних горизонтов и супесей верхних горизонтов свиты.

Остатки растений, извлеченные из отложений омолойской свиты В. Ф. Гончаровым, еще находятся в обработке, поэтому здесь приводятся данные, предоставленные нам П. И. Дорофеевым из его определений по образцам, отобранным О. А. Ивановым.

В глинах из разрезов ручья Сергей были обнаружены *Metasequoia* sp., *Vitis* sp., *Parthenocisus* sp. (cf. *P. elongata* Dorof.), *Decodon globosus* (E. M. Reid) Nikit., *Aralia omoloica* Dorof. sp. nov., *Pinus* sp., *Betula* sect. *Fruticosa*, *Betula* sp., *Andromeda brunnea* Dorof. По заключению П. И. Дорофеева, эта флора олигоценовая. Из угленосных суглинков берегового обрыва р. Кучугей-Кюэгюлюр, в 17 км выше устья, извлечены растительные остатки, большинство которых известно в олигоценовых отложениях Евразии, меньшее количество представлено видами, обнаруженными как в олигоценовых, так и в миоценовых осадках.

Преимущественно олигоценовыми формами являются *Pinus spinosa* Herbst, *Cadlesia proventitia* Nikit., *Sagisma turgida* Nikit., *Epipremnum ornatum* R. et Ch., *Ep. crassum* C. et E. M. Reid, *Alnus* cf. *kireevskiana* Dorof., *Aracispermum* cf. *Johnstrupii* (Hartz.) Nikit., *A. cf. compressum* Dorof., *Carpinacarpus longistyrus* Nikit., *Carpolithus natans* Nikit. Из видов, встречающихся и в олигоцене и в первую половину миоцена, П. И. Дорофеевым описаны *Decodon gibbosus* E. M. Reid, *D. globosus* (E. M. Reid) Nikit., *Andromeda nigra* Dorof., *Carpolithus rosenkjaeri* Hartz. Больше оснований, по мнению П. И. Дорофеева, выявленную флору считать олигоценовой или по крайней мере раннемиоценовой.

Типичные для тургайской растительности спорово-пыльцевые комплексы были определены И. А. Кульковой из глин и супесей омолойской свиты в обнажениях 3, 4 и 5. Спорово-пыльцевые комплексы во всех разрезах характеризуются одинаковым составом и реконструируют довольно разнообразную и богатую флору (табл. 1). Наиболее типичный комплекс представлен в отложениях разреза ручья Сергей (обн. 5), откуда П. И. Дорофеевым определены растительные остатки олигоценового возраста.

В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца покрытосеменных (60,9—89,8%). Основной фон создают листопадные. Широко представлены сем. Betulaceae с родами *Alnus* (11,3—31,1%), *Betula* (12,7—23,4%), *Corylus* (12,4—18,4%), *Carpinus* (0,9—7,4%), *Ostrya* (0,5—2%). Из представителей сем. Fagaceae преобладает пыльца *Fagus* (2,1—7,9%), *Castanea* (0,4—3,3%), *Quercus* (0,8—6,9%). Значительное место в комплексе принадлежит пыльце *Myrica* (0,9—8,4%). Семейство Juglandaceae с родами *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans* не превышает 2% в составе комплекса. Пыльца сем. Ulmaceae включает роды *Ulmus*, *Zelkova*, *Celtis*. В некоторых образцах встречается пыльца *Acer*. Пыльца теплолюбивых

вечнозеленых пород участвует в комплексе постоянно. Это *Ilex* (0,6—11,3%), в меньшем количестве *Liquidambar*, *Rhus*, *Sterculia*, *Nyssa*. В количествах от 0,9 до 2,8% отмечается пыльца *Tilia*. В виде единичных находок присутствуют *Morus*, *Vimurnum*, *Castanopsis*.

В составе комплекса принимает участие пыльца трав прибрежно-водных и водных растений: *Polygonum persicaria*, *Sparganium*, *Nuphar*. Всегда присутствует пыльца *Ericaceae*.

Пыльца голосеменных, составляющая 5,1—37%, принадлежит в основном сем. *Pinaceae* с родами *Pinus* (несколько видов), *Picea* секций *Eupicea* и *Omorica*, *Abies*, *Tsuga* (несколько видов), *Cedrus*, *Dacridium* и сем. *Taxodiaceae* с родами *Taxodium* и *Glyptostrobus*. Количество пыльцы таксодиевых заметно в составе спектров, а в торфяниках пыльца *Glyptostrobus* наряду со спорами *Polypodiaceae* образует основной фон. Споры представлены *Bryales*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Marsilia*.

Палинологический комплекс, который выделен на основе изучения всех рассмотренных спектров, характеризует умеренно теплолюбивую лесную растительность с преобладанием мелко- и широколиственных пород, со значительным количеством разнообразных хвойных, с небольшим количеством вечнозеленых форм. Ядро флоры составляют лесные листопадные формы *Betula*, *Alnus*, *Fagus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Zelkova* и некоторые другие роды. Редко присутствуют теплолюбивые формы *Ilex*, *Liquidambar*, *Rhus*, *Nyssa*, *Sterculia*. Разнообразен состав хвойных из сем. *Pinaceae* и *Taxodiaceae*. Состав палинологического комплекса дает представление о тургайской флоре в период ее расцвета. Это были смешанные леса арктотретичного типа, которые могли существовать при умеренно теплых и достаточно влажных условиях. По берегам водоемов в пониженных местах размещались заросли таксодиевых и ольхи. На более открытых пространствах произрастали смешанные леса, состоящие из широколиственных и мелколиственных форм с примесью вечнозеленых и различных видов сосен. Наличие в комплексе пыльцы елей, пихт, тсуги *Pinus cembra*, условия произрастания которых отличны от условий, необходимых для широколиственных лесов с примесью таксодиевых и ольхи, заставляет предполагать, что возвышенности были расположены близко, так как эти темнохвойные породы требуют малых колебаний температуры, достаточного и постоянного увлажнения, определенного светового режима. Судя по малому количеству пыльцы, нельзя считать ель и пихту лесообразующими породами в период осадконакопления омолойской свиты, однако можно предполагать, что темнохвойные леса уже существовали. Флоры подобного облика известны из третичных отложений Тобольского материка в нижней части разреза у пос. Защитино, где они были выявлены в спектрах Л. А. Пановой (Волкова, 1966). Сходство выражается в наличии значительного количества пыльцы *Taxodiaceae*, в преобладании среди покрытосеменных пыльцы *Betulaceae* с участием широколиственных и незначительным количеством пыльцы субтропических пород. В отличие от нашего комплекса, спорово-пыльцевые спектры Тобольского материка более богаты пылью сем. *Pinaceae*. Возраст отложений, включающих эти спектры, Л. А. Панова и В. С. Волкова считают средне-позднеолигоценовыми.

По своему составу спорово-пыльцевые комплексы омолойской свиты похожи на комплексы из верхнеолигоценовых отложений у с. Киреевского на Оби и в цоколе яра Золотушка на р. Чулым, изученных И. А. Кульковой (1964) и Н. А. Меркуловой (1966). Доминирующими видами были формы мезофильных широколиственных лесов с примесью субтропических элементов — это же наблюдается и в третичных отложениях Томского Приобья. При составлении комплексов приходится учитывать

явление зональности. Более северное положение омолойской свиты дает возможность предполагать и ее более древний возраст.

Качественный состав спорово-пыльцевых комплексов омолойской свиты в общих чертах близок выявленному Е. М. Воеводовой из глин берегового обрыва оз. Тас-Тах. Общими родами являются *Taxodium*, *Glyptostrobus* и многие широколиственные, в том числе *Acer* и *Ulmus*, указывающие, что во время накопления осадков омолойской свиты сохранились еще довольно влажные и теплые климатические условия. Однако приведенный А. Н. Криштофовичем (1958) список растений, отобранных К. А. Воллосовичем (1930) из тас-тахских глин, обнаруживает более богатый и теплолюбивый состав флоры, на основании которого эти глины были датированы палеоцен-эоценом. Спектры, выявленные нами в омолойских глинах, характеризуют более умеренную, чем на Тас-Тахе, флору с появлением уже сем. Pinaceae. Вместе с тем омолойская и тас-тахская флоры генетически близки и, по-видимому, имеют общие истоки формирования.

Сравнивая спорово-пыльцевые спектры омолойской свиты со спектрами из миоценовых отложений эльгенской продуктивной свиты (Чигуряева, 1959), видим, что спорово-пыльцевой комплекс в омолойских отложениях разнообразнее и богаче за счет присутствия вечнозеленых форм и экзотических хвойных.

Приведенные сравнения с близкими, но не совершенно однотипными спорово-пыльцевыми комплексами из отложений Западной Сибири, у оз. Тас-Тах и Эльгенской впадины дают возможность точнее определить возраст омолойской свиты. Она несомненно моложе палеоцен-эоценовых глин Тас-Таха и древнее эльгенской продуктивной толщи. Омолойская свита несколько древнее и верхнеолигоценовых отложений на р. Оби, у с. Киреевского. Комплексное определение растительных остатков палеокарпологическим и палинологическим методами показывает, что глины и пески омолойской свиты относятся к первой половине олигоцена.

Таким образом, по сравнению с теми материалами, которые были приведены М. Ф. Дементьевым и О. А. Ивановым, возраст омолойской свиты нами несколько удревлен, с олигоцен-миоценового на ранне-среднеолигоценовый.

Отложения омолойской свиты, судя по наблюдениям М. Ф. Дементьева, О. А. Иванова, В. Ф. Гончарова и буровым работам, произведенным при разведке на уголь, распространены значительно шире современных долин речной системы Омолая. Можно полагать, что все водораздельные пространства правобережных притоков Омолая (рис. 8, 9) и междуречье его с р. Яной сложены глинами и песками омолойской свиты, повсеместно перекрытыми четвертичными отложениями. Иными словами, дочетвертичный рельеф Приморской низины Восточно-Сибирской низменности образован преимущественно этими глинами. К востоку от р. Яны, в частности у оз. Тас-Тах, поверхность погребенного фундамента выстлана глинами более древнего, палеоцен-эоценового возраста. Литологическое сходство тас-тахских глин с глинами в низах омолойской свиты и генетическая близость их флористических комплексов позволяют рассматривать вышеуказанные отложения в едином сводном разрезе. Низы этого разреза образуют глины Тас-Таха, на них залегают глины основания омолойской свиты, переходящие вверх по разрезу в супеси и пески. Таким образом, эти отложения объединяются в одну серию, воспроизводящую единый цикл осадконакопления от палеоцена до второй половины олигоцена.

Отложения омолойской свиты сильно размыты. В настоящее время гипсометрические отметки кровли этих отложений колеблются в пределах от 18 м в долине р. Омолай до 90 м в верховьях р. Куччугей-Кюэгюлюр. Такая разница в высотном положении омолойской свиты, достигаю-

Таблица 1

Спорово-пыльцевой состав омолойской и халчанской свет. Составила И. А. Кулькова

Состав спор и пыльцы	Олигоцен			Мiocен(?)	Мiocен-плиоцен	
	р. Сергей	р. Улахан-Кюзюллар	р. Кучукуей-Кюзюллар	р. Марков-Юрзгэ	гора Тим-мердзг-Хая	гора Халчан-Хая
Споры						
<i>Bryales</i>						
<i>Riccia</i>						
<i>Sphagnum</i>						
<i>Lycopodium</i>						
Polypodiaceae (боб.)						
<i>Osmunda</i>						
<i>Marsilia</i>						
Голосеменные						
<i>Dacridium</i>						
<i>Abies</i>						
<i>Tsuga canadensis</i> (L.) Carr						
<i>Tsuga torulosa</i> Zakl.						
<i>Tsuga diversifolia</i> (Maxim) Mast						
<i>Tsuga</i>						
<i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>						
<i>Picea</i> sect. <i>Omarica</i>						
<i>Picea</i>						
<i>Larix</i>						
<i>Cedrus</i>						
<i>Pinus</i> aff. <i>silvestris</i> L.						
<i>Pinus sibiriciformis</i> Zakl.						
<i>Pinus minuta</i> Zakl.						
<i>Pinus strobiformis</i> Zakl.						
<i>Pinus</i> sect. <i>Banksia</i>						
<i>Pinus</i> n/p, D.						
<i>Pinus</i> n/p, H.						
<i>Keteckeria</i>						
<i>Glyptostrobus</i>						
<i>Sequoia</i>						
<i>Taxodium</i>						
Taxodiaceae						
<i>Ephedra</i>						
Покрывосеменные						
<i>Sparganium</i>						
<i>Salix</i>						
<i>Myrica</i>						
<i>Juglans polyporata</i> Vojcel.						
<i>Juglans</i>						
<i>Pterocarya</i>						
<i>Carya glabraeformis</i> Boizova						
<i>Carya</i>						
<i>Betula</i>						
<i>Alnus</i>						
<i>Corylus</i>						
<i>Carpinus</i>						
<i>Ostrya</i>						
<i>Quercus</i>						
<i>Fagus</i>						
<i>Castanea</i>						
<i>Ulmus</i>						
<i>Zelkova</i>						
<i>Celtis</i>						
<i>Polygonum persicaria</i>						
<i>Trapa</i>						
<i>Ligustrum</i>						
Papilionaceae						
<i>Rhus</i>						
<i>Acer</i>						
<i>Sterculia</i>						
<i>Ilex</i>						
<i>Morus</i>						
<i>Tilia</i>						
<i>Nyssa</i>						
Ericaceae (ближе не определены)						
<i>Dieruvilla</i>						
<i>Viburnum</i>						
Onagraceae (ближе не определены)						
Ranunculaceae (ближе не определены)						
Chenopodiaceae						
Gramineae						
Rosaceae						
<i>Castanopsis</i>						
<i>Circulispurites</i> (parvus de Jcray)						
Ang. 3-пор., 3-бор.						

Содержание пыльцевых зерен и спор

— — — — — единичные зерна

— — — — — небольшое количество

■ ■ ■ ■ ■ значительное количество неповсеместно

■ ■ ■ ■ ■ значительное количество повсеместно

— — — — — очень много

Сводная колонка
кайнозойских отложений
бассейна р. Омолы

Свита	Возраст	Стратигра- фическая колонка	Мощность, м	Обнажения
Ханчанская	Q_3		20-3	4
	$Q_{1-2}(2)$		4-12	2,5
Омоланская	$N_1^3-N_2$		32-60	2
	Pg_3		12-40	5
Кора Вайт-Омоланская	Pg_{1-2}		4-8	6
Т	T			

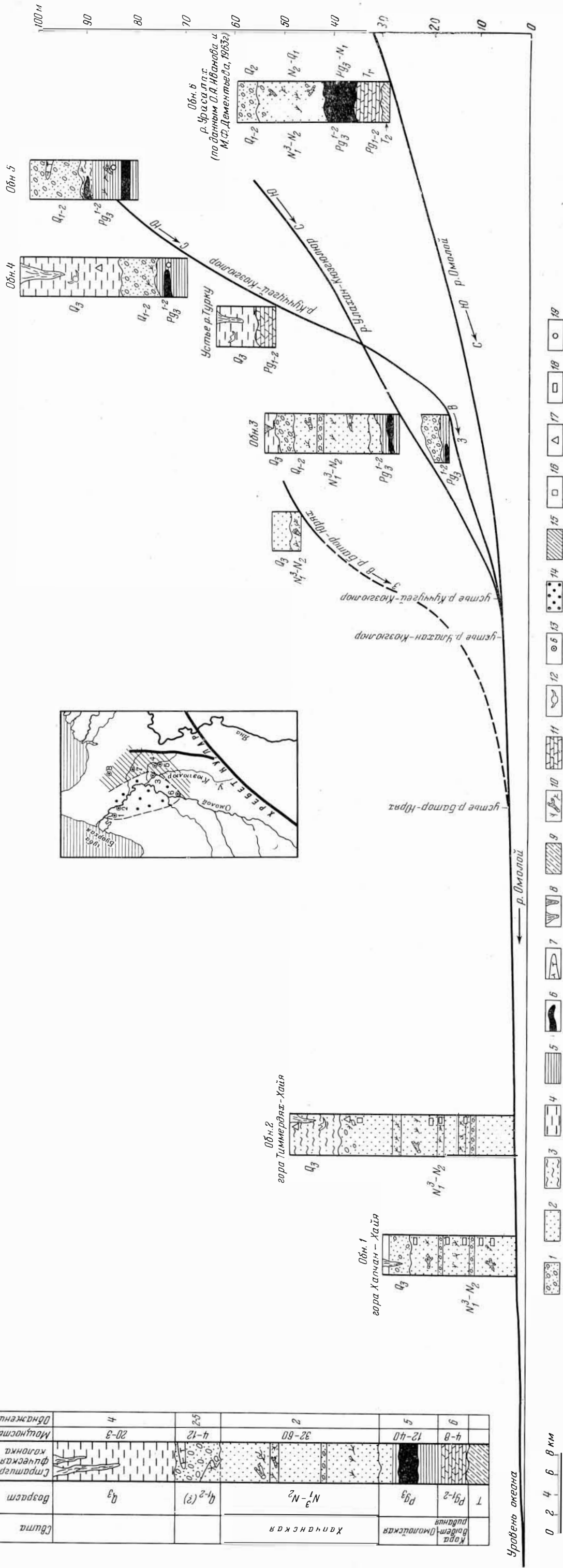


Рис. 8. Схема стратиграфического сопоставления кайнозойских отложений в бассейне р. Омолы. Составил В. Ф. Гончаров.

Условные обозначения к рис. 8 и 9

1— галечники с песком; 2— песок; 3— супеси; 4— суглинки; 5— глины; 6— бурые угли; 7— торф; 8— жильные льды; 9— коренные породы; 10— растительные остатки; 11— кора выветривания; 12— остатки фауны четвертичных млекопитающих; 13 — точки наблюдений; 14 — район предполагаемого распространения ханчанской свиты; 15— район предполагаемого распространения омоланской свиты. Места взятия карпологических проб: 16 — смешанных флор; 17 — четвртичной флоры; 18 — флоры миоцен-раннеплиоценового возраста; 19 — флоры олигоценного возраста.

щая 70 м, может быть объяснима только позднейшими процессами — подъемом предгорий хр. Кулар и интенсивным размывом отложений в пределах формирующихся древних долин Палео-Омолая.

На размытой поверхности глин и песков омолойской свиты залегают разновозрастные отложения (см. рис. 8, 9). В обнажениях на реках Улахан-Кюзюлюр, Урасалах и в низовьях Омолая омолойская свита перекрывается толщей тонкозернистых песков, судя по их строению — аллювиальных. Пески обладают исключительно хорошей сортировкой, слои

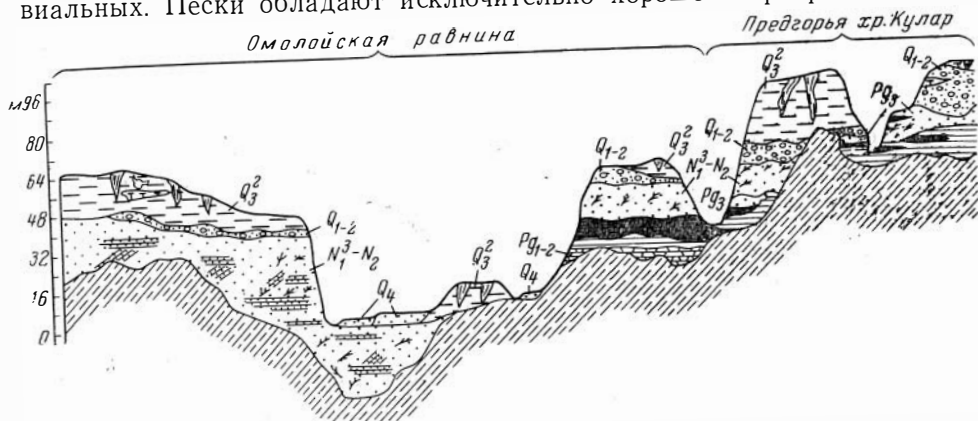


Рис. 9. Принципиальная схема залегания кайнозойских отложений в бассейне р. Омолой. Составил В. Ф. Гончаров.

Условные обозначения см. на рис. 8

тонко- и мелкозернистых фракций чередуются с маломощными (до 2—3 см) прослоями гравия, иногда встречаются линзы мелкой гальки. Для всей толщи характерна слоистость, причем пачки песков с горизонтальной слоистостью сменяются пачками косослоистых песков. В массе встречаются растительные остатки в виде трухи, шишек, обломков веток и дресвины, отдельных крупных стволов. Иногда растительные остатки, дресва и отщепы дресвины в виде линз, мощностью до 2—3 м и довольно выдержанной протяженностью вдоль обнажения, образуют фации заломов.

Наиболее полный разрез этих отложений известен в левобережном обрыве р. Омолой, в горе Тиммердях-Хайя, где они имеют видимую мощность до 35 м, а также, по всей вероятности, залегают и под уровнем реки.

При исследовании разрезов Тиммердях-Хайя и Хапчан-Хайя В. Ф. Гончаров произвел послойное опробование отложений на спорово-пыльцевой и палеокарпологический анализы. Определения, выполненные И. А. Кульковой и П. И. Дорофеевым, показали, что упомянутые отложения более древние, чем это считали А. И. Гусев, М. Ф. Дементьев и О. А. Иванов (см. выше).

Прежде чем излагать данные, обосновывающие возраст этих отложений, необходимо обратить внимание на то, что, не возражая против выделения этих отложений в самостоятельную свиту (поскольку для нее имеются хорошо изученные флористические комплексы), мы не считаем целесообразным сохранять за ней наименование «тиммердяхской», так как под таким названием уже ранее были известны верхнемеловые отложения в нижнем течении р. Вилюй (Стратиграфический словарь, 1959). Чтобы избежать возможной путаницы, нам представляется более удобным тиммердяхскую свиту М. Ф. Дементьева и О. А. Иванова переименовать в хапчанскую по названию рядом расположенного обнажения Хапчан-Хайя. Строение последнего однотипно тиммердяхскому. По сути оба обнажения принадлежат единому обрыву склона древней долины,

простирающемуся по левобережью Омоля на 10 км. Отсутствие в разрезе Хапчан-Хайя самых верхних горизонтов, имеющих место в Тиммердяхском разрезе (см. рис. 8), связано с местным размывом. Эта часть разреза восполняется по обнажениям левобережных притоков Омоля, где кровля хапчанской свиты поднимается до абсолютных отметок 35—40 м.

Растительные остатки, обнаруженные в хапчанской свите, отличаются хорошей сохранностью, они не фоссилизированы и не несут следов истирания или уплотнения. Определение их в девяти пробах из различных горизонтов показало, что флора хапчанской свиты однотипна и несомненно неогеновая. Лишь в образце, отмытом из пограничного горизонта с перекрывающими четвертичными отложениями, наряду с типично неогеновыми видами определены более молодые, четвертичные.

Список ископаемых растительных остатков приведен в табл. 2. Среди растительных остатков в большом количестве встречены шишки *Pinus itelmenorum* Vassk., *Pinus spinosa* Herbst., *Pinus* cf. *silvestris* L. и других видов, находящихся еще в обработке. Кроме того, определены шишки *Picea wollosowiczii* Suk., *Larix* cf. *sibirica* Ldb. и плоды *Juglans cinerea* L. По заключению П. И. Дорофеева, в изученной флоре сохраняются единичные виды, известные в Европе из олигоцена и миоцена, а также много видов, известных из миоцена и иногда плиоцена Европы и Сибири. Обращает на себя внимание большое число общих видов с алданскими, обнаруженными как в нижнем горизонте Мамонтовой горы, соответствующему нижнему и среднему миоцену, так и в среднем горизонте, флора которых относится к концу миоцена — началу плиоцена. По обилию алданских видов из среднего горизонта Мамонтовой горы, а также на основании исключительно свежей сохранности растительных остатков П. И. Дорофеев считает возможным датировать отложения хапчанской свиты верхним миоценом — нижним плиоценом, хотя в общем флора имеет миоценовый облик. Такая датировка хапчанской свиты полностью совпадает с возрастной интерпретацией опорных разрезов свиты на основании палинологического исследования.

В спорово-пыльцевых комплексах из нижних горизонтов разреза Тиммердях-Хайя (обн. 2) количество пыльцы покрытосеменных примерно одинаково с голосеменными.

В группе покрытосеменных доминирует пыльца сем. Betulaceae — *Betula* (12,3—15,6%), *Alnus* (10—25,8%), *Corylus* (1,9—2,5%), *Carpinus* (до 1%). В небольшом количестве постоянно участвует пыльца *Juglans* (до 1,5%), *Carya*, *Myrica* (1,0—2,1%), *Ilex*, *Ulmus*. Значительна по количеству пыльца сем. Ericaceae (5,2—12%). Встречается пыльца трав из семейств Onagraceae, Chenopodiaceae, Papilionaceae, Gramineae, Ranunculaceae.

Пыльца хвойных разнообразна по составу. Это сосны различных видов (см. табл. 1), *Picea* секций *Eupicea* и *Omorica*, *Abies*, *Tsuga* (1,5—5%), *Larix*, Taxodiaceae.

Пыльца Taxodiaceae встречена в количестве от 4,1 до 4,7% в образцах, взятых из самой нижней части обнажения с глубины 38—39 м.

Состав спор довольно однообразен во всех спектрах. Это — *Bryales*, *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Osmunda*, *Riccia*.

Очень сходны с комплексом обнажения Тиммердях-Хайя спектры, выделенные в разрезе Хапчан-Хайя (обн. 1). В этом комплексе покрытосеменные достигают 44,8—45,3%, голосеменные — 33—37,9%, а споры — 16,8—22,2%.

Группа покрытосеменных характеризуется обилием пыльцы *Alnus* и *Betula*. Из широколиственных пород встречается пыльца *Myrica* (1,6—5,8%), *Corylus* (2,1—3,1%), в небольших количествах имеется пыльца *Carpinus*, *Juglans*, *Tilia*, *Ulmus*, *Ilex*. Много пыльцы Ericaceae (8,9—11,5%).

Таблица 2

Перечень растительных остатков из отложений хапчанской свиты
(по материалам палеокарпологических исследований)

Виды	Региональ- но-страти- графическая принадлеж- ность	Виды	Региональ- но-страти- графическая принадлеж- ность
<i>Larix</i> sp.		<i>Alnus</i> sp. (aff <i>glutinosa</i> G.)	
<i>Pinus</i> sp.		<i>Comptonia</i> sp.	+++
<i>Picea</i> sp.		<i>Myrica</i> sp. (ex gr. <i>M. tomentosa</i> Asch. et Graebn.)	
<i>Abies</i> sp.		<i>Polygonum</i> sp.	
<i>Sparganium paleojaponicum</i> Dorof.	+	<i>Rumex</i> sp.	
<i>S. simplex</i> Huds.		<i>Rubus aldanensis</i> Dorof.	+
<i>S. cf. minimum</i> H.		<i>Ranunculus sceleratoides</i> Nikit.	+
<i>S. ex gr. neglectum</i>		<i>R. sp.</i>	
<i>Potamogeton aldanense</i> Dorof.	+	<i>Brasenia sukaczewii</i> Dorof.	+
<i>P. cf. polumorphus</i> Dorof.	+	<i>Menyanthes</i> sp.	
<i>P. russanovii</i> Dorof.	++	<i>M. trifoliata</i> L.	
<i>P. cf. vaginatus</i> Turcz.		<i>Sambucus pulchella</i> C. et E. M. Reid	+++
<i>P. sp. 1</i>		<i>S. sp.</i>	
<i>P. sp. 2</i>		<i>Decodon globosus</i> (E. M. Reid) Nikit.	+
<i>P. cf. nikitii</i> Dorof.		<i>Didiodocarya</i> sp.	+
<i>Caldesia cylindrica</i> (E. M. Reid) Dorof.	+	<i>Viola</i> sp.	
<i>C. aldanensis</i> Dorof.	+	<i>Hippuris</i> sp.	
<i>Najas ex gr. jveolata</i> A. Br.		<i>H. parvicarpa</i> Nikit.	+++
<i>Epipremnum sibiricum</i> Dorof.	+	<i>Cornus aldanensis</i> Dorof.	++
<i>E. ornatum</i> Reid et Chandl.	++++	<i>C. alba</i> L.	
<i>E. crassum</i> C. et E. M. Reid	+++	<i>Vaccinium</i> sp.	+++
<i>Carex</i> sp.		<i>Andromeda brunnea</i> Dorof.	+
<i>Aracis permum Ionstrupii</i> (Hartz.) Nikit.	+	<i>A. polifolia</i> L.	
<i>A. jugatum</i> Nikit.	+++	<i>A. sp.</i>	+++
<i>Scirpus cf. carinatus</i> A. Gray	+++	<i>Myriophyllum pusillus</i> Dorof. sp. nov.	
<i>Pterocarya</i> sp.	+++	<i>Comarum palustre</i> L.	
<i>Salix</i> sp.		Rosaceae gen.	
<i>Betula</i> sp.	+++	<i>Nuphar</i> sp.	
<i>B. omoloica</i> Dorof. sp. nov.			
<i>Alnus</i> sp.	+++		

+ ниже-среднемиоценовые алданские виды

++ верхнемиоценовые — нижнеплиоценовые алданские виды

+++ миоценовые и плиоценовые виды Европы и Сибири

++++ олигоценные и миоценовые виды Европы

Хвойные представлены сем. Pinaceae и лишь единично—Taxodiaceae.

Среди спор распространены *Lycopodium*, *Sphagnum*, Polypodiaceae (боб), *Osmunda*.

Сходные по составу спектры выделены из отложений, залегающих в средней части обн. 3 по Улахан-Кюзгюлюру. Наиболее древние горизонты хапчанской свиты, если судить по палинологическим комплексам,

залегают в основании 7-метровой террасы р. Маркой-Юряге, у впадения ее в правый приток Омолая, р. Батор-Юрях (см. рис. 8). Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием пыльцы хвойных (59,6%), представленных разными видами сосен, тсуг, ели, пихты и в единичных зернах *Cedrus* и *Keteleeria*. Покрытосеменные в основном состояются *Alnus*, *Betula*, *Corylus* и *Myrica*, но присутствует также и *Ilex*. В целом выделенный по спектрам трех разрезов спорово-пыльцевой комплекс дает представление о растительности, обедненной по сравнению с комплексом, описанным для омолойской свиты. Флора хапчанской свиты представлена обедненными лиственно-хвойными лесами с остатками типично тургайских представителей. Широколиственные породы не создают основного фона, вечнозеленые совсем исчезают (имеются лишь единичные находки *Ilex*). Среди покрытосеменных доминирует сем. *Betulaceae* с наиболее умеренными родами. Хвойные развиты широко и довольно разнообразны. При этом в нижних горизонтах свиты в составе хвойных принимают еще участие таксодиевые, тогда как в верхних горизонтах они исчезают. Спорово-пыльцевые спектры подобного состава выделялись нами при изучении тирехтяхской свиты в Бугчанской впадине и очень сходны с комплексами нагаевской толщи.

По аналогии с изученными комплексами из других районов можно считать, что флора, выявленная по спорово-пыльцевым спектрам в хапчанской свите, представляет собой сильно обедненную тургайскую флору, отличающуюся от типичных тургайских флор олигоцена выпадением широколиственных элементов и господством видов сем. *Pinaceae*.

Возраст хапчанской свиты на основании произведенных палеоботанических исследований устанавливается как верхнемиоценовый среднеплиоценовый в отличие от нижнечетвертичного, по А. И. Гусеву, и плиоцен-нижнечетвертичного, по М. Ф. Дементьеву и О. А. Иванову. Хапчанская свита может быть сопоставлена с одновозрастными верхненерской и тирехтяхской свитами как по строению слагающих их осадков, так и по идентичности заключенных в них флор.

Площадное распространение хапчанской свиты более ограничено, чем омолойской. Можно предположить, что хапчанская свита заполняет неровности рельефа, образованного на глинах омолойской свиты. Хапчанская свита приурочена к широкой древней долине, прослеживающейся по левобережью нижнего течения р. Омолой. Выше по течению хапчанская свита локализуется в долинах нижних отрезков рек Улахан-Кюэюлюр и Урасалах, не выходя на водоразделы и не поднимаясь выше гипсометрических отметок в 55—58 м.

Из материалов А. И. Гусева (Гусев, Цырина, 1953) и К. А. Воллосовича (1930) известно, что кое-где в Приморской низине имеются выходы отложений, сходных по строению с хапчанскими, например в останцовых возвышенностях п-ова Буор-Хая. В возвышенности Джолонг-Сисе (бассейн р. Индигирки) и в береговом обрыве оз. Тас-Тах в 1966 г. В. Ф. Гончаровым были описаны пески, аналогичные слагающим хапчанскую свиту, залегающие на размытой поверхности палеогеновых глин.

Отложения хапчанской свиты, как и омолойской, в междуречных пространствах на поверхность нигде не выходят. Обнажаясь лишь по бортам речных долин, на склонах водоразделов, они повсеместно перекрыты четвертичными образованиями.

В строении четвертичных отложений принимают участие две толщи: нижняя — гравийно-галечная и верхняя — суглинистая.

Нижняя толща залегает на размытой поверхности омолойской (обнажения 4,5) и хапчанской (обнажения 3,6) свит. Она представлена гравийно-галечными отложениями, достигающими максимальной видимой мощности (10 м) в разрезе у ручья Сергей. По данным буровых и

шурфовочных работ на правобережье Куччугей-Кюэгюлюра мощность доходит до 18—20 м. По многим долинам второстепенных притоков Куччугей-Кюэгюлюра эти отложения лежат непосредственно на коренных породах и маломощны (до 2—4 м). Особенности строения нижней толщи определяются распределением крупности материала. В нижних слоях преобладает хорошо окатанный галечник с размером галек до 3—5 см в поперечнике, по составу принадлежащих песчаникам, сланцам, реже изверженным породам. Цементом являются пылеватые пески. Верхние слои больше насыщены гравийным материалом, имеют прослои песков и линзы торфов. Этим отложениям присуща горизонтальная слоистость.

Наблюдения показали, что гравийно-галечные отложения нижней толщи в предгорьях хр. Кулар пользуются широким распространением. Они плащеобразно покрывают неровности дочетвертичного рельефа, выстилают понижения, постоянно изменяясь в мощности. Наибольшие мощности эти отложения приобретают в пределах крупных понижений рельефа и в речных долинах; на междуречьях мощности сокращаются до 2—3 м.

М. Ф. Дементьев и О. А. Иванов описали эти отложения под названием сергеевской свиты и определили ее возраст как среднечетвертичный. Необходимо, однако, отметить, что оснований для выделения вышеописанных отложений в самостоятельную свиту в настоящее время нет. Неизвестно идентичны ли выявленные шурфовочными и буровыми работами в бассейне Куччугей-Кюэгюлюра гравийно-галечные отложения описанным в разрезе ручья Сергей, т. е. еще не определено, насколько эти отложения пространственно выдержаны. Еще нет и достоверного обоснования датировки этих отложений. Имеющийся материал по растительности скуден, полученные данные спорово-пыльцевого состава мало выразительны. В них отмечается смешанный состав — присутствуют как четвертичные, так и неогеновые формы. Слишком слабая изученность гравийно-галечных отложений нижней толщи как в отношении состава и условий залегания, так и флористической характеристики не дает оснований выделить ее в свиту и присвоить ей самостоятельное наименование. Исходя из косвенных геолого-геоморфологических признаков, можно лишь условно датировать эти отложения в пределах нижнего — среднего отделов четвертичной системы.

Предположение М. Ф. Дементьева и О. А. Иванова о возможном нахождении отложений, аналогичных сергеевской свите, в разрезе Тиммердях-Хайя, где они залегают на тиммердяхской (по-нашему хапчанской) свите под верхнечетвертичными суглинками, не подтвердилось. Спорово-пыльцевые спектры, приведенные для этих горизонтов упомянутыми геологами, и наши данные показывают, что гравийные пески под льдистыми суглинками по возрасту близки нижележащим плиоценовым осадкам и могут быть верхними, размытыми горизонтами хапчанской свиты.

Междуречья Куччугей-Кюэгюлюр и Улахан-Кюэгюлюр и борта долины р. Омолой с поверхности сложены льдистыми суглинками верхнечетвертичного возраста, образующими современную озерно-аллювиальную равнину Восточно-Сибирской низменности. Суглинки представлены во всех разрезах (рис. 8, 9); они характеризуются горизонтальной слоистостью, имеют прослои и линзы торфа, а также редкие включения растительных остатков и пронизаны жильными льдами. Фауна верхнепалеолитического комплекса, обнаруженная в этих отложениях, определяет их верхнечетвертичный возраст.

В итоге стратиграфических исследований, произведенных в бассейне Омолая, получен материал, позволяющий сделать некоторые палеогеографические выводы.

1. Комплекс отложений, состоящих из древней коры выветривания из разновозрастных с ней палеоцен-эоценовых глин у оз. Тас-Тах и олигоценовой омолойской свиты, соответствует единому непрерывному циклу осадконакопления в западной части Восточно-Сибирской низменности. Состав осадков и их строение, наличие коры выветривания и характер выявленных в отложениях флор свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило в условиях выравнивания рельефа Верхояно-Колымской горной страны и господства теплых климатических условий, благоприятных для процессов преимущественного химического выветривания. Можно полагать, что в течение палеогена в западной части Восточно-Сибирской низменности осадконакопление происходило в крупных озерных бассейнах, на заболоченных прибрежных равнинах и сопровождалось интенсивным углеобразованием. Изменение строения омолойской свиты, смена глин супесями и песками в верхних горизонтах позволяет предполагать нарушение спокойного тектонического режима в горах в течение накопления верхних слоев свиты, начавшийся подъем страны и прекращение процессов выравнивания. По-видимому, изменения в направленности тектонических движений произошли во вторую половину олигоцена.

2. Крупный региональный размыв с образованием на месте озерной и заболоченной равнины холмистого рельефа последовал за поднятиями и расчленением Верхояно-Колымской страны и ее предгорий во вторую половину олигоцена. Размыв фиксируется во всех изученных разрезах. Он продолжался до позднего миоцена и обусловил уничтожение верхних горизонтов омолойской свиты.

Рельеф, созданный в результате размыва, приобрел облик низкогорного в районах притоков Омолая — Куччугей-Кюэгюлюр и Улахан-Кюэгюлюр и холмистого — в области Омолойской равнины.

3. С позднего миоцена до второй половины плиоцена наступил второй цикл осадконакопления, которому соответствует хапчанская свита. Отложения этой свиты, развитые не повсеместно, выполнят долины и впадины рельефа, созданного в этап позднеолигоцен-среднемиоценового оживления неотектонических движений. Характер осадков хапчанской свиты, ее однородное строение и выдержанный мелкозернистый состав песков отражают весьма незначительные и равномерные поднятия, в процессе которых могли происходить местные выравнивания горного рельефа. Осадки хапчанской свиты по составу и строению разрезов близки тирехтяхской свите и верхненерской толще межгорных впадин. Эти отложения соответствуют этапу частичного выравнивания рельефа Верхояно-Колымской горной страны. В пределах Омолойского бассейна древние долины, выработанные при размыве омолойской свиты, заполнялись осадками. Можно предположить, что левобережье современного Омолая в низовьях представляло собой крупную древнюю долину, в которой откладывались осадки хапчанской свиты.

4. Время прекращения осадконакопления хапчанской свиты пока остается невыясненным, поскольку неизвестен возраст перекрывающих ее осадков. Несомненно, что вслед за прекращением осадконакопления последовал глубокий размыв, приведший к смыву верхних горизонтов хапчанской свиты и перекрытию ее гравийно-галечными отложениями. Судя по грубому составу, сравнительно большой мощности этих отложений, а также по широкому площадному распространению их в предгорьях Кулара и прилегающих хребтов, размыв охватил большие пространства интенсивно воздымающейся Верхояно-Колымской горной страны. Несомненно, что эти процессы происходили в первую половину четвертичной эпохи, еще до среднечетвертичного оледенения. Возможно, что начало размыва связано с подъемом горной страны в позднем плио-

цене, приведшим к перестройке речной сети системы Индигирки и Яны (Баранова, Бискэ, 1964а, б).

5. Начало общего опускания в западной части Восточно-Сибирской низменности не может быть точно датировано. Данные по бассейну Индигирки (см. ниже описания разреза Мус-Хайя) свидетельствуют о том, что уже во вторую половину среднечетвертичной эпохи эти районы подверглись опусканию, вследствие чего все древние отложения оказались перекрытыми средне- и верхнечетвертными отложениями (Баранова, Бискэ, 1964а). Для бассейна р. Омолой можно утверждать, что в течение позднечетвертичной эпохи происходило всеобщее опускание с формированием покровных суглинков озерно-аллювиального генезиса. Подъем позднечетвертичной равнины и врез в нее долин притоков Омолая произошел, по всей вероятности, на рубеже с современной эпохой. Долина Омолая, возможно, существовала со второй половины неогена.

О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ БУГЧАНСКОЙ ВПАДИНЫ [в горной системе Черского]

Бугчанская впадина расположена в центральной части горной системы Черского (рис. 10). Она представляет собой замкнутую впадину, ограниченную Улахан-Чистайским, Эрикитским хребтами и горным массивом



Рис. 10. Положение Бугчанской впадины (I) в бассейне р. Неры. Составила И. А. Кулькова

Елау. Впадина заполнена рыхлыми отложениями, вскрытыми эрозией на глубину до 300 м.

Б. А. Онищенко (1964) разделил отложения впадины на три свиты: нижнюю — тирехтяхскую, среднюю — мэльтэхскую и верхнюю — кыгыл-хаинскую. Наиболее древняя тирехтяхская свита сложена синевато-серыми галечниками, сцементированными песчано-глинистым материалом. В составе гальки преобладают песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Иногда встречается гранитная галька. В верхних и нижних горизонтах галечников отмечены песчано-илистые линзы, в которых захоронены стволы деревьев. Видимая мощность тирехтяхской свиты 120—150 м. Возраст ее, по данным Б. А. Онищенко (1964), — нижний эоплейстоцен.

Тирехтяхскую свиту перекрывают несортированные, неслоистые мореноподобные отложения мэльтэхской свиты, сложенные валунами и галькой, рассеянными в глинистом материале с примесью песка. Четкая граница свит легко фиксируется в обнажениях. Четкость обусловлена резкой сменой вещественного состава мэльтэхской свиты, валуны и

галька которой сложены в основном эффузивами и гранитами. Для отложений мэлътэхской свиты характерна сильная выветрелость. Мощность свиты 50—70 м. Б. А. Онищенко (1964) относит свиту к образованиям первого, наиболее древнего оледенения, по-видимому, развившегося в горной системе Черского в эоплейстоцене.

На мэлътэхской свите залегают аллювиальные отложения кыгыл-ханской свиты, имеющие у основания слоистое строение, выраженное чередованием песчано-глинистых и галечно-песчаных слоев мощностью до 20 см. В песчано-глинистых слоях встречаются остатки древесины. Отложения этой свиты Б. А. Онищенко (1964) датирует условно верхним эоплейстоценом.

Этот раздел посвящен изложению результатов стратиграфического исследования отложений тирехтяхской и мэлътэхской свит, выполненного Б. А. Онищенко и И. А. Кульковой в 1964—1966 гг. Сводный разрез (рис. 11) составлен для южной (менее погруженной) части Бугчанской впадины по материалам шурфа 45, а также по естественным береговым обнажениям р. Тирехтях (расчистки 4, 5). Нижняя часть тирехтяхской свиты, вскрытая шурфом 45, сложена галечно-гравийно-песчаным материалом с редкими валунами, включающим прослой плотной супеси, насыщенной обильными растительными остатками. Мощность этой части свиты составляет около 19 м.

Из проб, отобранных в этих отложениях, выделено 17 спорово-пыльцевых спектров, образующих единый палинологический комплекс. Для него характерно высокое содержание пыльцы покрытосеменных растений. Среди последних ведущее место принадлежит *Betulaceae*, преимущественно роду *Alnus*, в меньшей степени пыльце *Corylus* и *Betula*. Пыльца широколиственных пород, представленная *Ulmus*, *Zelkova*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Myrica*, *Carpinus*, *Moraceae*, встречается редко, пыльца *Ilex* — чаще. Помимо этого, в комплексе постоянно присутствуют зерна *Salix* и многочисленная пыльца *Ericaceae*. Количество пыльцы травянистых растений невелико, и она представлена *Gramineae*, *Turphaceae*, *Cheporodiaceae*, *Polygonaceae*. Содержание пыльцы голосеменных колеблется от 8,3 до 50% (см. рис. 11). Среди нее доминирует пыльца *Pinus*, главным образом подродов *Haploxyylon* и *Diploxyylon*, а также *Tsuga*. Постоянно отмечается пыльца *Picea* секций *Omorica* и *Euripicea*. Кроме того, встречается небольшое количество *Abies* и единичные экземпляры *Podocagraceae* и *Taxodiaceae*. В споровом составе комплекса отмечены *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*. Подобные спорово-пыльцевые спектры были выделены И. А. Кульковой из пород Нагаевской толщи на берегу бухты Нагаево (северное побережье Охотского моря). Для них характерно большое количество пыльцы голосеменных, представленных *Pinus*, *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, единичные находки *Taxodiaceae* и господство среди покрытосеменных пыльцы *Alnus*, *Corylus*, *Betula*. Широколиственные встречаются реже; это — *Ulmus*, *Myrica*, *Juglans*, *Ilex*. Очень сходен палинологический комплекс низов тирехтяхской свиты со спорово-пыльцевыми спектрами из отложений Верхне-Нерских впадин, приведенными в работе Н. А. Шило и З. В. Орловой (1958). Эти авторы считают осадки Верхне-Нерских впадин, в спектрах которых содержится пыльца *Abies*, *Tsuga*, *Picea* секций *Omorica* и *Euripicea*, *Pinus*, единичные зерна *Taxodiaceae*, *Salix*, *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Myrica*, *Carpinus*, *Juglans*, *Tilia*, *Ilex*, *Ulmus*, *Rhus*, *Fagus*, верхнеплиоценовыми — нижнечетвертичными, но мы склонны присоединиться к мнению Ю. П. Барановой (1962) об их миоцен-плиоценовом возрасте.

Среднюю часть разреза тирехтяхской свиты образуют породы, залегающие в цоколе верхнечетвертичной аккумулятивной террасы (высота 40 м) и вскрытые расчисткой 4. Как и в нижней части свиты, они состоят из песка с галькой, гравием и валунами, а также с прослоями рыхлого

песчаника, содержащего включения растительных остатков и крупных стволов слабо окаменевшей древесины. Мощность этих отложений составляет 13 м. Спорово-пыльцевым спектром из этих отложений (см. рис. 11) свойственно большое количество пыльцы хвойных растений. Среди нее преобладает *Pinus* (несколько видов), *Tsuga*, содержание которой иногда достигает 36%. В меньшем количестве встречается пыльца секций *Omorica* и *Eurpicea* и зерна *Larix*. Основной фон покрытосеменных растений составляет пыльца *Betulaceae* (*Alnus*, *Corylus* и *Betula*). Пыльца более теплолюбивых пород, таких, как *Myrica*, *Juglans*, *Ilex*, встречается редко. В значительном количестве отмечена в комплексе пыльца *Ericaceae*. Пыльца травянистых растений представлена *Gramineae*, *Compositae*, *Alismataceae*. Среди спор встречены *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium*. Рассмотренный комплекс по видовому составу сходен с комплексом нижней части тирехтяхской свиты, но обеднен теплолюбивыми формами. Это может свидетельствовать о постепенном изменении климата в сторону похолодания.

Верхнюю часть разреза тирехтяхской свиты образуют породы, залегающие в основании правого склона долины р. Тирехтях в 7 км от устья р. Бугчан и вскрытые расчисткой 5. В составе свиты по-прежнему преобладают те же сильно выветрелые, хорошо окатанные валуны, сцементированные песчано-алевритистым материалом. Породы имеют охристую окраску. Мощность изученной части разреза тирехтяхской свиты по расчистке 5 составляет 50 м. Спорово-пыльцевой комплекс этих отложений во многом наследует черты предыдущего комплекса, отличаясь от него лишь меньшим количеством пыльцы *Tsuga*, *Corylus* и некоторых экзотических видов сосен. Это позволяет предполагать продолжающееся изменение климатических условий в сторону похолодания. Таким образом, палинологический комплекс, выявленный из отложений расчисток 4 и 5, очень сходен с комплексом нижних горизонтов тирехтяхской свиты, но он соответствует типу растительности, характерному для более умеренного климата. П. И. Дорофеев из отложений тирехтяхской свиты, вскрытых расчистками 4 и 5, определил *Pinus* sp., *Larix* sp., *Tsuga*, *Abies* sp., *Rubus* sp., *Andromeda* cf. *nigra* Dorof. *Vaccinium*, *Pinus itelmenorum* Vassk., *Larix* cf. *sibirica* Ldb., *Metasequoia* sp. Вся тирехтяхская свита, по мнению П. И. Дорофеева, еще третичная, неогеновая, возможно, верхнемиоцено-плиоценовая. Флора уже в основе таежная или лиственничная, однако в ней сохранились элементы арктотретичной — *Metasequoia*, *Padus*, архаичные березы. Исходя из всего изложенного, можно считать возраст отложений тирехтяхской свиты верхнемиоценовым — плиоценовым. Б. А. Онищенко (1964) относил возраст тирехтяхской свиты (без нижних горизонтов) к нижнему эоплейстоцену (по схеме Громова и др., 1965), что соответствует верхнему плиоцену. Необходимо заметить, что в центральной части впадины мощность неизученных слоев разреза тирехтяхской свиты по данным бурения превышает 60 м. В этой связи может быть высказано мнение о миоценовом возрасте погребенной части свиты.

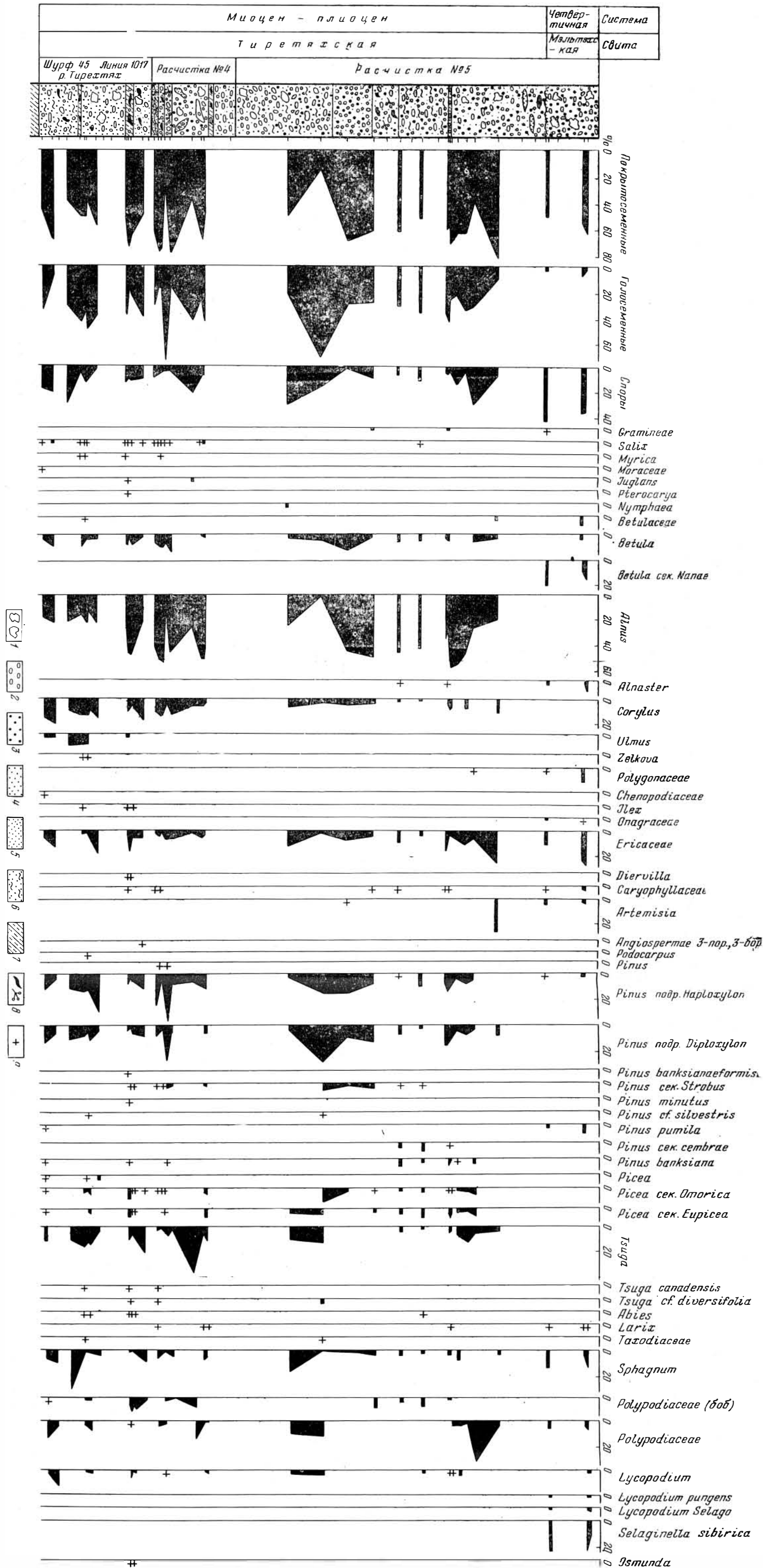
Во время осадконакопления тирехтяхской свиты в Бугчанской впадине происходила постепенная смена растительности, свидетельствующая об изменении климата. В начале формирования тирехтяхской свиты растительность имела обедненный тургайский облик: исчезают наиболее теплолюбивые формы — *Fagus*, *Castaneae*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus* и лесобразующими остаются представители более умеренного климата. Кроме общей смены одной флоры другой в зависимости от времени, при реконструкции состава растительности Бугчанской впадины в миоцен плиоцене необходимо учитывать и высотную дифференциацию. Страна имела выраженный горный рельеф. В состав лесов, произраставших по долинам, входили в большом количестве *Alnus*, *Betula*, *Corylus*. К этим компонентам примешивается почти в равных количествах *Ulmus*,

реже встречается *Pterocarya*, *Juglans*, *Myrica*, *Zelkova*, *Morus*. В составе растительности присутствовали единичные элементы олигоценовой флоры, представленные *Taxodium*, *Podocarpus*, *Ilex*. Трав было мало. Кроме того, произрастали формы, которые «сочетали потребность в тепле с чуткостью к зимнему холоду» (Толмачев, 1954). Это темнохвойные породы — *Picea* секций *Eupicea* и *Omorica*, *Tsuga*, *Abies* и некоторые виды *Pinus*. Им необходима умеренная температура зимой, нежаркая летом, а также достаточное количество осадков. Такие условия, по-видимому, существовали в более возвышенных местах, вне долин, где и развивались темнохвойные, относительно теплолюбивые леса с подлеском из вечнозеленых *Ericaceae*, папоротников и мхов. Постепенно, при изменении климата в сторону большей умеренности, менялся и состав растительности. Во вторую половину тирехтяхского времени исчезали единичные представители *Taxodiaceae*, теплолюбивые широколиственные и папоротник *Osmunda*. В составе растительности, пока лишь как примесь к породообразующим хвойным, участвовала лиственница. Появляется *Alnaster*.

Итак, в период формирования осадков тирехтяхской свиты господствовала умеренно теплолюбивая растительность, представленная лесами из березы, лещины и ольхи с примесью теплолюбивых широколиственных и светолюбивых хвойных по долинам и темнохвойных из тсуги, ели, пихты и некоторых видов сосен на возвышенных участках. Постепенно состав растительности обеднялся, и во время накопления осадков более высоких горизонтов уже не произрастали *Ulmus*, *Podocarpus*, *Taxodium*, *Zelkova*, *Morus*, *Juglans* и пр. Б. А. Онищенко считает, что во время накопления самых верхних горизонтов тирехтяхской свиты был более суровый климат. Доказательством этому, по его мнению, служат данные, полученные из разреза подморенных отложений, описанных в истоках небольшого правого притока р. Тирехтях (расчистка 6). Эти подморенные слои он относит к верхней части тирехтяхской свиты. Из восьми проб разреза только в одной (отобранной из серых плотных, сильно окатанных галечников) содержатся споры и пыльца *Selaginella sibirica*, *Sphagnum*, *Lycopodium apressum*, *Bryales*, *Betula*, *Betula* sec. *Nanae*, *Alnus*, *Salix*, *Alnaster*, *Pinus* подр. *Dipl.*, все остальные пробы оказались не содержащими споры и пыльцу. Б. А. Онищенко полагает, что данный спорово-пыльцевой состав дает возможность сделать заключение о похолодании климата, наступившем при формировании верхних горизонтов тирехтяхской свиты по сравнению с ее нижними горизонтами. По нашему мнению, один спорово-пыльцевой спектр не является, однако, представительным и не дает возможности судить о климате эпохи. Кроме того, расчистки 5 и 6 достаточно удалены друг от друга, поэтому очень трудно согласиться с тем, что подморенная часть расчистки 6, сходная по литологии с отложениями тирехтяхской свиты, соответствует самой верхней ее части, размытой в расчистке 5. Данных о постепенном изменении флоры от лесов обедненного тургайского облика до растительности приледниковой области у нас нет. По материалам расчистки 5 наблюдается постепенный переход от лесов с участием широколиственных и экзотических хвойных к смешанным лесам умеренной области. Спорово-пыльцевой спектр расчистки 6 свидетельствует о резкой смене растительности, поэтому говорить о непрерывности разреза по данным спорово-пыльцевого анализа не представляется возможным.

В верхних горизонтах расчистки 5 (см. рис. 11) на галечниках тирехтяхской свиты (мощность около 50 м) залегает грубослоистая мореноподобная толща (мощность 7 м), сложенная несортированными валунами, галькой, щебнем, хаотически рассеянными в глинисто-песчаном, иногда в суглинистом, сильно уплотненном материале. Толща имеет четкие контакты с подстилающими ее отложениями. Эти отложения, выделенные в мэльтэхскую свиту, Б. А. Онищенко (1964) рассматриваются

Рис. 11. Диаграмма результатов спорово-пыльцевого анализа сводного разреза отложений Бугчанской впадины. Составила И. А. Кулькова.
1—валуны; 2—галечка; 3—гравий; 4—песок; 5—супесь; 6—углистая смесь; 7—коренные породы; 8—растительные остатки; 9—единичные зерна пыльцы и спор



как морена первого, наиболее древнего оледенения горной системы Черского. Палинологическим анализом выявлено, что состав растительности резко изменился (см. рис. 11) по сравнению с составом растительности времени формирования тирехтяхской свиты. Для спорово-пыльцевого комплекса характерно большое количество спор *Selaginella sibirica*. Много спор *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium pungens*, *Lycopodium selago*. Хвойные представлены пылью *Pinus* подр. *Haploxyylon* и *Pinus putula*, единичными зернами *Larix*. В составе пыльцы покрытосеменных входят кустарниковые и кустарничковые формы — *Betula* сек. *Nanae*, *Alnaster*, *Ericaceae*. Пыльцу трав представляют *Gramineae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae* (*Artemisia*). Резкое отличие комплекса мэльтэхской свиты от комплекса тирехтяхской позволяет предполагать длительный перерыв между осадконакоплением этих толщ, а следовательно, и существование размыва в подстилающих отложениях. Характер спорово-пыльцевого комплекса свидетельствует о заметном похолодании климата, которое, по-видимому, могло соответствовать оледенению в горах. Палинологический комплекс мэльтэхской свиты сходен с комплексом верхнечетвертичных ледниковых отложений в долине Индигирки (Баскович, 1959). Среди спор преобладают *Selaginella sibirica* и зеленые мхи. В группе покрытосеменных установлено наличие большого количества пыльцы гвоздичных, вересковидных, бобовых, крестоцветных и т. д. Пыльцы древесно-кустарниковых мало, это — представители кустарниковых разновидностей березы, ольхи, кедрового стланика и лиственницы. Следует отметить, что общий состав растительности, характерной для комплекса мэльтэхской свиты, примерно такой же, что и для поверхностных проб Центральной Якутии по данным А. П. Васьковского (1959). Вопрос о возрасте мэльтэхской свиты является дискуссионным. Отсутствие сравнительного флористического, в частности палинологического, материала по нижнечетвертичным ледниковым отложениям Северо-Востока, сходство спектров мэльтэхской свиты с верхнечетвертичным ледниковым комплексом Р. А. Баскович и одновременно со спектрами поверхностных проб Центральной Якутии, а также отсутствие непрерывного палинологического разреза четвертичных отложений, в которых можно было бы зафиксировать эпохи похолодания и потепления, не дают возможности сделать заключение о возрасте свиты. Эти данные позволяют лишь полагать, что описываемые отложения являются четвертичными и соответствуют, по-видимому, эпохе оледенения. Состав растительности свидетельствует о суровых климатических условиях. Восстановить характер растительного покрова этого времени трудно. Можно лишь предполагать, что в перигляциальной полосе обозначалась зона тундры, которая состояла из мхов, плаунов, холодостойких трав и вечнозеленых кустарничков сем. *Ericaceae*. В некоторых, наиболее удаленных от края ледника участках могли произрастать кустарничковые формы березы, ольхи, ивы, кедровый стланик, лиственница.

Таким образом, на основании изучения разрезов Бугчанской впадины можно предполагать, что отложения тирехтяхской свиты сформировались в конце миоцена-плиоцена. В перекрывающих осадках мэльтэхской свиты зафиксировано похолодание, которое может соответствовать одному из оледенений горной системы Черского в четвертичном периоде.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДЕРБЕКИНСКОЙ, ТУОСТАХСКОЙ И АДЫЧАНСКОЙ ВПАДИН

В бассейне р. Адычи, правого притока Яны, выделяется несколько наложенных кайнозойских впадин. В южной части располагается Адычанская впадина, в юго-западной — Дербекинская, в северной — Туостахская. Две последних приурочены к бассейнам одноименных притоков (рис. 12).

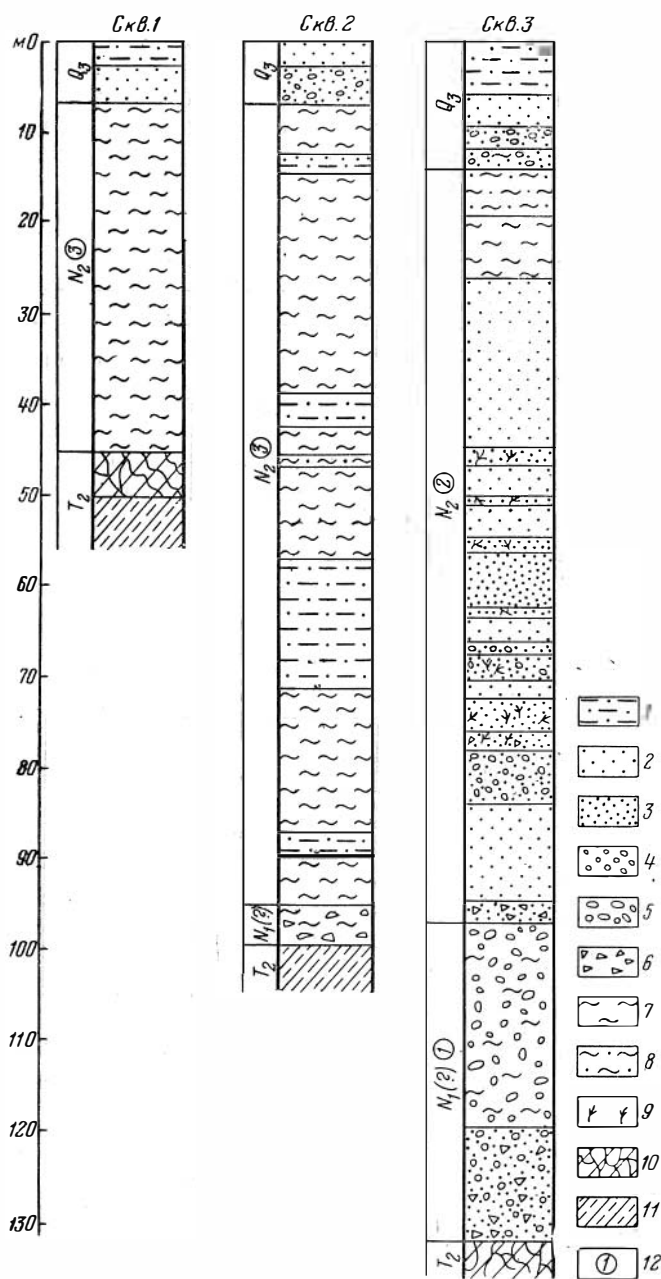


Рис. 13. Литологические разрезы по скважинам в пределах Дербекинской впадины. Составил В. Ф. Гончаров.

1— супесь; 2— песок; 3— гравий; 4— галечники; 5— валуны; 6— угловатые обломки и щебень; 7— глина; 8— суглинки; 9— растительные остатки; 10— песчано-сланцевые породы; 11— песчано-сланцевые сильнотрещиноватые породы; 12— номера толщ.

прослоев песков, аналогичных пескам второй толщи, не исключает предположения, что пески фациально замещены глинами. В таком случае пески и глины окажутся принадлежащими одной (второй) толще. Пески, вероятно, представляют собой прибрежные озерные фации, сформированные за счет выноса материала реками, а глины — более глубоководные озерные фации. Об этом свидетельствует гранулометрический состав

глин, взятых из верхних горизонтов Дербекинской впадины (табл. 3) ¹. В них преобладают тонкие пылеватые частицы.

Химические анализы (табл. 4) свидетельствуют о начальных стадиях выветривания глин, что, наряду с горизонтальной слоистостью, исключает их алювиальный генезис. Глинистая часть проб сложена чешуйками глинисто-слюдистого монотермита.

Таблица 3

Гранулометрический состав глин (в %) Дербекинской впадины

№ пробы	Классификация по Охотину	Размеры в мм						
		> 1	0,25—1	0,05—0,25	0,01—0,05	0,005—0,01	0,001—0,00	< 0,001
131	Глина пылеватая	—	0,68	1,68	8,31	44,18	13,69	31,46
147	» »	—	2,10	3,34	15,41	44,81	4,52	29,82
164	» »	—	2,17	3,77	15,12	42,64	4,11	32,29

Из отложений Дербекинской впадины методом спорово-пыльцевого анализа исследованы только восемь образцов, отобранных М. Н. Гурским из верхнего 12-метрового горизонта глин третьей толщи.

Таблица 4

Химический состав глин (в %) Дербекинской впадины

№ пробы	Глубина взятия пробы, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	П. п. п.	Сумма
1	2,8—11,8	58,15	22,31	6,73	0,27	1,48	0,12	7,21	96,27
2	1,7—10,8	63,31	18,95	6,14	0,05	2,97	0,06	5,25	96,73
3	4,1—12,2	59,92	20,36	7,29	0,19	1,24	0,07	6,61	95,61
4	3,8—12,4	62,22	20,02	6,14	0,19	1,89	0,01	6,29	96,76
5	2,6—11,6	64,47	19,00	6,13	0,17	1,13	0,05	5,07	96,02
6	4,6—12,0	61,22	20,24	6,79	0,51	1,16	0,05	6,03	96,27

В спорово-пыльцевых спектрах, полученных Е. М. Воеводовой, пыльца древесных пород составляет от 40 до 69%, травянистых от 8 до 27%, вересковых от 3 до 13%. Споры содержатся в количестве 15—23%. В составе древесной растительности преобладает *Betula* sp., *Alnus* sp., *Picea* sp., *Salix* sp., *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Pinus* subgen. *Diploxylon*. В составе сосен установлены *Pinus sibirica* и *Pinus silvestris*. Реже в спорово-пыльцевых спектрах встречаются *Corylus* (от 4 до 11 зерен), *Acer* (до 2 зерен). В отдельных образцах отмечены *Engelhardtia* (6 и 10 зерен), *Quercus* (3 зерна), *Castanea* (2 и 20 зерен), *Podocarpus* (4 зерна). Пыльца широколиственных пород, встреченная в единичных зернах, не образует единого комплекса ни в одном образце, что заставляет предполагать ее перееотложение. Спорово-пыльцевые спектры, в которых основной фон составляют береза, сосна и ольха (присутствует и лещина), свидетельствуют об умеренно теплых климатических условиях времени формирования глин. До получения более представительных материалов возраст глин нами условно принимается как позднеплиоценовый. Нижние погребенные горизонты отложений могут оказаться более древними.

Отложения Туостакской впадины наиболее хорошо обнажены в обрыве IV террасы р. Адычи, высота которой в районе пос. Бетенисс состав-

¹ При описании отложений Дербекинской впадины использованы материалы Л. И. Мартыновой за 1951 г.

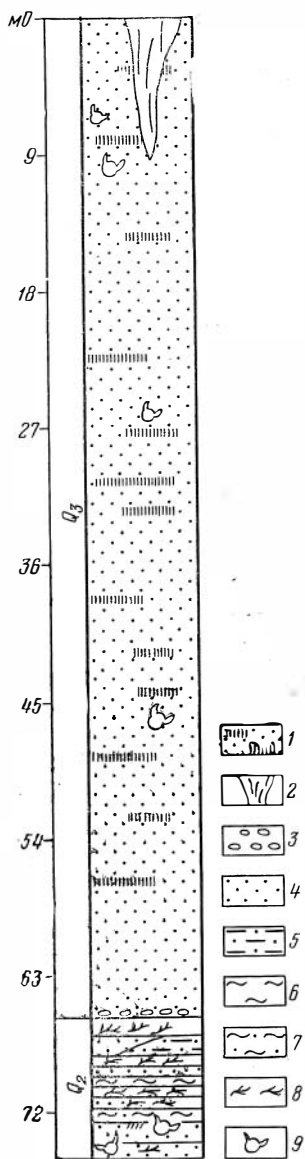
Рис. 14. Разрез правобережной террасы р. Адычи высотой 75 м в районе пос. Бетенкес. Составил В. Ф. Гончаров.

1—песок с тонкими прослойками растительной трухи; 2—ископаемые льды; 3—галька; 4—песок; 5—супесь; 6—глина; 7—суглинки; 8—растительные остатки; 9—места находок костей четвертичных млекопитающих

ляет 70—80 м. Терраса прослежена здесь на расстоянии свыше 30 км. В составе ее отложений выделяются две толщи (рис. 14).

Нижняя толща, залегающая в основании террасы, представлена чередующимися слоями плотного желтовато-серого песка, суглинка и супеси. Осадки содержат многочисленные включения стволов, веток деревьев и растительной трухи, среди которых собраны мелкие шишки *Larix* sp. Мощность толщи составляет около 10 м. Из нижней толщи нами собраны семена, среди которых П. И. Дорофеевым определены: *Chara* sp., *Selaginella* sp., *Larix* sp., *Potamogeton obtusifolius* Mert. et Koch., *P. perfoliatus* L., *P. pumilus* L., *Alisma arcuatum* Michx., *Scirpus* sp., *Carex* sp., *Eleocharis palustris* (L.) K. Bi., *Salix* sp., *Betula alba* L., *Melandrium* sp., *Stellaria* cf. *media* L., *Polygonum lapatifolium* L., *P. ex. gr. persicaria* L., *P. sect. Avimlaria* Meissn., *Rumex acetosella* L., *R. crispus* L., *Roripa palustrum* D. C., *Ranunculus aquatilis* L., *R. sceleratus* L., *R. reptans* L., *Ranunculus* sp., *Papaver nudicaule* L., *Linum* cf. *sibiricum* D. C., *Rubus* sp., *Potentilla ahserina* L., *P. supina* L., *Potentilla* sp., *Comarum palustre* L., *Myriophyllum verticillatum* L., *M. spicatum* L., *Hippuris vulgaris* L., *Umbelliferae* gen., *Menyanthes trifoliata* L., *Androsace* cf. *septentrionalis* Fmh. П. И. Дорофеев считает возможным отнести указанную флору к среднечетвертичному отделу. В отложениях толщи встречены остатки четвертичных млекопитающих, наиболее древних в бассейне р. Яны. Среди них наибольшую ценность представляют кости ископаемых лошадей: обломок правой ветви нижней челюсти, в котором сохранился весь зубной ряд, и четыре обломка верхней челюсти с зубами. Эти находки отличаются крупными размерами и присутствием архаичных признаков в строении зубов (значительной складчатостью эмали, вхождением задней долинок в истм и др.). На основании указанных признаков костные остатки отнесены нами к *Equus caballus* subsp. А. Э. А. Вангенгейм (1961 г.), анализируя материалы по ископаемой лошади Восточной Сибири, предположительно определяет геологический возраст *Equus caballus* subsp. А. второй половиной среднечетвертичной эпохи.

Верхняя толща, мощностью 65—70 м, с разрывом залегает на обнажениях нижней пачки и сложена однообразными желтовато-серыми тонкозернистыми песками с едва заметной горизонтальной слоистостью. В песке встречаются тонкие (2—3 мм) слойки растительной трухи. В верхней части толщи под почвенным слоем вскрываются жильные льды, проникающие на глубину 5—6 м. Подобные отложения слагают почти все междуречье Адычи и Туостаха.



Особенности строения и широкое площадное развитие осадков террасы в пределах Туостакской впадины указывают на их формирование в условиях крупного проточного озерного бассейна. Об этом же свидетельствуют данные о сравнительной молодости эпигенетического отрезка долины Адычи ниже устья Туостак. До прорыва на этом участке Адыча, вероятно, впадала в Яну на северной оконечности Верхоянской впадины.

Флора верхней толщи 70—80-метровой террасы, определенная П. И. Дорофеевым, беднее флоры нижней толщи как в количественном, так и в видовом отношении. Здесь доминируют *Larix* sp., *Carex* sp., *Corispermum* sp., *Comarum palustre* L., *Selaginella* sp. и отсутствуют представители более южных широт — *Alisma arcautum* Michx., *Blechnum palustre* (L.) R. Br. и *Betula alba* L.

В отложениях верхней толщи, наряду с многочисленными остатками *Mammuthus primigenius* Blum. (позднего типа), *Bison priscus diminutus*, *Rangifer tarandus* и другими, обнаружены зубы *Mammuthus primigenius* Blum. (промежуточной формы), встреченные ранее нами в казанцевских песках междуречья Яны и Омоля. Здесь же обнаружены остатки лошадей, не имеющие архаичных признаков в строении. Перечисленная фауна характерна для отложений верхнечетвертичного отдела.

Спорово-пыльцевые данные, полученные А. И. Поповой, свидетельствуют об умеренных климатических условиях времени накопления осадков. Пыльца древесных и кустарниковых растений составляет от 10 до 65 %, трав и кустарниковых растений — от 13 до 65 %. Споры содержатся в количестве от 13 до 67 %. В составе древесной группы в значительных количествах присутствует пыльца сосен и елей (*Picea* sect. *Eupiceae*, *Pinus silvestris*, *P.* subgen. *Haploxylon* и др.), не характерных для отложений ледникового времени на севере Якутии. При этом в отложениях нижней толщи количество пыльцы этих пород увеличивается.

Исходя из определений фауны, семян и спорово-пыльцевых анализов, а также учитывая следы значительного перерыва в осадконакоплении, мы относим отложения нижней толщи к доледниковым, точнее, к первой половине среднечетвертичного отдела; разрыв сопоставляется нами со временем максимального оледенения, а отложения верхней толщи — с казанцевским межледниковьем. Верхние горизонты могли отлагаться во время зырянского оледенения.

Таким образом, данные о строении и возрасте отложений 70—80-метровой террасы свидетельствуют о двух этапах значительного погружения Туостакской впадины — в доледниковье первой половины среднечетвертичной эпохи и в первое позднечетвертичное межледниковье.

Отложения Адычанской впадины¹ наиболее полно представлены в обрывах IV террасы р. Адычи, высота которой достигает 100—120 м. В период формирования террасы аккумуляция осадков неоднократно сменялась врезанием. Об этом свидетельствуют выполненные аллювием каньоны, врезанные в основную поверхность коренного цоколя террасы на глубину порядка 50—80 м. Такие каньоны установлены на участке от устья р. Нельгесе до верховьев Адычи. К ним приурочены наибольшие мощности рыхлых отложений (182 м при слиянии Адычи и Нельгесе). В строении Адычанской впадины выделяются следующие горизонты, имеющие разные генезис и возраст (рис. 15).

Доледниковый аллювий представлен слоистыми песчано-галечниковыми осадками с валунами и линзами хорошо промытых галечников. В верхней части разреза аллювий сложен песчано-алевритовым материалом с погребенными растительными остатками и почвами.

¹ Описание отложений Адычанской впадины произведено В. Ф. Гончаровым и А. С. Титковым.

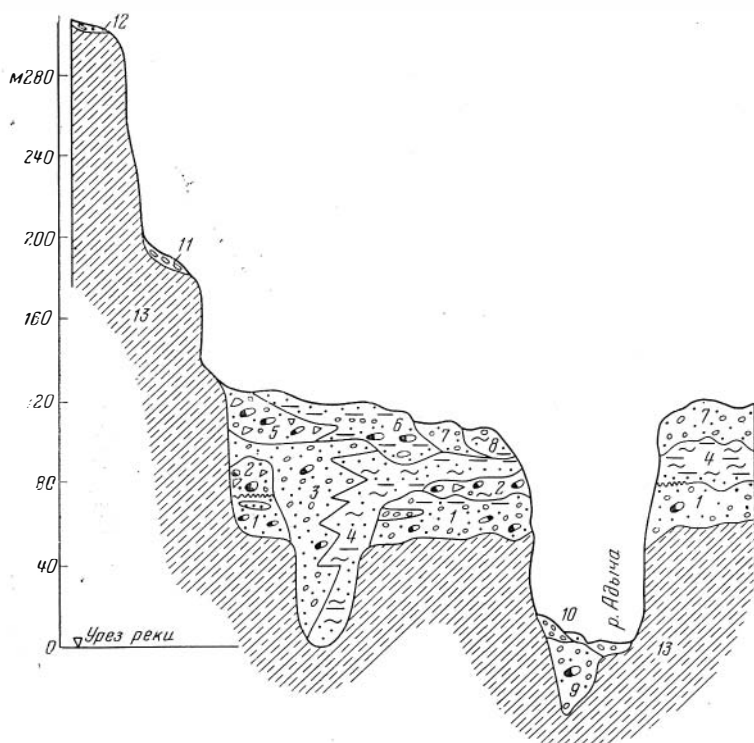


Рис. 15. Схема залегания четвертичных отложений долины р. Адычи. Составил В. Ф. Гончаров.

1— доледниковый аллювий — валуны, галька, гравий (Q_{1-2}); 2— морена самаровского оледенения — валуны разной степени окатанности, галька, гравий (Q_2^2); 3— межледниковые песчано-галечниковые отложения (Q_3^1); 4 — межледниковые пески, глины, илы (Q_3^1); 5— морены зырянского оледенения — валуны разной степени окатанности, галька, гравий, песок (Q_3^2); 6— водно-ледниковые отложения — валуны, галька, гравий, песок, суглинки (Q_3^2); 7— аллювиальные отложения — галька, гравий, песок (Q_3); 8 — озерно-аллювиальные отложения — галька, гравий, суглинки, супеси (Q_3); 9 — погребенный аллювий поймы и террас высотой 3—14 м — валуны, галька, гравий, песок (Q_4); 10 — пойменный аллювий (Q_4) — галька гравий; 11— щебень с редкой галькой на поверхности 150—200-метрового террасовала; 12 — щебень с редкой галькой и валунами на поверхности 300—360-метрового террасовала; 13— коренные породы

Общая мощность аллювия достигает 15 м. Осадки залегают непосредственно на коренных породах. В северо-западной части бассейна р. Адычи они выходят на дневную поверхность, а в юго-восточной — почти повсеместно погребены под ледниковыми отложениями.

Спорово-пыльцевые комплексы¹ древнего аллювия показаны на рис. 16. Судя по спектрам, в период его формирования произрастали смешанные березово-сосновые и лиственнично-сосновые леса. Реже встречалась ель. В нижнем ярусе представлены кустарнички семейства вересковых и мхи при незначительном участии трав. Подобный спектр характерен для климата гораздо более теплого, чем современный. Аллювий, несомненно, формировался в доледниковое время (вероятно, в первую половину среднечетвертичного времени). Об этом, кроме спорово-пыльцевых данных, свидетельствует залегание аллювия под ледниковыми отложениями среднечетвертичного оледенения.

Морена самаровского оледенения представлена глыбами, валунами, галькой и угловатыми обломками различных пород (рис. 16,

¹ Спорово-пыльцевой анализ выполнен в палинологической лаборатории Ленинградского Государственного университета Г. Н. Бердовской, Г. М. Левковской и А. Н. Смирновой под руководством Е. С. Малясовой.

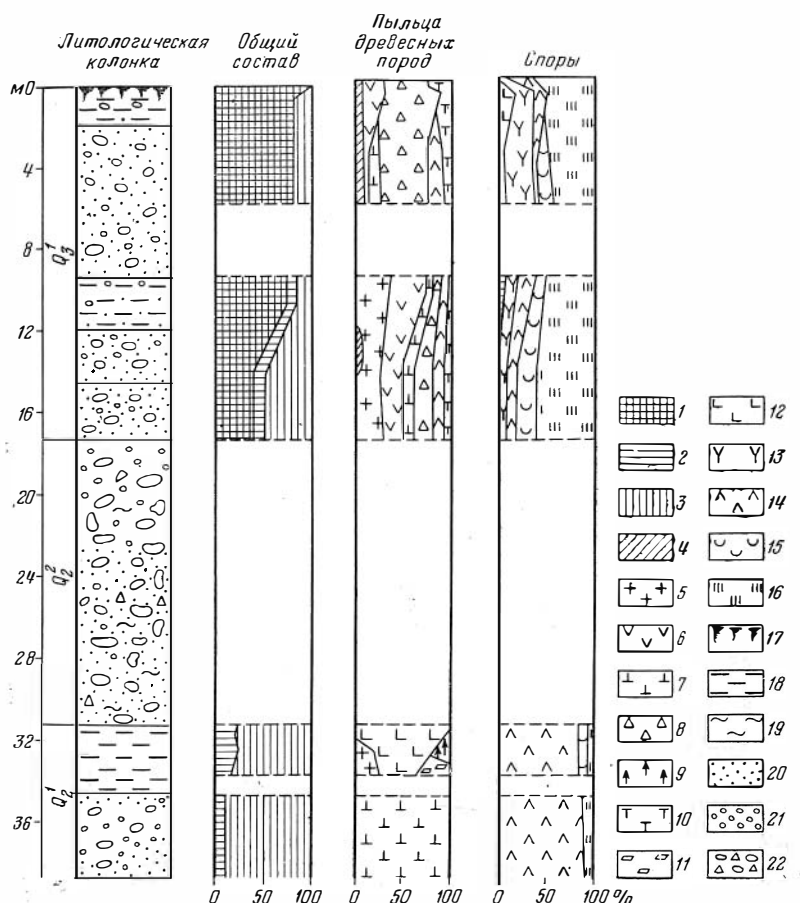


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений террасы р. Джельках высотой 37 м в 100 м выше устья ручья Долинного. Составил В. Ф. Гончаров.

1—пыльца древесных пород; 2—пыльца трав; 3—спores; 4—кедр, лиственница; 5—сосна обыкновенная; 6—сосна сибирская; 7—ива, ольха; 8—береза; 9—граб, лещина, ореховые; 10—вересковые; 11—дуб; 12—зеленые мхи; 13—сфагновые мхи; 14—плаунок; 15—хвощ; 16—папоротниковые; 17—растительный слой; 18—ил; 19—глина; 20—песок; 21—галька; 22—валуны, обломки пород

17). Отложения плотно сцементированы темно-серой глиной с примесью песка. Мощность горизонта ввиду значительного размыва варьирует от 3 до 10 м. Морена обычно сплошным покровом перекрывает доледниковый аллювий. Ряд геологов Янской ГРЭ, в том числе А. С. Титков, при исследованиях в 1960 г. считали эти отложения донной мореной последнего оледенения. Развитие максимального (самаровского, по схеме Сакса, 1953) оледенения связывалось с уровнем 150—200-метровой террасовала. Кроме наличия выравненных площадок, принимаемых за днище трога, оледенение на этом уровне не подтверждалось находками ни морен, ни флювиогляциальных отложений. Связывая развитие среднечетвертичного оледенения в долине р. Адычи со 150—200-метровым уровнем, исследователи констатировали маловероятный факт полного уничтожения в широкой 10—12-километровой долине морен и флювиогляциальных отложений этого самого мощного в четвертичной истории оледенения. В пределах 70—120-метровой террасы р. Адычи выделялся сложный комплекс ледниковых и водно-ледниковых отложений только одного (зырянского) оледенения. Новые материалы противостоят этому. Изложенные выше результаты изучения фауны террасовых

отложений, а также наличие мощного межморенного горизонта (см. рис. 17), в котором по составу флоры установлены следы значительного потепления климата, свидетельствуют в пользу отнесения нижнего горизонта морены к самаровскому оледенению.

Межледниковые песчано-галечниковые отложения включают отдельные валуны, переотложенные из морены. Местами валуны образуют линзы длиной до 100 м и мощностью до 3 м. В верхней части горизонта встречаются глинистые прослойки.

Межледниковые пески, глины, суглинки образуют тонко чередующиеся слои. В верхней части горизонта преобладают глины.

Последние два горизонта (3 и 4) заполняют узкие погребенные долины, врезанные в поверхность коренного цоколя 70—120-метровой

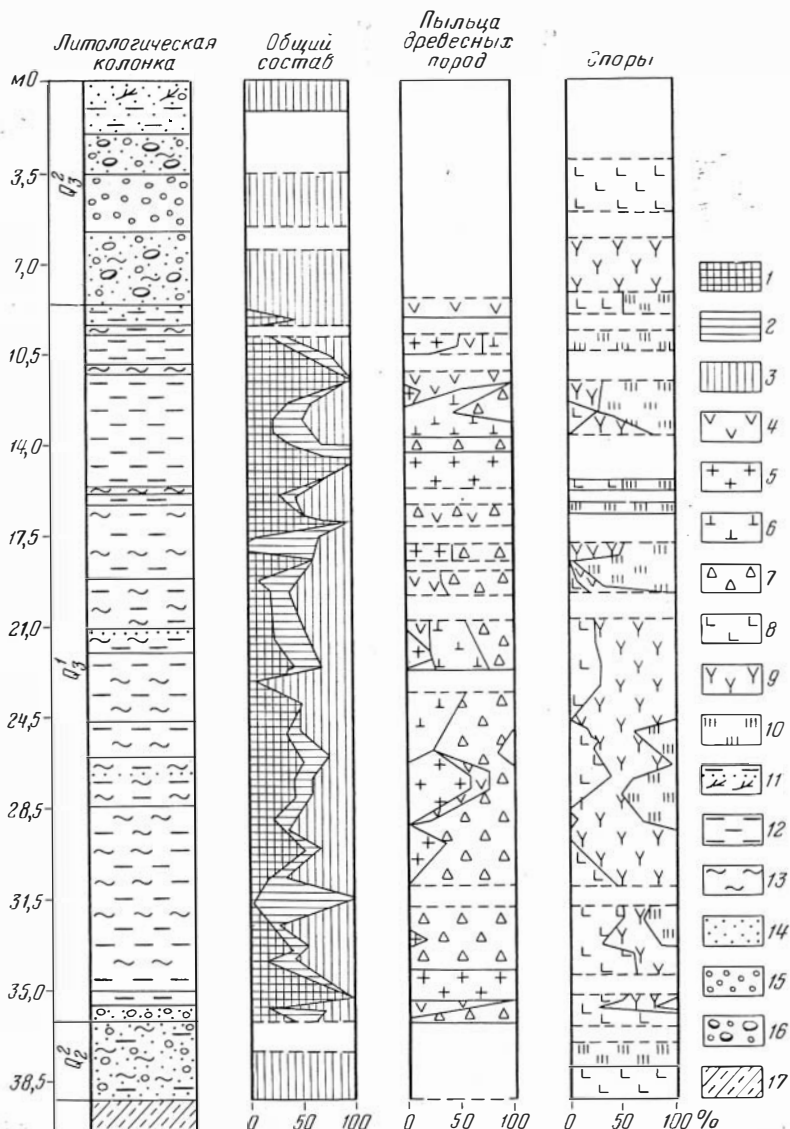


Рис. 17. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений правобережной террасы р. Адычи высотой 94 м в 1 км ниже устья ручья Веселого. Составил В. Ф. Гончаров.

1—пыльца древесных пород; 2—пыльца трав; 3—спores; 4—сосна сибирская; 5—сосна обыкновенная; 6—ольха; 7—береза; 8—зеленые мхи; 9—сфагновые мхи; 10—кочедыжниковые; 11—растительный слой; 12—ил; 13—глина; 14—песок; 15—галька; 16—валуны; 17—коренные породы

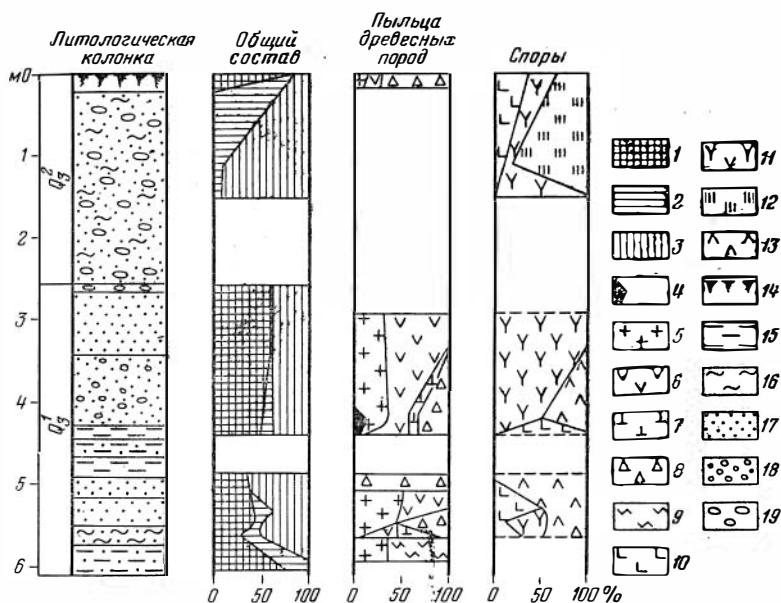


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений левобережной террасы р. Правый Дарпир в 3,5 км выше устья. Составил В. Ф. Гончаров.

1—пыльца древесных пород; 2—пыльца трав; 3—споры; 4—ель; 5—сосна обыкновенная; 6—сосна сибирская; 7—ольха; 8—береза; 9—береза карликовая; 10—зеленые мхи; 11—сфагновые мхи; 12—кочедыжниковые; 13—плаунок сибирский; 14—растительный слой; 15—ил; 16—глина; 17—пески; 18—галька; 19—валуны

террасы. Песчано-галечниковые образования относятся к нормальным русловым фациям аллювия, а песчано-глинистые осадки — к фациям водных бассейнов с затрудненным стоком. Эти два горизонта, таким образом, являются фациальными разновидностями одного аллювиального комплекса.

Спорово-пыльцевые спектры этих отложений в общих чертах сходны (рис. 17, 18). В них преобладает пыльца древесных пород, среди которых до 70% приходится на долю березы. Встречается пыльца кедрового стланика, сосны, ольхи. Среди споровых растений доминируют сфагновые и зеленые мхи, папоротниковые, встречается плаунок сибирский. Судя по спорово-пыльцевым спектрам (см. рис. 17), после отложения морен самаровского оледенения произошло потепление климата, а затем новое похолодание перед началом зырянского оледенения.

Морена зырянского оледенения по литологии сходна с самаровской мореной и представлена галечнико-валунными отложениями с примесью песка и глины. На правых притоках р. Адычи отмечено от двух до трех стадий отступления зырянского оледенения. Мощность морены изменяется от 2—3 до 40—50 м. Пыльца и споры в этих отложениях, как правило, отсутствуют. Лишь в отдельных образцах обнаружены споры зеленых и сфагновых мхов и кочедыжников (см. рис. 18).

Водно-ледниковые отложения складываются из валунов и камы зырянского оледенения. Зандровые поля характеризуются отложениями песчано-илистого материала с галькой и угловатой щебенкой. Камы обычно сложены хорошо промытыми песчано-галечниковыми отложениями с большим количеством валунов. Мощность этого горизонта местами достигает 30 м.

Аллювиальные отложения представляют собой хорошо промытые, слоистые, песчано-галечниковые отложения, образованные за

счет перебива морены и водно-ледниковых образований. Площадное развитие их неравномерное, мощность изменчива и достигает 20 м.

Озерно-аллювиальные песчано-галечниковые отложения содержат в средней части сильнольдистые суглинки и глины. Линзы льда достигают мощности 1—2 м. Общая мощность отложений составляет 8—10 м.

По данным палинологических анализов они характеризуются преобладанием в спектрах спор зеленых и сфагновых мхов. Указанная растительность, наряду с сильной льдистостью отложений, свидетельствует о суровых условиях времени их формирования, вероятно, соответствующего сартанской стадии оледенения.

Последняя стадия зырянского оледенения проявилась в вершинах правых притоков р. Адычи, берущих начало с хр. Черского и хр. Боронг. Льды этой стадии не достигали современной долины р. Адычи, однако некоторое влияние на климат прилегающих территорий несомненно оказывали. Последнее обстоятельство зафиксировано в спорово-пыльцевых спектрах.

После формирования комплекса отложений адычанской толщи русло р. Адычи сместилось к правому борту долины, где освоило узкую (100—200-метровую) зону разлома, омоложенного в конце позднечетвертичного времени. Интенсивный врез р. Адычи в пределах этой ослабленной зоны завершился выработкой узкого каньона глубиной до 80—100 м от поверхности древней долины. Врезание постепенно распространилось по долинам ее крупных и мелких притоков, для которых Адыча служила местным базисом эрозии. В пределах Адычанской впадины врезание несколько компенсировалось относительным опусканием территории и составило не более 30—40 м.

В голоцене периоды относительного поднятия бассейна р. Адычи сменялись периодами опускания. Это привело к накоплению погребенного аллювия и аллювия низких террас высотой 14, 8 и 3 м.

Погребенный аллювий представлен песчано-галечниковыми отложениями с небольшим количеством валунов. Это типичные русловые образования, залегающие в погребенных, сравнительно узких (до 100 м) долинах ниже современного русла. Мощность аллювия достигает 20 м.

Аллювий низких террас высотой 3—14 м представлен в нижней части разрезов песчано-галечным материалом, в верхней — песчано-суглинистыми осадками с погребенными растительными слоями и маломощными пластами торфа. Мощность отложений обычно определяется высотой террасы и колеблется в пределах 3—14 м.

Судя по палинологическим данным проб из разреза 8-метровой террасы рек Джельках и Ирюнджа, полученным А. Н. Смирновой, во время формирования слагающих ее осадков в бассейне р. Адычи произрастали светлохвойные леса с березой и ольхой в подлеске. Нижняя зона была представлена кустарничками (голубика, багульник, брусника и др.). Почва на всей площади была задернована моховым покровом. Травы произрастали на более возвышенных участках, но в очень малом количестве, и в растительном покрове играли незначительную роль. Эта растительность свидетельствует о климате более мягком, чем сейчас. Формирование осадков 8-метровой террасы, вероятно, совпадало со временем климатического оптимума в голоцене.

Из нижней части разреза этой террасы несколько образцов исследовалось Е. М. Михеенко в Якутском геологическом управлении. В них установлена богатая диатомовая флора, имеющая широко географическое распространение.

Диатомовая флора содержит 81 вид, среди которых доминируют *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Ktz., *Fragilaria constricta* Ehr., *Eunotia exigua*

var. *compacta* Hust., *E. monodon* Ehr., *E. parallela* Ehr., *E. polydentula* Brun., *E. praerupta* Ehr. var. *bidens* (N. Sm.) Grun., *E. pseudopectinalis* Hust., *E. triodon* Ehr., *E. valida* Hust., *Stauroneis anceps* Ehr., *S. phoenicenteron* Ehr., *Pinnularia subcepitata* Gred., *Caloneis silicula* var. *alpina* Cl., *Cymbella gracilis* (Rabh.) Cl., *C. heteropleura* var. *minor* Cl. и др.

В составе диатомовых водорослей, таким образом, преобладают обитатели стоячих и медленно текущих вод. Часто встречаются формы, типичные для торфяных болот. Около 35% составляют североальпийские виды: *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib., *Fragilaria constricta* Ehr., *Eunotia denticulata* (Breb.) Rabh. и многие другие.

Такой состав флоры свидетельствует об отложении осадков в неглубоком зарастающем старичном водоеме.

Отложения пойменных террас высотой 3 м сложены, как правило, в верхней части песками и суглинками с погребенными почвами и древесными остатками, в нижней — песчано-галечниковыми отложениями. В пыльцевых спектрах террас установлены современные растительные комплексы.

Рассмотренный материал позволяет составить следующий сводный разрез неоген-четвертичных отложений бассейна р. Адычи:

1. Наиболее древними являются песчано-галечные, песчаные и глинистые отложения Дербекинской впадины. Возраст их условно считается позднеплиоценовым.

2. Стратиграфически выше располагается доледниковый аллювий первой половины среднечетвертичного отдела, выявленный в Туостахской и Адычанской впадинах.

3. Доледниковый аллювий в Адычанской впадине перекрыт комплексами ледниковых, межледниковых и послеледниковых отложений, что указывает на непрерывное осадконакопление на протяжении второй половины среднечетвертичной и позднечетвертичной эпох.

4. В Туостахской впадине доледниковый аллювий перекрыт осадками, сформировавшимися в казанцевское межледниковье и, частично, во время зырянского оледенения.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОБНАЖЕНИИ МУС-ХАЯ

[низовья р. Яны]

В урочище Мус-Хая расположен один из опорных разрезов четвертичных отложений Приморской низменности высотой 22—30 м. По-якутски Мус-Хая означает ледяная гора. Этим названием обнажение обязано мощным жилам ископаемых льдов, пронизывающих его до основания.

Обнажение издавна привлекало внимание геологов, во-первых, своей относительной доступностью для изучения вследствие подмыва р. Яной мощной толщи осадков, во-вторых, обилием ископаемой фауны, позволяющей установить возраст вмещающих отложений.

Впервые обнажение Мус-Хая посетил в 1885 г. А. А. Бунге, собравший здесь свыше 50 костей четвертичных млекопитающих. Впоследствии всю коллекцию, собранную А. А. Бунге в бассейне р. Яны, включая костные остатки с указанного обнажения, обработал и описал И. Д. Черский (1891).

Большой интерес представляют также исследования в бассейне р. Яны, предпринятые Э. В. Толлем, К. А. Воллосовичем, П. А. Шумским, А. И. Поповым, Н. Ф. Григорьевым, Н. Н. Романовским, Н. П. Куприной и Б. И. Втюриным.

Описанию литологии осадков и строения ископаемых льдов обнажения Мус-Хая посвящена значительная часть работы Е. М. Катасонова (1954 г.). Е. М. Катасонов установил трехчленное строение разреза,

указав на длительный период его формирования от второй половины среднего до конца позднего плейстоцена¹.

В результате детального изучения обнажения нами обнаружен нижний, четвертый горизонт плотных глинистых алевроитов темно-бурого цвета (рис. 19, горизонт А). Алевроиты расслаиваются на мелкие слойки

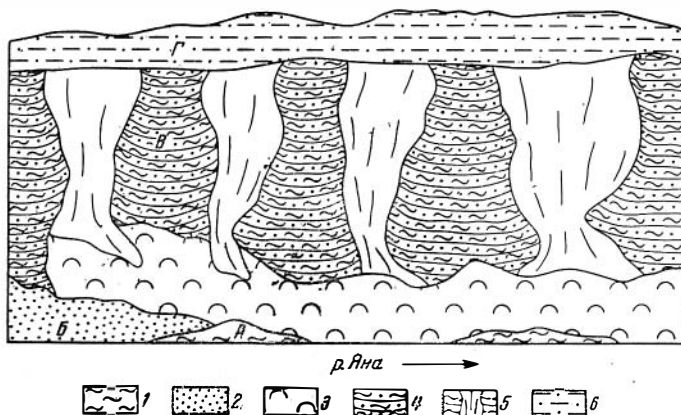


Рис. 19. Схема залегания четвертичных отложений в обнажении Мус-Хая. Составил В. Ф. Гончаров

1 — алевроиты; 2 — пески; 3 — обвальное-осыпные отложения; 4 — льдистые суглинки и супеси; 5 — жильные льды; 6 — покровные супеси; А, Б, В, Г — литологические горизонты

толщиной 1—2 мм, представляющие собой чередование разных по гранулометрическому составу фракций. Это чередование типа ленточной слоистости, вероятно, связано с сезонным изменением твердого стока. В алевроитах равномерно рассеяны сильно измельченные органические остатки, придающие всей толще буроватый оттенок. Видимая мощность отложений не превышает 0,5—1 м. Алевроиты лишь в двух пунктах выходят над урезом реки. Этот горизонт, вероятно, имеет более широкое развитие, однако постоянное вытаивание летом ледяных жил приводит к обрушению суглинков и к накоплению у подножия мощной толщи оплывшего материала, скрывающего нижнюю часть обнажения.

На алевроитах с размывом залегает горизонт желтовато-серых среднезернистых песков с едва заметной горизонтальной слоистостью (см. рис. 19, горизонт Б). Видимая мощность песков составляет около 1,5 м. Как установлено бурением, проведенным сотрудниками Института мерзлотоведения АН СССР, пески уходят под урез реки и залегают на коренных породах на глубине около 2 м. По-видимому, в той части обнажения, где производилось бурение, ниже лежащий горизонт алевроитов или выклинивается, или трудно отличим от тонких песков при бурении скважин в вечной мерзлоте.

Подобное залегание желтовато-серых песков на тонких алевроитах установлено буровыми скважинами в 30—40 км к юго-западу в долине р. Маркой Юрэге. В обнажении Мус-Хая, по сравнению с долиной р. Маркой Юрэге, разрез как бы сжат по вертикали в результате значительного размыва кровли тех и других отложений.

На размытой поверхности песков и алевроитов залегает 20—25-метровая толща льдистых суглинков и супесей с линзами и прослоями торфа, пронизанная мощными ледяными жилами (см. рис. 19, горизонт В).

¹ Нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен соответствуют отделам четвертичной системы в объеме, принимаемом организациями Министерства геологии и охраны недр СССР.

Суглинки тонкие, серого цвета, с большим количеством органических остатков. Процесс разложения органических остатков еще продолжается, поэтому для всей толщи характерен гнилостный запах. Часто попадаются кусочки коры березы и лиственницы, однако крупные ветки деревьев встречаются крайне редко. На контакте с ледяными жилами края слоев изогнуты вверх. Льды имеют разную мощность, колеблющуюся от 4 до 20 м по вертикали, в ширину до 6—8 м. Лед преимущественно чистый в верхней части и более загрязненный в основании. Отмечается четкая вертикальная слоистость в ледяных жилах. По объему льды в обнажении составляют не менее 50%. Льды, подобные льдам обнажения Мус-Хая, многие мерзловеды (А. И. Попов, П. А. Шумский, Е. М. Катасонов, Н. Н. Романовский и др.) относят к сингенетичным повторно-жильным и связывают их формирование с накоплением аллювия пойменных фаций и одновременным ростом ледяных жил в условиях опускания территории.

Нам представляется, что пойменный режим не объясняет всех особенностей строения суглинков, включающих ископаемые льды. С. Ф. Бискэ (1957) и Ю. П. Баранова (1957) относят суглинки Приморской низменности к озерно-аллювиальным образованиям. Мы присоединяемся к этой точке зрения. Суглинки обнажения Мус-Хая по всем признакам имеют также озерно-аллювиальный генезис. Особенности строения и тонкий состав суглинков, наличие большого количества органических остатков, а главное, их широкое площадное развитие свидетельствуют, скорее всего, о формировании отложений в условиях обширных проточных озер, распространенных в пределах Приморской низменности во вторую половину позднего плейстоцена.

Самую верхнюю часть обнажения составляют покровные супеси желтовато-серого цвета со слабозаметной горизонтальной слоистостью (см. рис. 19, горизонт Г). Вытаивание ископаемых льдов на контакте с покровными образованиями приводит к просадке грунта и образованию байджерахов.

Вверх по течению реки обнажение постепенно понижается до 10—15 м. Вопрос о том, что представляет этот 10—15-метровый уровень — генетически однородное образование с разрезом Мус-Хая или причлененную террасу, до последнего времени не был решен, так как установить это из-за мощного покрова делювия было трудно. Различное высотное положение уровней не решало проблемы, поскольку известно, что в пределах Приморской низменности существует единая поверхность озерно-аллювиальной равнины, изъеденная термокарстом на разную глубину (Бискэ, 1957).

Ряд фактов свидетельствует о том, что 10—15-метровая поверхность является второй надпойменной террасой и причленена к третьей надпойменной террасе, соответствующей максимальным отметкам урочища Мус-Хая (22—30 м). Вторая надпойменная терраса сложена преимущественно супесями и песками в отличие от суглинистых отложений третьей террасы. Ископаемые льды имеют здесь ограниченное распространение. В береговых обрывах второй террасы они не встречаются и устанавливаются лишь по развитию на ее поверхности невысоких (0,5—0,7 м) байджерахов. Как будет показано ниже, состав ископаемой фауны этих террас также различен.

В нижней по течению части обнажения к Мус-Хая примыкает 4—5-метровая высокая пойма. Аллювий, представленный супесью с большим количеством мха и растительных остатков (стволы и корни деревьев), залегает на размытой поверхности древнего цоколя, сложенного песчаными отложениями горизонта Б.

За всю историю исследования бассейна р. Яны в обнажении урочища Мус-Хая собрано около 500 костных остатков. Наиболее крупные кол-

лекции костей собраны А. А. Бунге, Е. М. Катасоновым, Н. П. Куприной, Б. И. Втюриным и А. И. Поповым. В. Ф. Гончаровым найдено при двукратном изучении обнажения около 120 костных остатков на бечевнике и в оплывинах и девять костей извлечено непосредственно из слоев.

Собранные нами кости принадлежат восьми видам четвертичных млекопитающих¹.

1. *Bison priscus* Воj. (отдельные роговые чехлы, части черепа, обломки челюстей с зубами, отдельные зубы, берцовые кости, лучевые кости, астрагалы, пяточные кости, плюсневые кости, позвонки, ребра).

2. *Ovibos moschatus* Zimm. (часть черепа с обломками рогов).

3. *Alces alces* L. (обломки рога).

4. *Rangifer tarandus* L. (крупные и мелкие формы). Среди костей встречены обломки нижней и верхней челюсти, часть черепа изолированные зубы, несколько сброшенных рогов, тазовые, плечевые и берцовые кости.

5. *Equus caballus* L. (крупные и мелкие формы). Найдены нижние челюсти, отдельные нижние и верхние зубы, плечевая кость, большая берцовая кость, первая, вторая и третья фаланги, пястные кости.

6. *Coelodonta antiquitatis* Blum. (череп, нижняя челюсть, несколько зубов, большая берцовая кость).

7. *Mammuthus primigenius* Blum. (разные формы). Собраны зубы, нижняя челюсть, левая пяточная кость, лучевые кости, большие берцовые кости, грудные позвонки.

8. *Canis lupus* L. (большая берцовая кость).

Из сборов Н. П. Куприной этот список можно дополнить находкой бедренной кости *Lepus* sp.

П. А. Шумским, наряду с молодой мамонтовой фауной, найден череп зубра, принадлежащий, по определению Э. А. Вангенгейм, *Bison priscus* cf. *longicornis* W. Grom. В коллекции А. И. Попова наиболее древними формами, по определению Э. А. Вангенгейм, являются *Bison priscus* sf. *longicornis* и *Mammuthus primigenius* Blum. (раннего типа). Смешанный состав фауны, включающий разновозрастные формы, позволяет датировать возраст отложений Мус-Хая в пределах среднего — позднего плейстоцена. Однако дифференцировать по горизонтам эту разновозрастную фауну в обнажении Мус-Хая и на остальной территории Приморской низменности, как отмечает Н. Н. Романовский (1961), до последнего времени не удавалось.

В связи с отмеченным выше четырехчленным строением разреза Мус-Хая для целей стратиграфии важно установить, из каких горизонтов происходит более древняя фауна с мамонтом раннего типа и длинноротым зубром. К сожалению, указанные выше находки мамонта раннего типа и длинноротого зубра были собраны или в оплывинах, или на бечевнике, что затрудняет определение возраста отдельных горизонтов разреза Мус-Хая.

Во время наших исследований в 1962 и 1964 гг. удалось обнаружить несколько костей в каждом из трех верхних горизонтов разреза Мус-Хая (горизонты Б, В, Г). Не найдено остатков только в слое алевритов, выходы которых выше уреза реки встречаются редко. Эти находки дают возможность «распределить» фауну по горизонтам, т. е. попытаться определить первоначальное местонахождение фауны, собранной в оплывинах и на бечевнике.

В слое песков (горизонт Б) найдена челюсть крупного носорога *Coelodonta antiquitatis* Blum. (обр. Я-142) и зуб (обр. Р-118) *Mammuthus primigenius* Blum. промежуточной формы, близкой к мамонту раннего типа. По частоте пластин (8,5 на 10 см), заметной складчатости

¹ Определение фауны производилось нами в Геологическом институте АН СССР под руководством В. И. Громова и Э. А. Вангенгейм.

и значительной толщине эмали (1,6 мм) указанный зуб (обр. Я-118) отличается от зубов мамонтов позднего типа, найденных в толще льдистых суглинков (горизонта В). Зубы последних, как правило, имеют частоту пластин не менее 10 на 10 см, толщину эмали от 1 до 1,5 мм. Складчатость эмали не отмечается (Вангенгейм, 1961).

Как известно, остатки мамонта раннего типа на Северо-Востоке СССР обычно встречаются в отложениях, синхронных максимальному оледенению, т. е. в отложениях второй половины среднего плейстоцена (Вангенгейм, 1961). Остатки мамонта позднего типа характеризуют осадки второй половины верхнего плейстоцена, синхронные ледниковым образованиям следующего оледенения (зырянского, по схеме В. Н. Сакса). Исходя из этого, можно предположить, что промежуточная форма была свойственна, вероятно, межледниковью, т. е. первой половине позднего плейстоцена.

В последующее время получены данные, подтверждающие это предположение. В песках междуречья Яны и Омолая, относимых М. Ф. Дементьевым, О. А. Ивановым и Б. В. Буровым по геоморфологическим данным и условиям залегания ко второй половине среднего плейстоцена, обнаружены аналогичные янским по строению и размерам зубы мамонта промежуточной формы. Отсутствие в этих песках находок настоящего мамонта раннего типа наряду с отсутствием льдистости, их стратиграфическое положение между двумя горизонтами сильнольдистых алевроитов и суглинков местами с мощными жилами ископаемых льдов (долина р. Маркой Юрге) не позволяет согласиться с датировкой возраста, предложенной М. Ф. Дементьевым, О. А. Ивановым и Б. В. Буровым. Нижний, подстилающий пески горизонт льдистых алевроитов по аналогии с другими районами представляет собой образование, синхронное по времени максимальному оледенению второй половины среднего плейстоцена. Спорово-пыльцевые спектры, ввиду малого количества спор и пыльцы в образцах, не выразительны. Однако, судя по приведенным данным в отчете М. Ф. Дементьева, О. А. Иванова и Б. В. Букова, в этих песках присутствует ряд форм елей и сосен, отсутствующих в верхнем горизонте льдистых суглинков. В соответствии с изложенным, нам представляется более правильным относить указанные пески к межледниковому периоду, т. е. к первой половине позднего плейстоцена. Эти пески как по внешнему виду, так и по составу сходны с песками разреза Мус-Хая. Однако вследствие размыва мощность песков в обнажении Мус-Хая не превышает 1,5 м, тогда как на междуречье они достигают мощности порядка 30—40 м. На бечевнике вблизи уреза Яны найдено еще несколько зубов мамонта промежуточной формы, которые по всей вероятности, происходят из толщ песков.

Таким образом, указанные пески горизонта В могут быть отнесены по находкам зубов мамонта промежуточной формы к межледниковым отложениям, а подстилающие их сильно размывшие алевроиты, вероятно, формировались во время максимального оледенения горных районов. Возможно, именно из этой толщи алевроитов происходят остатки *Mammuthus primigenius* (раннего типа), *Bison priscus* cf. *longicornis* и челюсти очень крупных лошадей (обр. Я-180 и Я-181).

В горизонте льдистых суглинков (В) найден верхний коренной зуб (М³) мамонта (обр. Я-122). Судя по количеству пластин (более 18), их частоте (11,5 на 10 см), толщине эмали (1,3 мм) и другим измерениям, этот зуб принадлежит мамонту позднего типа. В оплывинах, сложенных льдистым суглинком, выше кровли отложений горизонтов А и Б собрано несколько обломков роговых стержней *Bison priscus deminutus* W. Grom. и свыше 50 костных остатков, принадлежащих *Bison priscus* Boj, *Rangifer tarandus* L., *Equus caballus* L., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Mammuthus primigenius* Blum.

Наиболее важное стратиграфическое значение из собранных в горизонте льдистых суглинков костей имеет *Mammuthus primigenius* (позднего типа). На Северо-Востоке СССР фауна, включающая эту форму и *Bison priscus deminutus*, характеризует осадки второй половины позднего плейстоцена, обычно сопоставляемые с зырянским оледенением горных районов. Такому заключению не противоречат данные спорово-пыльцевых анализов (Гитерман, Куприна, 1960). Как известно, пыльца в суглинках хорошо сохраняется и содержится в больших количествах. Однако в толще льдистых суглинков разреза Мус-Хая пыльцы и спор мало. Лишь в отдельных образцах обнаружены пыльца и споры, достаточные для подсчета. Спорово-пыльцевые спектры, полученные Р. Е. Гитерман, весьма бедны в видовом отношении. Здесь господствует пыльца травянистых растений с небольшой примесью древесных пород (в основном карликовой березы и ольхи). Присутствие таких холодолюбивых форм, как *Selaginella sibirica* и *Cerastium maximum*, указывает на тундровые условия времени формирования суглинков.

В верхнем горизонте (Г) покровных суглинков Мус-Хая на склоне байджедраха А. И. Поповым найдена хорошо сохранившаяся челюсть очень мелкой лошади, строение зубов и размеры которой сходны с остатками лошадей из отложений 10—15-метровой террасы, примыкающей к разрезу Мус-Хая, и такой же террасы в районе урочища Хаттырык, в 20 км ниже по течению реки. Можно предполагать, что формирование покровных суглинков и аллювия II надпойменной террасы р. Яны разделено сравнительно небольшим интервалом времени. Из отложений 12—15-метровой террасы урочища Хаттырык определены кости очень мелких форм *Bison priscus* Boj., *Ovibos moschatus* Zimm., *Rangifer tarandus* L., *Equus caballus* L., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Mammuthus primigenius* Blum. (позднего типа). Аналогичная фауна собрана в 12—15-метровой террасе, примыкающей к разрезу Мус-Хая. Это обстоятельство, наряду с одинаковым гипсометрическим положением и литологическим сходством отложений, указывает на одновозрастность этой террасы в разных частях долины р. Яны.

В связи с тем, что фауна льдистых суглинков характеризует осадки, синхронные по времени зырянскому оледенению, более молодая фауна 12—15-метровой террасы в районе обнажения Мус-Хая и урочища Хаттырык, несущая следы деградации и измельчения, вероятно, характеризует осадки самого конца позднего плейстоцена (сартанское время). Следует отметить, что именно в этих осадках найдено наибольшее количество костных остатков, что, вероятно, объясняется большой численностью популяций и развитием обширных заболоченных участков в пределах приморской озерно-аллювиальной равнины, где создавались благоприятные условия для захоронения. В 10—15-метровой террасе около обнажения Мус-Хая нами обнаружено целое кладбище ископаемой фауны, в котором захоронено не менее 10—12 особей мамонтов. Совместное нахождение сочлененных частей скелета одной особи указывает на одинаковый возраст фауны и вмещающих ее отложений.

Таким образом, в обнажении Мус-Хая выделяются четыре горизонта, которые по остаткам фауны и условиям залегания можно стратифицировать по возрасту. Алевриты нижнего горизонта А предположительно относятся ко второй половине среднего плейстоцена и, по-видимому, синхронны по времени максимальному оледенению горных районов. Пески горизонта Б по целому ряду фактов относятся к межледниковым, а горизонты льдистых суглинков (В) и покровных суглинков и супесей (Г) — ко второй половине позднего плейстоцена. Причлененная к обнажению Мус-Хая 10—15-метровая терраса сопоставляется по времени с сартанской стадией последнего оледенения.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КАЙНОЗОЯ
СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Восстановление истории палеогеографического развития Северо-Востока СССР, как и любого участка страны, должно производиться с учетом не только структурно-тектонического фактора, создающего основу формирующегося рельефа, но и степени воздействия на рельеф экзогенных факторов в зависимости от климатических условий и развития географической среды в целом. Необходимо признать, что для ранних этапов кайнозоя такой учет произвести очень трудно, а подчас и невозможно в силу как слабой разработанности методов реконструкции палеоклиматов, так и вследствие еще недостаточной биостратиграфической изученности. Больше материалов имеется для палеогеографических реконструкций по четвертичному периоду, однако такие вопросы, как, например, развитие речной сети в зависимости от климатических колебаний, характер, режим ледников и степень воздействия их на рельеф, даже и для этого недалекого прошлого не могут считаться еще окончательно и однозначно решенными.

В настоящей главе мы попытаемся произвести палеогеографический анализ преимущественно для ранних и средних этапов кайнозоя в связи с тем, что в последние годы наше внимание было направлено на изучение палеогеновых и неогеновых отложений, выполняющих новейшие внутригорные впадины. В этой главе больше внимания обращается на реконструкцию палеоклиматов, меньше — на рельеф, так как истории его развития была посвящена специальная монография, изданная в 1964 г. Кроме того, особому рассмотрению подвергается проблема существования раннечетвертичного оледенения на Северо-Востоке, поскольку этот вопрос в четвертичной палеогеографии является наиболее дискуссионным.

Анализ истории формирования рельефа Северо-Востока СССР (Баранова, Бискэ, 1964а; Баранова, 1967) показал, что в течение кайнозоя могут быть выделены четыре последовательных этапа, характеризующих смену эпох роста и дифференциации рельефа эпохами снижения его и нивелирования. Преобразования рельефа происходили на фоне заметного ухудшения климата, его возрастающей континентальности и иссушения.

К концу позднего мела — началу палеогена обширная территория Северо-Востока представляла страну с преимущественно низкоргорным рельефом, в главных орографических направлениях которого отражались структурно-тектонический план Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и формирующиеся орогенные структуры Корякско-Камчатской зоны мезозойско-кайнозойской геосинклинальной области. Для последней было характерно сочетание линейно вытянутых, сложенных палеозойскими и мезо-кайнозойскими породами антиклинорий и синклинорий, а также послемеловых прогибов.

Геологические материалы свидетельствуют о том, что на протяжении большей части палеогена, возможно, начиная еще с датского века, Верхояно-Чукотская горная страна подверглась денудационному выравниванию, наступившему вследствие снижения тектонической активности. Датско-палеогеновое выравнивание сопровождалось интенсивным химическим выветриванием и образованием коры каолинового типа. Остатки коры выветривания сохранились в погребенном состоянии на склонах хр. Бонга-тага, Кондаковского и Алазейского плоскогорий, а также в основании разрезов новейших межгорных впадин — Бугчанской, Догдинской, Борулахской, Нагаевской, Охотской, Сигланской.

В Приверхоянье каолиновые глины известны в составе линденской свиты датского возраста. В пределах Восточно-Сибирской низменности палеогеновые каолиновые глины, коррелятные выравниванию гор, развиты в основании разрезов у оз. Тас-Тас, возвышенности Джолоон-Сисэ, в долинах рек Большой и Малый Кюэгюлюр (бассейн р. Омолой), в нижней толще Деревянных гор, на о-ве Новая Сибирь (Иванов, Яшин, 1958).

В северном Верхоянье каолиновые глины Кенгдейского, Согинского грабен и быковской свиты (дельта р. Лены) синхронны этапу выравнивания. В восточных районах Верхояно-Чукотской горной страны известно еще очень мало достоверных находок коры выветривания. Так, например, имеется краткое сообщение А. И. Садовского (1962) о принадлежности к коре выветривания песчанистых пестроцветных глин, обнажающихся восточнее устья Колымы, в долинах рек Неккиевеем и Милькеры, где они залегают поверх нижнемеловых аркозовых песчаников. Возраст этой коры выветривания проблематичен и, исходя из данных А. И. Садовского, может варьировать от позднего мела до палеогена, поскольку поверх ее залегают песчанистые глины с прослоем лигнитизированного торфа, имеющего миоценовый спорово-пыльцевой спектр. А. А. Наймарк (1966а, б), ссылаясь на упомянутое сообщение, принимает миоценовый возраст коры выветривания без каких-либо убедительных аргументов, хотя и делает из этого далеко идущие выводы. Для Корьякско-Камчатской области известно указание об олигоценовой коре выветривания в основании ливланской свиты на Камчатском перешейке (Погожев и др. 1963; Егiazаров и др., 1965), однако природа ее остается невыясненной.

Достаточно большая мощность коры (до 50 м в основании мареканской свиты в Охотской впадине) позволяет предполагать, что химическому выветриванию длительное время подвергались обширные пространства с горным рельефом. О довольно большом распространении коры выветривания свидетельствует и наличие переотложенного каолинита в более молодых олигоцен-миоценовых осадках многих новейших впадин.

Тектонический режим в период выравнивания не был одинаковым. Центральная, Яно-Оймяконская часть горной страны отличалась большей инертностью; восточная (Черская) и западная (Верхоянская) окраины характеризовались дифференцированным и сравнительно неспокойным тектоническим режимом, а северная область (Восточно-Сибирская низменность) испытывала погружение. Движения были наиболее дифференцированными также и в Чукотской части мезозойд, в районе Анойского антиклинария. Области Колымского и Омолойского срединных массивов не испытывали заметных поднятий. Вследствие этого выравнивание в Верхояно-Чукотской стране имело широкое, но неповсеместное развитие. Наибольшему выравниванию подвергся рельеф Яно-Оймяконского, Алазейского и Юкагирского плоскогорий. Горная страна приобрела облик холмистой, высокой денудационной равнины с низкими горами на месте Верхоянского свода, Момского горст-антикли-

нория, горной системы Черского и Анюйского антиклинальной зоны (рис. 20). На севере денудационная холмистая равнина сопрягалась с низкими аккумулятивными равнинами озерного и озерно-речного происхождения. На побережье Охотского моря и в районах, граничащих с Корякско-Камчатской зоной, выравнивание сопровождалось небольшими излияниями плато-базальтов вдоль линий разрывных нарушений по окраине консолидированных структур мезозонд.

О достаточно теплом и влажном климате палеогена свидетельствуют как находки коры химического выветривания, так и состав растительности. Судя по макроостаткам растений, захороненным в палеогеновых отложениях, флора была теплоумеренная, лесная, с элементами субтропической и с наследниками мелового времени — *Trochodendroides*, *Menispermities*, *Glyptostrobus*. Выделение различных физико-географических зон в раннем палеогене затруднительно, так как большее число месторождений флор обнаружено в зонах устойчивого осадконакопления, преимущественно на северных низинах, тогда как горная область в этом отношении остается неохарактеризованной. На площади гор известны единичные находки палеоцен-эоценовых флор, например, в аргиллитах бассейна р. Колымы (ручей Гипотетический) с *Sequoia langsdorfii*, *Platanus* sp., *Magnolia* sp. На крайнем Северо-Востоке в континентальных осадках авековской свиты (залив Шелихова) обнаружены спорово-пыльцевые спектры эоцен-раннеолигоценового возраста. Флоры, сходные с тастахской, описаны из палеоценовых отложений хр. Рарыткин (Криштофович, 1958).

Имеющиеся немногочисленные данные позволяют предполагать, что на большей части слабо расчлененной суши Северо-Востока были развиты близкие по составу леса умеренно субтропического облика с троходендронами, секвойей, грецким орехом, буком, дубом, ильмом, ликвидамбром, платаном и магнолией. Растительность не была еще дифференцирована на зоны. Климатические условия были исключительно благоприятны для углеобразования на континентальных равнинах. В ряде мест побережья Охотского моря (Пенжинская губа) и в заливах на побережье моря Лаптевых (грабены Сого, Кенгдей) осадконакопление и углеобразование происходили в паралических условиях при периодическом проникновении морских вод на прибрежную заболоченную равнину.

Переслаивание континентальных и морских раннепалеогеновых отложений в северной части Паропольского прогиба свидетельствует о периодических проникновениях моря в глубь прогиба далеко на север, вплоть до среднего течения Анадыря. Сходные данные о режиме низкой озерно-болотной и аллювиально-озерной равнины, периодически заливаемой морем, имеются для ряда участков Пенжинского прогиба и восточной части Анадырской низменности. Отсутствие необходимых полных стратиграфических материалов не позволяет уверенно предполагать существование единого морского пролива в раннем палеогене между Анадырским и Пенжинским заливами, вблизи которых, судя по наличию мощных терригенных, фаунистически охарактеризованных отложений, в это время сохранялся морской режим.

Растительность на берегах Пенжинского залива включала характерных представителей эоценовой флоры: *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *M. grandi* Pojar., *Taxodium tinajorum* Heer, *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Platanus areroides* (Goepp.) latifolia Know., *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Viburnum nordenskiöldi* Heer, *Populus latior* A. Br., *P. balsamoides* Goepp., *Juglans picroides* Heer, *Quercus gröenlandicus* Heer, *Betula brongniartii* Ett. и др. (определения А. Ф. Ефимовой). Более бедный, но сходный по составу комплекс растительных остатков известен для отложений чукотской свиты в районе бухты Угольной на

северо-восточной оконечности Корякского нагорья и в южной части хр. Пекульней.

Весь комплекс растительности раннего палеогена крайнего Северо-Востока также характеризует его климат как влажный, теплый, приближающийся к субтропическому.

Среди морской фауны в отложениях раннего палеогена вблизи Пенжинского залива и в районе бухты Угольной, по данным А. Д. Кочетковой (1959) и М. И. Бушуева (1951) отмечается большое количество стеногалинных форм, принадлежащих к родам *Nuculana*, *Acila*, *Macoma* и другим, а в кырранайской свите — кораллов *Crassatellites* (*C. cf. uvasana* Gabb.), что свидетельствует о свободном проникновении больших масс океанических теплых вод в шельфовую зону Пенжинского и Анадырского заливов. В отличие от этого в морских и, отчасти, паралических условиях западной части Анадырской низменности, Пенжинского, Парапольского прогибов и западного окончания Аляктаваамского прогиба, а в раннем олигоцене и в Опухско-Пекульнейском и Олюторском прогибах заметно преобладание эвригалинных форм, относящихся к родам *Cyrena*, *Corbicula*, *Lingula*. Последнее может свидетельствовать о частых опреснениях, очень небольших глубинах и подвижности водных масс, т. е. об условиях, характерных для мелководных, далеко вдающихся в сушу морских заливов, подвергавшихся частым колебаниям уровня моря и периодически осушавшихся.

Изменение литологического состава отложений от тонкозернистых песков, алевроитов и глин в древних палеоценовых толщах до грубых песков и галечников в более молодых, раннеолигоценых толщах является показателем постепенного возрастания контрастности рельефа в области Корякского нагорья, развивавшегося на антиклинальных поднятиях Корякско-Камчатской зоны.

К раннему олигоцену относится развитие Олюторского прогиба как части Восточно-Камчатского геосинклинального прогиба, затопленного морем вплоть до верховьев р. Вывенки.

Во второй половине олигодена в **формировании ландшафтов** Северо-Востока СССР произошли заметные изменения. В области мезозойд в начале палеогена тектонический режим был несколько ослабленным, а в середине олигодена стал интенсивным. В это время на территории мезозойд начинается новейшее, орогенное развитие страны, омоложение рельефа, рост гор, усложнение морфоструктурного плана. Большое значение приобрели дифференцированные дизъюнктивные дислокации, связанные с обновленными глубинными разломами и новообразованными разрывными нарушениями менее глубокого заложения. Блоковые и сводовые структуры создали сложное мозаичное строение, рельеф стал более контрастным и дифференцированным, однако в нем сохранился унаследованный с мезозоя общий генеральный структурный план.

В связи с развитием крупных и дифференцированных поднятий участки размыва и седиментации оказались разобщенными друг от друга. Размыву и расчленению подверглись все поднятые сводовые и блоковые горы, осадконакопление внутри горной страны локализовалось во внутригорных впадинах. На прилегающих с севера равнинах поднятия проявились в повсеместном размыве палеогеновых глин. Перекрывающие их пески хапчанской свиты во всех известных разрезах бассейна р. Омолой (см. главу II), на берегу оз. Тас-Тах и в возвышенности Джолоон-Сисэ ложатся с глубоким размывом. Судя по различным высотным отметкам поверхности размыва, рельеф, сформированный на палеогеновых отложениях, отличался амплитудами до 15—30 м и, следовательно, был не равнинным, а холмистым, с более высокими (до 100—150 м) останцами, состоящими из коренных (юрских и меловых) пород. Среди внутригорных впадин могут быть выделены впадины, унаследованные от

зон древних глубинных разломов, совпадающих с простиранием мезозойских структур, но возникшие как наложенные образования, не приспособляющиеся к структурным особенностям участков земной коры, на которых они развились. К многим внутригорным впадинам приурочена речная сеть, которая заложилась в связи с перестройкой и омоложением рельефа. Направление рек обуславливалось планом обновленных, но унаследованных от мезозойских структур. Таким образом, сформировалась крупная речная система Пра-Яны, отличавшаяся весьма разветвленным бассейном и вбравшая в себя воды с верховьев р. Индигирки, многих ее левых притоков и частично правых притоков р. Алдан.

Другой крупной речной системой была Челомджа-Ямская, приуроченная к одноименным впадинам на побережье Охотского моря. Она была ориентирована в субширотном направлении и впадала в Пенжинский залив. Очертания береговой линии Охотского моря в олигоцене мало отличались от прежних. Как и в раннем палеогене, суша простиралась далеко на юг, в область современного Охотского моря, а Пенжинский залив глубоко вдавался на северо-восток, периодически соединяясь с ингрессировавшими на запад водами Анадырского залива и отчленяя островную сушу растущих корякских структур от мезозойского континента.

Орогенный характер тектонических движений в Верхояно-Чукотской горной стране сохранялся до середины миоцена. В результате был создан горный рельеф, абсолютные отметки и степень расчленения которого хотя и не достигли современных, но характеризовались достаточно большими величинами. Рельеф приобрел облик средне- и низкогорного, с четко выделявшимися хребтами на месте современных горных систем Черского, Верхоянской и Анюйской. Водораздел между реками Охотского и Полярного бассейнов располагался южнее современного. С севера область горного рельефа окаймлялась обширными равнинами (рис. 21). Береговая линия, возможно, совпадала с крутым уступом шельфа, располагавшимся к северу от Новосибирских островов и выраженным в настоящее время изобатой в 200 м.

Орогенез обусловил глубокую денудацию толщ осадочных пород, смыв древней коры выветривания, расчленение и уничтожение поверхности датско-палеогенового выравнивания.

Конец палеогена ознаменовался на Северо-Востоке заметным ухудшением климата. Флоры этой эпохи показывают, что климат стал более прохладным и сухим по сравнению с началом периода. Эти изменения климата были вызваны, очевидно, не только общепланетарными причинами и тем перемещением центров циркуляции атмосферы, которое было обусловлено перераспределением крупных областей суши и моря (олигоцен — эпоха трансгрессий в Евразии), но и резкой активизацией неотектонических движений, проявившихся в увеличении контрастности рельефа. В результате воздымания горных сооружений в области мезозойской складчатости Восточно-Сибирская низменность оказалась отгороженной и в климатическом отношении почти изолированной от влияния более теплых южных воздушных масс.

В настоящее время накапливается все большее количество данных, подтверждающих представления о том, что климатам прошлого были свойственны смены фаз похолоданий и потеплений, принципиально сходные с теми, которые известны для четвертичного периода.

П. И. Дорофеев (1964) на основании изучения флор Евразии высказал мнение о неоднократном смещении физико-географических зон и, в частности, о наибольшем продвижении теплолюбивых флор на север в эоцене и обратной миграции их в связи с похолоданием в олигоцене. О колебаниях климата на протяжении палеогена и неогена на Сахалине и Камчатке и зависимости этих колебаний от перестроек рельефа, изме-

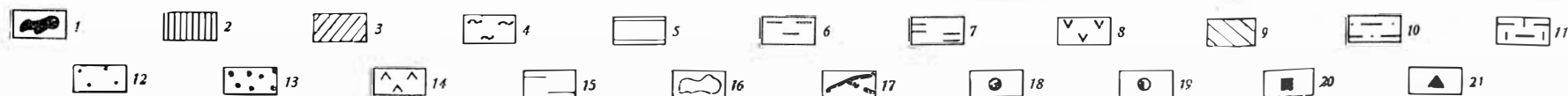
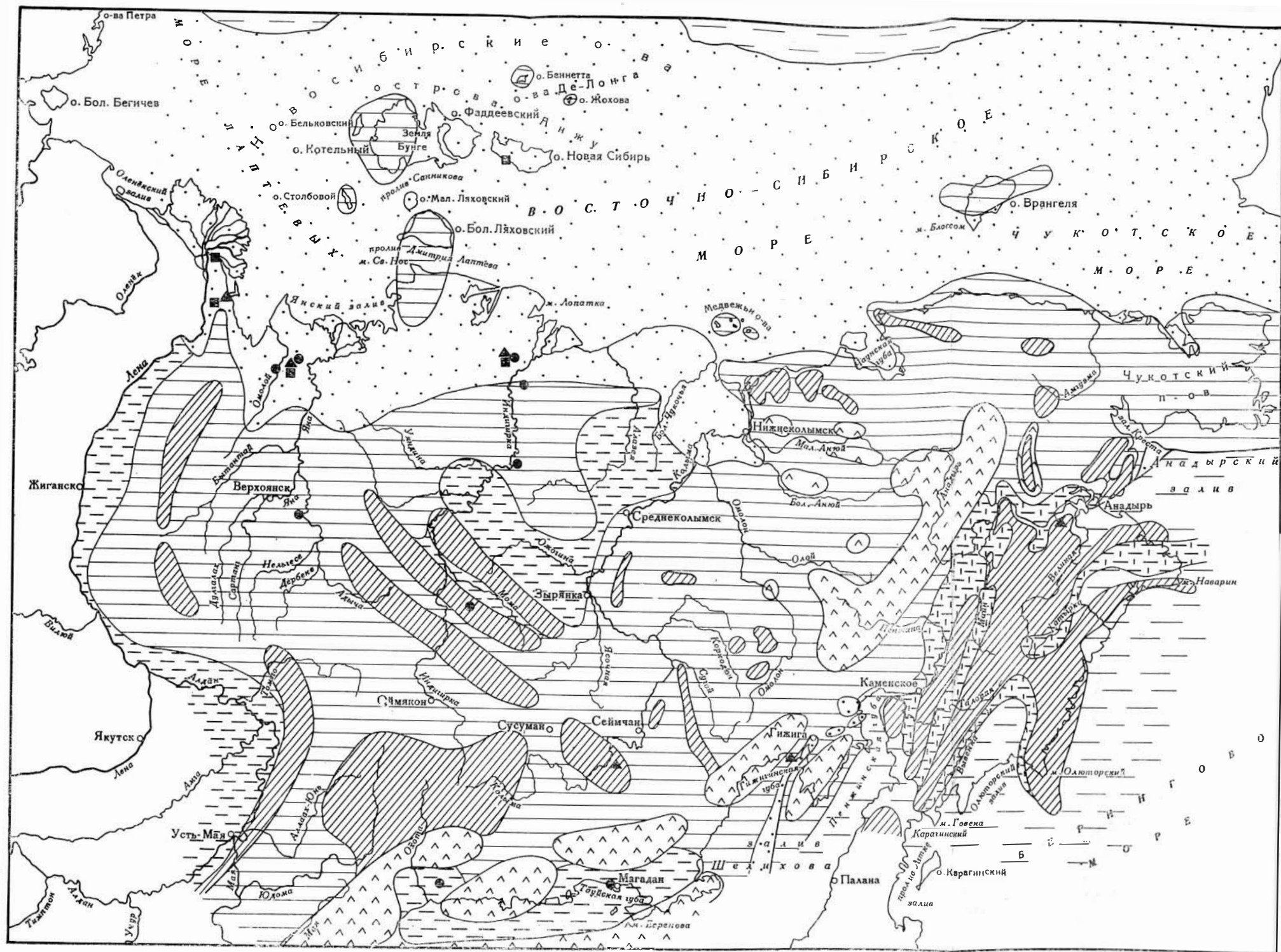


Рис. 20. Палеогеографическая схема позднего эоцена — раннего олигоцена. Составили Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ.

Условные обозначения к рис. 20—22 и 24—26.

Денудационный рельеф: 1—горы высокие; 2—горы средние; 3—горы низкие; 4—холмисто-увалистые предгорья и возвышенные равнины; 5—холмисто-увалистый рельеф с поверхностями выравнивания; 6—низкая равнина; 7—плоскогорье; 8—вулканогенная равнина; 9—суша без разделения. Аккумулятивный рельеф: 10—прибрежно-лагунная равнина; 11—прибрежная равнина, периодически заливаемая морем; 12—низкая озерно-аллювиальная равнина; 13—высокая озерно-аллювиальная равнина; 14—вулканическая равнина; 15—подводная морская равнина; 16—горно-долинные ледники; 17—древняя речная сеть. Местонахождения коры выветривания: 18—в погребенном состоянии; 19—переотложенной в более молодых осадках; 20—местонахождения каолиновых глин, коррелируемых датско-палеогеновому выравниванию; 21—точка нахождения умеренно-теплых флор.

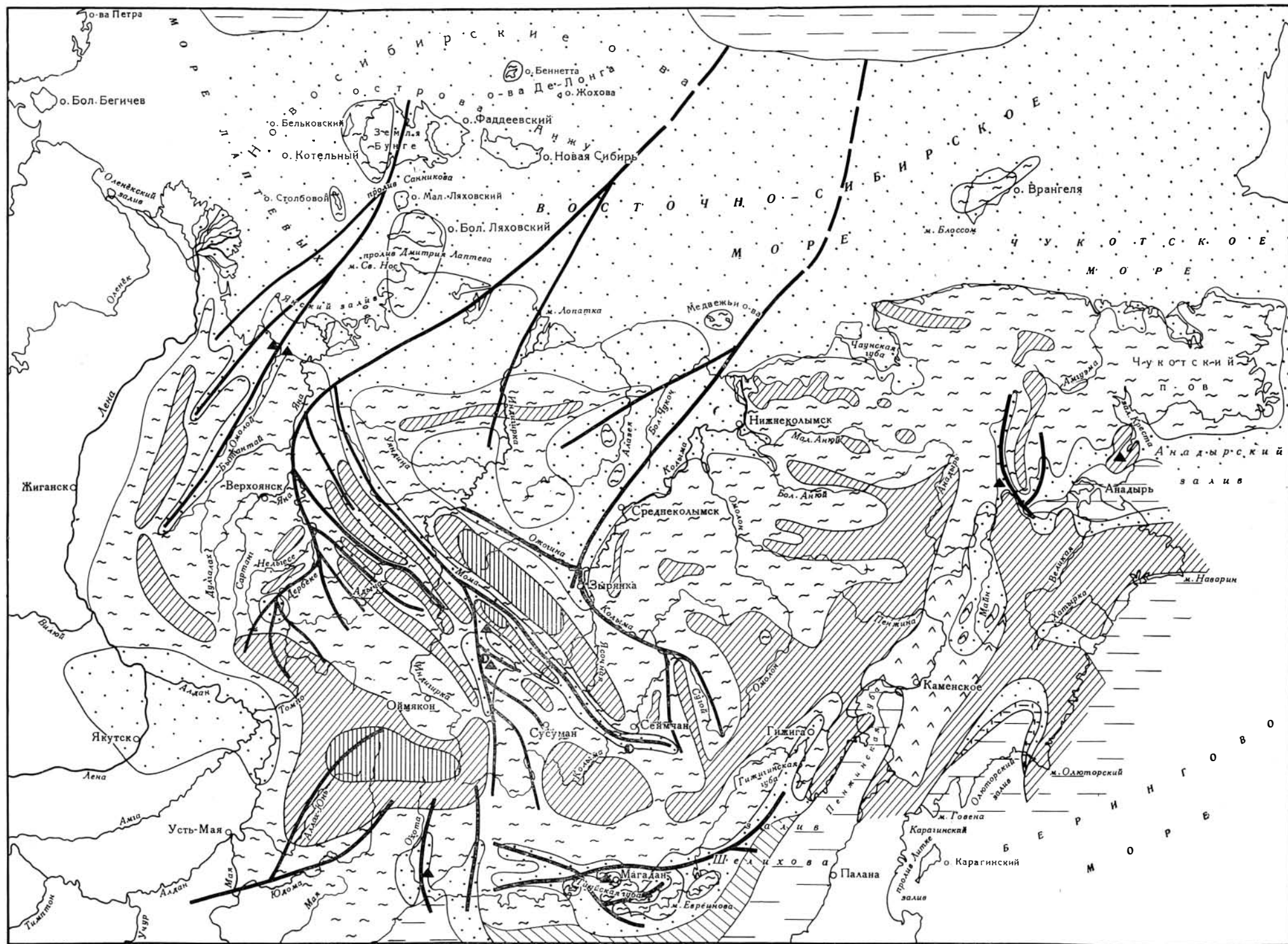


Рис. 21. Палеогеографическая схема среднего миоцена. Составили Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ.
Условные обозначения см. на рис. 20

нений в распределении суши и моря, осушений и обводнений Берингова пролива писал Г. М. Власов (1964).

Для территории Северо-Востока материалы по истории развития растительности еще недостаточны, чтобы судить о колебаниях климата. Из нашего поля зрения за небольшими исключениями выпадают флоры палеоценового, эоценового и раннеолигоценового времени. Отсутствуют также данные по позднемiocеновым и раннечетвертичным флорам.

Имеющиеся материалы по позднемеловым — раннепалеогеновым флорам и по флорам позднего олигоцена и миоцена, особенно хорошо изученным П. И. Дорофеевым, по некоторым новым сборам, в том числе и нашим, показывают, что растительность позднего олигоцена и миоцена весьма существенно отличалась от датско-раннепалеогеновой. Из состава древней растительности исчезли все меловые реликты, значительно сократилось число широколиственных, причем вымерли платаны, ниссы, магнолии. Вместе с тем состав олигоцен-миоценовых флор пополнился многими древними видами родов *Betula*, *Alnus*, *Populus*. Сохранились еще *Fagus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Acer*, *Juglans*, из древних хвойных *Taxodium* и *Metasequoia*. Достигая расцвета роды *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Larix*.

Эти флоры характеризуются уже господством хвойных и присутствием элементов растительности более умеренного облика. Обеднение флор осуществлялось постепенно, с приобретением все более умеренных и холодолюбивых формаций.

Для растительности миоценового времени Северо-Востока СССР характерна более заметная дифференциация по зонам и даже провинциям. Проявилась и вертикальная поясность вследствие общего поднятия страны и усложнения ее горного рельефа.

Северные низины и равнины, открытые к заливам Берингова моря, в результате проявления муссонного режима в позднем олигоцене еще были покрыты типичными тургайскими лесами (омолойская, рарыткинская флоры) с доминантами теплоумеренного облика и отдельными представителями субтропической растительности.

В миоцене на равнинах большее распространение получили хвойные породы. Постепенно они стали доминирующими и определили установление таежных формаций.

Сравнение комплексов ископаемых растений из разных районов Северо-Востока показывает, что вследствие орографической обособленности в отдельных внутригорных впадинах возникали местные климатические условия, способствовавшие формированию хотя и сходных, но в то же время различающихся между собой флор. Так, например, различными являются одновозрастные флоры нагаевской и мареканской толщ на Охотском побережье. Среди них наиболее суровой, умеренной и горной флорой таежного облика является нагаевская. Ей противостоит более теплоумеренная мареканская флора, в которой заметное участие принимают широколиственные древесные породы, что объясняется, по-видимому, влиянием теплых морских вод, проникавших из южных дальневосточных морей. Об этом свидетельствует однотипность мареканской и одновозрастной ей сахалинской морской фауны.

Нагаевская флора, наоборот, типично континентальная, сформировавшаяся, вероятно, в условиях изолированной впадины, отгороженной горами от проникновения южных воздушных масс.

Относительно теплолюбивые олигоцен-миоценовые флоры выявлены в койнатхунской толще, вблизи Анадырского залива. Расположенные недалеко от моря, но уже горные, более умеренные, в основном таежные флоры обнаружены в пекульнейвеемской толще у подножия западного склона хр. Пекульней. Однако в этих флорах сохранились еще древние хвойные, представленные, в частности, *Metasequoia disticha*.

Вертикальная поясность в горах Северо-Востока в позднем олигоцене и миоцене была уже достаточно четко выражена (Дорофеев, 1964). Долинные смешанные леса на склонах гор сменялись таежными формациями, включавшими темнохвойные породы, с высотой они разрежались и заменялись светлохвойной, преимущественно лиственничной тайгой.

В районе Корякского нагорья в конце позднего олигоцене и начале миоцена продолжалось погружение прогибов и воздымание разделяющих их антиклинорий. Море образовывало мелководные заливы, граничащие с участками растущего низкогорного рельефа в низовьях Анадыря, по Пенжинскому, Паропольскому, Олюторскому, Опухско-Пекульнейскому прогибам. Отмечается активизация вулканизма, нередко в форме подводных излияний.

Большая мощность олигоценых и нижнемиоценовых толщ морских конгломератов, туфопесчаников и аргиллитов, порядка 4500—4800 м в Олюторском прогибе (ильпинская свита), свидетельствует о значительном поднятии примыкающих гор и энергичной их денудации.

Климат позднего олигоцене и раннего миоцена на Корякском нагорье оставался теплым и влажным, что способствовало сохранению теплолюбивой и разнообразной растительности, в составе которой отмечаются *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium tinajorum* Heer, *Populus balsamoides* Goerr., *Juglans nigella* Heer, *Alnus* sp. и др. В заболоченных участках происходило накопление углей.

Постепенное ослабление интенсивности неотектонических движений, происходившее в области мезозойской складчатости с конца миоцена и в течение первой половины плиоцена, привело к тому, что расчлененный, приподнятый горный рельеф стал испытывать нисходящее развитие. О замирании процессов расчленения рельефа и начавшемся его выравнивании свидетельствует строение верхнемиоцен-среднеплиоценовых отложений, выполняющих внутригорные впадины и выстилающих ложе равнин Восточно-Сибирской низменности. Особенно четко двучленное строение — смена (снизу вверх) грубообломочных и грубозернистых осадков песками и суглинками — фиксируется в отложениях Эльгенской, Нижне-Алданской, Верхне-Нерской, Талонской и других впадин. Время наибольшего выравнивания рельефа определяется примерно по среднеплиоценовому возрасту аккумулятивных равнин, с которыми на бортах впадин сопрягаются поверхности денудационного выравнивания.

Распространение поверхности выравнивания в орогенной Верхояно-Чукотской стране зависело от исходного рельефа, сформированного в стадию всеобщего поднятия, а также от степени контрастности и формы проявления ослабленных тектонических движений в процессе самого выравнивания. Как показал структурно-палеогеоморфологический анализ (Баранова, 1967), в стадию плиоценового выравнивания дифференцированность неотектонических движений сохранилась, но несколько ослабла по сравнению с предыдущей стадией омоложения рельефа. Наиболее четко проявились разнонаправленные движения — поднятия горной страны в целом и опускание окаймляющих ее с севера низин. Об этом свидетельствует преимущественно псаммитовый (разнозернистые пески, гравий), а не алевроитовый состав верхнемиоцен-среднеплиоценовых отложений Восточно-Сибирской низменности. Такой состав, сравнительно большие мощности этих отложений (до 40—60 м в бассейне Омоля), фациальная смена тонкопесчаных отложений грубыми песками по мере перехода от низин к горам в сочетании с огромной площадью аккумуляции в низинах являются показателем того, что размыв гор и вынос материала крупными транзитными реками не прекращался. На это же указывают и небольшие мощности коррелятных выравниванию осадков во внутригорных впадинах. Достаточно разветвленная речная

сеть в горной Верхояно-Чукотской стране стала менее активной в связи с ослаблением темпа неотектонических движений. Таким образом, эпохи всеобщего относительного тектонического покоя в позднем миоцене-плиоцене не было; выравнивание имело исключительно избирательный характер и проявлялось в переходной зоне от впадин к горам, на тектонически инертных участках (во внутригорных плоскогорьях). В целом для горной страны было характерно снижение контрастности рельефа за счет сглаживания отдельных форм и выполаживания склонов. Однако на участках интенсивных движений, в наиболее высоких горных узлах рельеф не испытывал нивелировки и по-прежнему сохранял контрасты с окружающей местностью, расчленялся и усложнялся. Несомненно, что рельеф в эту эпоху был выше, контрастнее и расчлененнее, чем в эпоху датско-палеогенового выравнивания. Поверхности выравнивания размещались в связи с унаследованным характером неотектонических морфоструктур в тех же, более инертных зонах, что и раньше (например, в Яно-Оймяконской области, в районах Алазейского и Юкагирского плоскогорий). В областях же с более контрастным рельефом, например в горной системе Черского, выравнивание происходило только во впадинах, на прилегающих склонах гор и на тех участках, где значительных поднятий еще не было (массивы Еллу, Чьвурго). Индивидуальные особенности в тектоническом режиме локальных морфоструктур привели к тому, что, наряду с образованием поверхностей выравнивания на больших площадях (Улахан-Чистайское, Верхне-Нерское плоскогорья), возникли локальные ступени рельефа на обрамлениях впадин (Бугчанской и др.) или на отдельно стоящих горных массивах, таких, например, как Большой и Малый Анначаг. В результате дифференцированных неотектонических движений были выведены на поверхность многие батолитоподобные интрузии гранитоидов в горной системе Черского и в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Некоторые из них были вовлечены в выравнивание. Необходимо отметить, что корообразование во вторую эпоху выравнивания, по-видимому, не происходило, поскольку нет остатков коры ни на сохранившихся от размыва поверхностях выравнивания, ни в коррелятных осадках впадин. Известные на Северо-Востоке находки кор выветривания, в том числе и те, которые считает разновозрастными А. П. Валпетер (1965), принадлежат более древней, датско-палеогеновой коре каолинового типа.

Корообразование в плиоцене не происходило в силу неблагоприятных для химического выветривания, относительно суровых и континентальных климатических условий, а также вследствие сохранения в общем достаточно расчлененного рельефа.

Поскольку выравнивание не было повсеместным, рельеф хотя и сглаживался, но не приобрел облика почти-равнины.

Рельеф плиоценового времени, по сравнению с датско-палеогеновым выравненным рельефом, был более расчлененным, горным, с амплитудами относительных высот от 700 до 1400 м (Баранова, 1967).

На заметное ухудшение климата в позднемiocен-плиоценовое время указывает состав ископаемых флор. Похолодания, начавшиеся еще в олигоцене, во второй половине неогена привели к существенной перестройке растительности на Северо-Востоке. Начался распад теплоумеренной арктотретичной флоры тургайского облика, выпадение из ее состава тепло- и влаголюбивых элементов, произошло формирование более умеренных флор, содержащих холодостойкие древесные породы. Если в конце олигоцена хвойные не имели очень широкого распространения и не являлись основными лесообразующими породами, то на протяжении миоцена они развились, пополнились многочисленными разнообразными видами и создали основной фон лесной растительности.

П. И. Дорофеев (1964) указывает, что наиболее характерной чертой миоценовых флор Восточной Сибири (включая Северо-Восток) является обилие хвойных, с которыми комбинировались отдельные виды аркто-третичной флоры. В этом отношении флоры Северо-Востока СССР существенно отличаются от флор западных районов страны. Они более умеренны и свидетельствуют о климате Северо-Востока, как более прохладном, чем в Западной Сибири и особенно в Европе.

Флоры конца миоцена и первой половины плиоцена, представителями которых являются флоры Сыпучего яра в Охотской впадине (из отложений мареканской свиты), хапчанская и верхненерская флоры, генетически тесно связаны и одинаково меняются вверх по разрезу, отражая постепенное ухудшение климата — похолодание и возрастающую сухость.

Во флорах из низов вышеупомянутых разрезов еще в большом количестве отмечаются представители темнохвойных — кетелерии, пихты, тсуги, ели, требующие сравнительно много тепла и влаги. В небольших количествах присутствуют и теплолюбивые — серый американский орех, птерокария, ясень, дуб, каштан, ильм, клен, вяз, бук. Это свидетельствует о том, что климат был еще достаточно теплым и влажным. Хвойные, лишенные примеси широколиственных элементов, занимали более возвышенную зону, отличавшуюся более умеренными климатическими условиями.

В средних и верхних горизонтах хапчанской и однотипной ей верхненерской толщ ископаемые растительные остатки образуют комплекс более бедных флор, из состава которых уже почти полностью выпадают тепло- и влаголюбивые компоненты. Темнохвойные все больше замещаются светлохвойными — сосной и лиственницей. Среди елей появляются виды, близкие к современным; исключительно большого видового разнообразия достигают сосны (в хапчанской флоре) и лиственницы (в верхненерской). По их специфическому составу П. И. Дорофеев (1964) выделяет особую Восточно-Сибирскую флористическую провинцию. Среди лиственных деревьев в этой провинции господствующее распространение получают береза, ольха, тополь, ива, т. е. умеренно бореальные виды, тогда как широколиственные здесь уже не отмечаются.

Большая разобщенность известных местонахождений ископаемых флор в сочетании с незначительным в целом объемом палеоботанического материала затрудняет выявить многие зональные и провинциальные особенности поздненеогенового растительного покрова Северо-Востока СССР. Несомненно, однако, что в целом обедненные плиоценовые флоры различались между собой в разных районах. Флоры внутренних континентальных областей и северных низин были беднее и менее разнообразны по составу, не имели тех теплолюбивых экзотических видов, которые отмечались в прибрежных флорах вдоль побережья Охотского моря. Не подлежит сомнению, что растительный покров был подвержен также вертикальной поясности, при этом наиболее высокие горы были покрыты редкостойными лесами. Б. А. Юрцев (1966), например, предполагает, что горы Северо-Восточной Сибири в связи с похолоданием в неогене подверглись обезлесению и что в ту пору именно здесь впервые зародились древнейшие элементы флоры современного гипоарктического ботанико-географического пояса. По его мнению, утвердившись на севере Восточной Сибири, зонально-таежные ландшафты позже мигрировали в Западную Сибирь и Европу.

В области кайнозойской складчатости, охватывающей Корьякское нагорье, в среднемиоценовое время (см. рис. 21) в основном сохранялся унаследованный от палеогена план распространения суши и моря. На границе с Охотско-Чукотским вулканическим поясом, вдоль Пенжинского и Парапольского прогибов, проявился интенсивный наземный

вулканизм. Море регрессировало почти до современных границ Пенжинского залива, а в бассейне р. Майн сформировалась замкнутая низменная впадина. Наметилось, а затем в позднем миоцене и раннем плиоцене получило четкое выражение прогрессивное обмеление и постепенное осушение морских заливов в Олюторском, Опухско-Пекулейском и Алькатваамском прогибах. В низовьях р. Анадырь море еще сохранялось в течение всего миоцена и даже вероятно, в плиоцене, но границы его распространения остаются пока недостаточно определенными. Во второй половине миоцена и в плиоцене продолжалось поднятие суши, причем наряду с общим низкорным рельефом появились первые признаки среднегорья в центральной части области. По-видимому, с поднятием гор связано появление молассовых формаций в разных структурно-фациальных зонах прогибов. Материалы по ископаемой растительности, имеющиеся для Корякского нагорья, показывают для среднего и позднего миоцена отсутствие реликтов меловой субтропической флоры и преобладание комплекса покрытосеменных, свойственных теплоту и влажному климату.

Для позднего миоцена, а также для раннего и среднего плиоцена в южной части Корякского нагорья отмечается господство хвойных лесов с примесью широколиственных пород. Как установлено исследованиями С. Ф. Бискэ в 1963 г. на южном берегу Пенжинской губы, в 2 км восточнее устья р. Гусинки, в нижней части вскрывающейся здесь толщи песков с прослоями галечников и линзами лигнитов, общей мощностью 30 м содержатся шишки елей, сосен, тсуг и эндокарпы серого американского ореха. Спорово-пыльцевой анализ образцов из этой толщи, выполненный Л. А. Скиба, показал господство хвойных из сем. Pinaceae, в составе которых обнаружены: *Picea* sect. *Eupicea* и *Omorica* *Pinus* sect. *Cembrae*, *Strobus* и *Eupitys*, *Abies* sp. и *Tsuga* (3 вида). Единично встречены пыльцевые зерна древних хвойных Cupressaceae и Taxodium и широколиственных *Pterocarya*, *Juglans*, *Fagus*, *Carpinus*, *Celtis*, *Ulmus*, *Quercus*, *Myrica*, *Ilex* и др.

Спорово-пыльцевая диаграмма результатов анализа Пенжинского разреза приводится в статье А. Р. Гептнера, Е. Г. Лупкиной и Л. А. Скиба (1966). Однако стратиграфическая интерпретация его как эоплейстоценового (по схеме Громова и др., 1965) нам представляется завышенной. Полученный спорово-пыльцевой комплекс близок к комплексам, выделенным в континентальной части Северо-Востока — в ханчанской, верхненерской и тирехтяхской толщах, а также в разрезе ручья Промежуточного, что позволяет считать более вероятным отнесение его к позднему миоцену — среднему плиоцену. Климат этого времени оставался еще достаточно теплым, но был безусловно более умеренным, чем в олигоцене и первой половине миоцена.

С позднего плиоцена в области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР наступил этап оживления неотектонической активности, обусловивший восходящее развитие страны, подъем, расчленение и омоложение ее рельефа. Высокая тектоническая напряженность новейших движений и всеобщее воздымание горной страны привели к существенной переработке рельефа, созданного в предшествовавшую (миоцен-среднеплиоценовую) нисходящую стадию развития.

Верхоянская горная область и равнины Приверхоянья, кроме продолжавшей прогибаться центральной части Нижне-Алданской впадины, подверглись подъему и расчленению. Сформировался низко- и среднегорный рельеф; плиоценовая поверхность выравнивания благодаря сводовым деформациям оказалась изогнутой и выведенной из первоначального гипсометрического положения. Накопление осадков происходило в Усть-Алданской наложенной впадине, где сформировалась озерно-аллювиальная равнина.

На преобразование рельефа в позднелицен-раннечетвертичное время в горной системе Черского большое влияние оказали дифференцированные сводовые и блоковые движения. Вследствие этого были высоко подняты отдельные хребты внутри горной системы, возникли гранитоидные массивы с реликтами на вершинах среднеплиоценовой поверхности выравнивания. Был резко расчленен и поднят рельеф на осадочном верхоянском комплексе пород внутренних хребтов и гряд горной системы Черского. Неравномерными, резко дифференцированными неотектоническими движениями, изменениями распределения локальных неоструктур и поднятиями гранитоидных массивов была обусловлена перестройка древнего, согласного с основными морфоструктурами речного стока на современные направления, в ряде районов текущие морфоструктуры вкост их простираания. При этом имели место частые случаи заложения рек по линиям разрывов и тектонически ослабленным зонам, а также антецедентные врезания в молодые поднятия, долины прорыва и перехваты. В результате такого сложного и длительного развития вплоть до позднечетвертичного межледниковья происходило формирование современных речных бассейнов Индигирки и Колымы. Глубина эрозионного вреза в долине р. Колымы составила 200—250 м, в долине р. Индигирки достигла 400—500 м.

Для суждения о раннечетвертичной истории Охотско-Чукотской горной области имеется очень мало данных. Условно к нижнечетвертичным осадкам могут быть отнесены лишь толщи хорошо отсортированных косослоистых галечников бухты Гертнера и грубообломочные отложения, с размывом перекрывающие миоцен-среднелиоценовую нагаевскую толщу близ г. Магадана.

Факт почти полного отсутствия нижнечетвертичных отложений указывает на преобладающее значение в это время неотектонических поднятий, развивавшихся в сложных структурах наложенного вулканогенного пояса. К этому времени относятся основные перестройки речного стока, формирование денудационных равнин на месте аккумулятивного рельефа древних впадин, выработка в них современных речных долин.

В Корякской горной области под воздействием неотектонических движений рельеф испытал подъем и расчленение. Именно к этому времени относится начало формирования современного резко расчлененного рельефа. Подъем и расчленение страны происходили на фоне оживления вулканических процессов. Апускская верхнелиоцен-среднечетвертичная свита формировалась путем излияний и выбросов туфового материала по трещинам и разломам между отдельными блоками. Продукты вулканической деятельности заполняли неровности среднеплиоценовой поверхности выравнивания.

Повсеместно развившиеся поднятия привели к осушению современного шельфа в Охотском и Беринговом морях. Суша распространялась, как и прежде к югу от современного северного побережья Охотского моря примерно до 54° с. ш., причем в этой части бассейна, по-видимому, располагался полуостров, омываемый с запада и востока далеко вдающимися на север Охотским (в сторону современной Охотской впадины и бассейна р. Кухтуй) и Пенжинским заливами. Рельеф полуострова мог быть пересеченным, насколько об этом можно судить по гористым островам в северной части Охотского моря. Вполне вероятно расположение здесь вулканических аппаратов центрального типа, с деятельностью которых может быть связано накопление вулканических пеплов поверх неогеновых отложений в Хасынской и Уптарской впадинах, а также на других участках современного побережья. Кроме того, суша была на месте Анадырского залива и всей северо-восточной части Берингова моря, вплоть до берегов Аляски, а также узкой полосой тянулась вдоль Корякского побережья (рис. 22).

Во вторую половину раннечетвертичной эпохи в северо-восточной части Берингова моря была морская трансгрессия, оставившая следы в виде морских террас на высоте 80—120 м на берегу залива Лаврентия. С последними условно сопоставляются морские отложения Эйнахнухто-Блаффс на о-ве Св. Павла и на мысе Толстого в Аляске (Мерклин, Петров и др., 1964; Петров, 1965; Hopkins, MacNeil, a. o., 1965). По данным радиометрического анализа (K—Ar) абсолютный возраст морских отложений Эйнахнухто-Блаффс $< 300\,000 \pm 100\,000$ лет (Péwè, Hopkins, Giddings, 1965).

К северу от горной страны в позднелицен-раннечетвертичное время располагалась обширная аккумулятивная равнина, которая включала Восточно-Сибирскую низменность и шельф омывающих ее морей. Судить о положении береговой линии трудно, так как Новосибирские острова в то время еще были соединены с материком. Вероятнее всего, берег моря располагался к северу от них. В периферических частях равнины откладывался песчано-галечный материал, выносимый реками из области поднимавшейся Верхояно-Чукотской горной страны. Дополнительными источниками сноса являлись Алазейское и Кондаковское плоскогорья, возвышенности Улахан-тас и о-ва Котельного. Опускания на низменности развивались неравномерно и были дифференцированы в системы отдельных впадин. Скорость опускания впадин была неодинаковой, что привело к накоплению отложений различной мощности и к залеганию одновозрастных толщ на разной глубине. В целом наименьшие погружения испытала северо-западная окраина, тяготеющая к низовьям рек Яны и Омолая, где имеются выходы миоцен-среднелицен-ценовых отложений. Наибольшему опусканию подверглись Ожогинская и Зырянская низины, в которых раннечетвертичные осадки опущены на глубину до 280 м ниже современного уровня моря.

Климатические особенности в позднем лиицене благоприятствовали расселению по долинам и на равнинах светлохвойных лесов. Основными компонентами лесов, судя по флоре из делянкирских слоев Верхне-Нерской впадины (Баранова 1960), были разнообразные лиственницы, в том числе и *Larix dahurica*. Очень небольшое участие в растительности еще имела *Picea pacifica*, близкая к современной *P. obovata* (Дорофеев, 1964). Широкое развитие получили береза и ольха. Показательным является отсутствие многих представителей темнохвойной тайги — *Abies*, *Tsuga*, *Picea*; сосны встречаются редко. В то же время в большом количестве присутствуют виды водных и прибрежных растений — *Calla*, *Cotmarum*, *Selaginella*, *Epipremnum*, *Azolla*, *Scirpus*, *Najas*, свидетельствующих о наличии увлажненных, возможно, заболоченных равнин.

Во вторую половину лиицена произошло заметное похолодание. Можно согласиться с Б. А. Юрцевым (1966), который считает, что усиление континентальности климата в конце лиицена способствовало превращению незамерзающего Полярного бассейна в замерзающий, а затем и в Ледовитый океан, а также сокращение самого бассейна и в целом высокое стояние суши. Б. А. Юрцев предполагает также, что замерзание вод в восточносибирской и американской частях Полярного бассейна было связано с отгораживанием ее от Атлантического океана вследствие поднятия хр. Ломоносова. Замерзание Полярного бассейна, очевидно, должно было усилить суровость континентального климата побережий и внутренней, большей части Северо-Востока, находившейся под влиянием исключительно арктических масс воздуха. Вероятно, именно в эту эпоху климат Северо-Востока приобрел четко выраженный континентальный режим, характеризующийся умеренно теплым и недостаточно влажным летом и холодной, сухой зимой.

Для суждения о климате раннечетвертичной эпохи палеоботанических материалов пока не имеется, поскольку достоверно датированных

нижнечетвертичных осадков на территории Северо-Востока СССР не обнаружено. Последние зачастую или еще рассматриваются как неразделенные с верхнеплиоценовыми отложениями, или выделяются условно, как это, например, сделано Ю. П. Барановой (1962) для красно-бурых галечников в Верхне-Нерской впадине, перекрывающих с разрывом деланкирские слои.

Исходя из общих палеогеографических тенденций, можно предполагать, что раннечетвертичная эпоха по климату была близка концу позднего плиоцена. Она явилась, вероятно, временем, в течение которого континентальность климата прогрессировала, что должно было выразиться в еще большем похолодании, снижении среднегодовых температур, возрастании сухости и увеличении амплитуд распределения тепла и влаги по сезонам. Такие особенности климата, по-видимому, и способствовали тому, что в растительности окончательно исчезли все сколько-нибудь тепло- и влаголюбивые формы и к среднечетвертичному времени сформировалась современная растительность и появились ассоциации тундры и лесотундры. Более того, Б. А. Юрцев (1966) считает, что гипоарктический пояс (с видами южной части тундровой и северной части лесной зон), который занимает в настоящее время основную часть Северо-Востока СССР, уже сформировался к началу четвертичного периода.

В процессе палеогеоморфологического анализа и при реконструкции истории развития рельефа авторы настоящей работы пришли к выводу, что в раннечетвертичную эпоху территория Северо-Востока СССР не подвергалась оледенению (Баранова, Бискэ, 1964а; Баранова, 1967). Противоположное представление, однако, высказывают геологи И. П. Карташов, Б. А. Онищенко, А. В. Ложкин, С. А. Лебедев, А. П. Валпетер и Ш. Ш. Гасанов, которые защищают выдвинутую А. П. Васьковским (1959) точку зрения о существовании на Северо-Востоке СССР позднеоплейстоценового (раннечетвертичного) оледенения.

Обоснованием такого представления указанные геологи считают полученные ими данные палинологического исследования толщ в ряде внутрисгорных впадин, в которых наряду со спектрами термофильного облика выделены фригидные, свойственные растительности эпохи оледенения.

Стратотипическим, наиболее полным разрезом антропогена, заключающим по мнению А. В. Ложкина (1963а, б), принципиально новую палинологическую характеристику, представляется 53-метровый разрез отложений погребенной долины ручья Промежуточного (бассейн Индигирки). С этим разрезом С. А. Лебедев (1965) сопоставляет отложения Верхне-Худжахской впадины, а Б. А. Онищенко (1964, 1966) — мэлтэжскую свиту в Бугчанской впадине. Имея в виду разрез ручья Промежуточного, И. П. Карташов утверждает, что «...результаты последних исследований рыхлых отложений бассейна Индигирки с достаточной убедительностью (разрядка наша.— Ю. Б. и С. Б.) показали, что уже в нижнем антропогене на Северо-Востоке возникала растительность, более холодолюбивая, чем современная, и, следовательно, соответствовавшая одному из древних оледенений» (1966, стр. 289—290). А. В. Ложкин (1963а), изучавший разрез отложений в древней долине ручья Промежуточного, считает, что «холодолюбивые спектры», установленные им в двух горизонтах, отражают перигляциальные условия и подобны тем, которые, согласно данным М. П. Гричук (1961), характерны для ледниковой эпохи.

Ознакомление с опубликованными спорово-пыльцевыми диаграммами и палинологическими комплексами из отложений древней долины ручья Промежуточного (Ложкин, 1963а, б) убеждает нас в том, что в описанном разрезе невозможно выделить холодолюбивые и тем более

перигляциальные спектры, которые соответствовали бы ледниковым условиям.

Приведенные в указанных статьях данные спорово-пыльцевого анализа позволяют выделить два типа спектров, характеризующие различные флоры.

Из нижнего, метрового слоя илистых мелкозернистых песков (рис. 23), на глубинах 52,5—53,0 м получены спорово-пыльцевые спектры, соответствующие флоре теплоумеренного облика. Они содержат пыльцу ели обеих секций, тсуги, сосны, дубравных представителей — ильма, дуба, вяза, лещины, а также ореха и, в небольшом количестве, птерокарий, кариин, мирики.

Обращает на себя внимание присутствие в спектрах нижнего слоя спор растений, несовместимых по возрасту и экологическим условиям: с одной стороны, спор древовидных (*Cyatheaceae*) и тонколистных (*Huperophyllaceae*) папоротников, семейств, ныне произрастающих исключительно в тропиках и субтропиках (Криштофович, 1957), с другой — спор холодостойкого, молодого плаунка *Selaginella sibirica*.

В спорово-пыльцевых спектрах основной части разреза отличия, которые могли бы обосновать выделенные А. В. Ложкиным два горизонта (глубина 40—39,0 м и 25—23,0 м) с холодолюбивой флорой, отсутствуют. Всем спектрам, независимо от глубины взятия образцов свойственно наличие одних и тех же древесных пород — *Alnus*, *Betula*, *Pinus subgen.*, *Haploxyton* с участием *Tsuga* (от единичных зерен до 8%). Процентные соотношения главных компонентов, составляющих древесную часть спектра, в «теплолюбивых» и «холодолюбивых» (по Ложкину) слоях существенно не различаются. Пыльца *Alnus* предстает почти в равных количествах: до 15—16% в «холодолюбивых» слоях и от 12 до 25% — в «теплолюбивых» (см. рис. 23). Указание для первого «холодолюбивого» слоя пыльцы *Alnus* с одновременным дублированием в скобках *Alnaster* (Ложкин, 1963а) имеет тот существенный дефект, что эти формы экологически противоположны одна другой. *Alnus* — древесная форма ольхи, отличающаяся от холодостойкого кустарникового ольховника *Alnaster* прежде всего своей термофильностью, близкими связями с *Corylus* и другими из букообразных широколиственных. Наличие *Alnus* в спектрах в сочетании с другими древесными формами (например, с *Betula*) указывает на теплоумеренные климатические условия, значительно более благоприятные по сравнению с современными. Содержание пыльцы *Pinus subgen.* *Haploxyton* достигает максимальных значений (до 50%) в нижнем «холодолюбивом» слое. Пыльца *Betula* возрастает до 60% в нижнем «холодолюбивом» горизонте и до 76% — в верхнем, тогда как в «теплолюбивых» слоях она содержится в количествах от 10 до 70%.

Таким образом, как показано на диаграмме (см. рис. 23), взятой из статьи А. В. Ложкина (1963а), существенных отличий ни в процентных соотношениях древесной пыльцы, ни в ее составе между «теплыми» и «холодными» слоями не обнаруживается. Исключением является отсутствие в «холодных» слоях пыльцы *Picea* и *Pinus subgen.* *Diploxyton*, встречающихся в «теплых» горизонтах почти в тех же количествах, что и в илистых песках нижнего слоя. Вместе с тем вызывает недоумение то, что по всему разрезу, в том числе и в нижнем слое, отмечаются споры *Selaginella sibirica*, тундрового восточносибирского плаунка, наличие которого указывает на существование крайне сурового и резко континентального климата, что несовместимо с расселением теплоумеренных флор, выявленных по спектрам разреза. Совместное нахождение спор *Selaginella sibirica* с пылью теплоумеренной растительности может быть объяснено или заносом спор из оплывших сверху по стенкам шахты более молодых, четвертичных отложений, или ошибкой в определении.

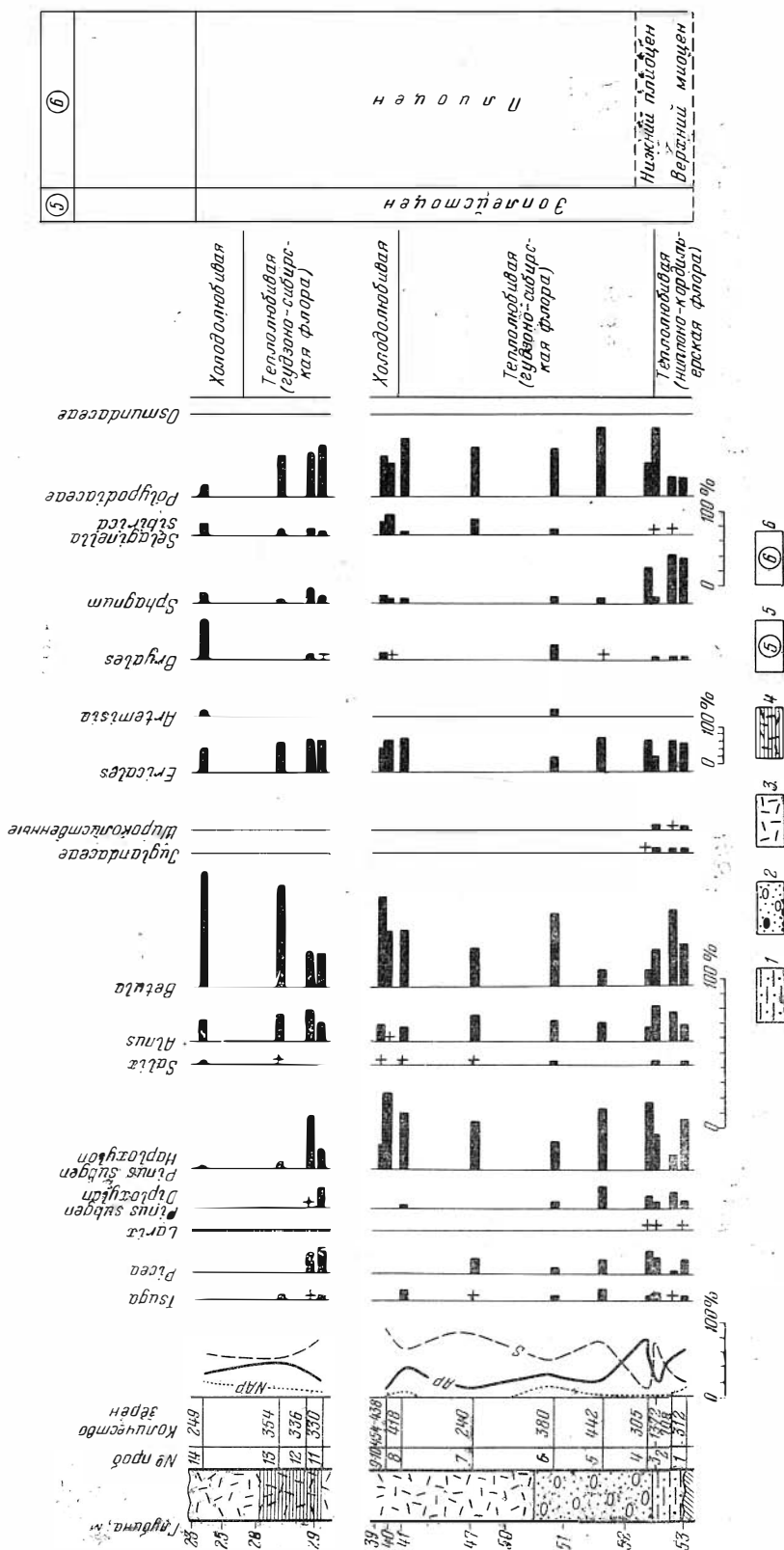


Рис. 23. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений впадины ручья Промежуточного (бассейн р. Индигирки), взята из статьи А. В. Ложкина (1963б).

1 — глины; 2 — пески, супеси с галькой; 3 — супеси со щебнем; 4 — суглинки; 5 — датировка отложений по А. В. Ложкину; 6 — датировка отложений по Ю. П. Барановой и С. Ф. Биске

Технические условия взятия образцов в шахте со сплошным креплением исключали, по-видимому, не только полное, послойное литологическое описание разреза (что отмечает А. В. Ложкин), но и совершенно необходимую при взятии образцов зачистку стенок искусственной выработки. К сожалению, приходится сомневаться как в чистоте отбора проб, так и в аккуратности документирования полевого материала, к чему приводит сравнение опубликованной в двух статьях одной и той же диаграммы (Ложкин, 1963а, б) ¹.

Отмеченные условия опробования в сочетании с тем фактом, что образцы не были взяты из 10-метрового слоя, в основании которого двумя образцами выявлен «холодолюбивый» спектр, полностью исключают возможность считать этот разрез показательным, стратотипическим для антропогена Северо-Востока, как это предлагает А. В. Ложкин (1963а).

Общий состав выявленной растительности не дает никаких оснований для выделения флор, соответствующих перигляциальным ледниковым условиям.

Из работы М. П. Гричук и В. П. Гричука известно, что приледниковая растительность «...свидетельствует о климате более суровом, чем в настоящее время в данном районе, и значительно более суровом, чем устанавливаемый для климатического оптимума голоцена в этом же районе» (1960, стр. 67).

Перигляциальные флоры характеризуются тундровыми ассоциациями, полным безлесьем территории, наличием лишь таких кустарничковых видов, как *Betula nana*, *Alnaster*, *Pinus pumila*, большим развитием травянистых группировок с полынью и представителями холодных степей. Постоянными компонентами приледниковой растительности в Западной Сибири «...были *Betula nana*, *Alnaster*, *Salix polaris*, *Rubus chamaemorus*, *Armeria* sp., *Palemonium*, *Sanguisorba*, *Gentiana*, *Chamaenerium* cf. *latifolium*, *Ephedra*, *Artemisia*, *Selaginella sibirica*, *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens*, *L. appressum*, *L. alpinum*, сфагны, гипновые мхи, лебедовые и др. Это говорит о том, что состав растительности сложился в результате сохранения части местных наиболее холодоустойчивых северотаежных видов, а также проникновения арктических и аркто-альпийских видов, типичных восточно-сибирских горно-степных видов и наиболее холодоустойчивых степных видов» (М. П. Гричук, 1961, стр. 199).

По многим своим компонентам перигляциальная растительность Западной Сибири, реконструированная М. П. Гричук, сходна с современной растительностью сухих тундр Северо-Востока СССР. Действительно, ареалы современного распространения многих видов на Северо-Востоке СССР указывают на наибольшую суровость климата по сравнению с климатом всех других областей Евразии. В современном растительном покрове Северо-Востока из древесно-кустарниковых форм произрастают только *Larix dahurica*, *Pinus pumila*, *Betula nana* и *B. ermani* (Соколов, Связева, 1965); широкое распространение имеет *Salix polaris* — представитель арктических тундр; *Lycopodium appressum* и *L. pungens* (показатели перигляциальных условий в Западной Сибири) занимают всю область Северо-Востока, тогда как в северной Евразии не заходят южнее полярного круга, а *Selaginella sibirica*, развитая на Северо-Востоке, вообще не встречается к западу от р. Оби (см. таблицы в работе М. П. Гричук и В. П. Гричука, 1960).

¹ На диаграмме, опубликованной в «Докладах АН СССР» (Ложкин, 1963а), в отличие от диаграммы, приведенной в другой статье (Ложкин, 1963б, см. также рис. 23 в этой книге), указаны иные глубины взятия образцов 7—11. В одноименных образцах обеих диаграмм количество проанализированных зерен не совпадает. Однако про-
чумерованные образцы в разных диаграммах соответствуют то «холодолюбивой», то «теплолюбивой» растительности.

Вся территория Северо-Востока СССР, за исключением узкой полосы вдоль северного побережья с арктическими пустынями, принадлежит гипоарктическому поясу (Юрцев, 1966), в котором преобладают редкостойные леса и криволесья из даурской лиственницы, кустарники представлены стелющимися стланником и карликовой березкой, а наземный покров состоит из зеленых, сфагновых мхов и ягеля. Такая растительность несомненно более приспособлена к холодному климату, чем выявленная в «холодных» слоях разреза Промежуточного.

Обращаясь к анализу растительности эпох оледенения в межледниковий, проведенному М. П. Гричук (1961) для евразийских областей СССР, видим, что во все эпохи природные условия Восточной Сибири (и Северо-Востока) отмечались наибольшей суровостью. В межледниковые эпохи состав растительности по направлению на восток от Европейских областей обеднялся — широколиственные леса сменялись мелколиственными, и фазы расселения теплолюбивых флор сокращались. В ледниковые эпохи похолодание и увеличение влажности обуславливало развитие в Европе и Западной Сибири материкового оледенения. На востоке, вдали от влияния атлантических масс воздуха активность оледенений в связи с большей континентальностью климата падала, при этом на Северо-Востоке материковое оледенение не получало развития. Резко континентальные условия климата ограничивали образование ледников горными районами, в которых низкие температуры сочетались с относительно повышенной влажностью. Многие палеоботаники (Городков, Крашенинников, Гричук, Дорофеев, Юрцев и др.) считают доказанным, что на Северо-Востоке в течение многих тысячелетий развитие растительности не прерывалось ледниковыми вторжениями и формирование ее проходило под знаком приспособления к суровым климатическим условиям.

Северо-Восток явился районом наиболее раннего развития сначала умеренных, позже холодоустойчивых арктических, в частности тундровых, флор, откуда и происходило их расселение в приледниковые зоны Евразии. Многочисленные палинологические исследования четвертичных отложений Северо-Востока подтверждают это мнение, поскольку известно, что спектры ледниковых и межледниковых толщ не обнаруживают больших различий. Зачастую межледниковые, ледниковые и современные спектры настолько близки по своему количественному и качественному составу, что это затрудняет их стратификацию (см. например, раздел «О возрасте отложений Бугчанской впадины», глава II).

Биостратиграфическое исследование более древних отложений внутригорных впадин показало, что и в олигоцене, и в неогене на территории Северо-Востока СССР формировались флоры, более умеренные, чем на западе.

Таким образом, можно заключить, что на протяжении всей кайнозойской эры Северо-Восток СССР находился в менее благоприятных климатических условиях. Указанную палеогеографическую особенность нельзя упускать из виду при региональных биостратиграфических корреляциях и связанных с ними датировках отложений. Нами уже неоднократно отмечалось, что многие толщи, выполняющие межгорные впадины и имеющие неогеновый возраст, некоторыми геологами вслед за А. П. Васьковским ошибочно принимаются как более молодые, эоплейстоценовые. Примером такого некритического использования биостратиграфического материала может служить статья Ю. Н. Трушкова и Ф. И. Цхурбаева (1964), в которой авторы, соединяя взаимоисключающие возрастные определения растительных остатков из одних и тех же отложений Верхне-Нерских впадин (эоплейстоцен по А. П. Васьковскому, миоцен — средний плиоцен по П. И. Дорофееву), не только не пы-

таются проанализировать очевидное несходство двух заключений, но даже и не отмечают его.

В статье, посвященной вопросу о раннеантропогеновом оледенении на Северо-Востоке, А. П. Валпетер и др. (1966) ограничиваются лишь формальной ссылкой на факт датировки верхненерской толщи миоцен-плиоценом. Между тем не критическое отношение к биостратиграфическому анализу верхненерской толщи и сопоставляемых с ней отложений из впадины ручья Промежуточного и Верхне-Худжахской впадины приводит их к противоречивым выводам: с одной стороны о развитии в раннем антропогене растительности, свидетельствующей о мягком климате, а с другой — об оледенении и, следовательно, о более холодном климате в эпохи похолоданий, чем современный. Последнее представление А. П. Валпетера и других, как показал приведенный анализ материалов по спектрам из отложений ручья Промежуточного, не получает подтверждения.

Отметим попутно, что нельзя не согласиться с мнением И. П. Карташова (1966) и А. В. Ложкина (1963а, б) о несовершенстве существующих в настоящее время на Северо-Востоке СССР стратиграфических схем по четвертичному периоду. Стратиграфическая рабочая схема расчленения четвертичных отложений, принятая 10 лет назад на Межведомственном стратиграфическом совещании в Магадане (Решения Межведомственного стратиграфического совещания, 1959), несомненно устарела, не отражает возросшую за последние годы степень геологической изученности и давно требует пересмотра. Из этой схемы в первую очередь должны быть исключены неогеновые и олигоценовые отложения Нагаевской, Верхне-Нерской впадин, омолойская, хапчанская и койнатхунская толщи, на что неоднократно указывалось ранее (Баранова, 1960; Баранова, Дорофеев, 1960; Баранова, Бискэ, 1964).

Необходимо вновь рассмотреть вопрос о границе между четвертичными (антропогеновыми) и неогеновыми отложениями, поскольку рекомендация стратиграфического совещания (Решения Межведомственного стратиграфического совещания, 1959) об установлении границы в отложениях мыса Астрономического оказалась несостоятельной. Возраст этих отложений, исходя из упомянутой спорово-пыльцевой характеристики (см. выше), может быть определен по крайней мере как верхне-миоцен-среднеплиоценовый. На несоответствие комплекса растительных остатков, собранных В. Е. Тереховой (1959 г.) в континентальных слоях района мыса Астрономического, позднеплиоценовому и раннечетвертичному (позднеэоплейстоценовому) времени, как их датировал А. П. Васильковский (1960), недавно указали карпологи Н. Я. Кац, С. В. Кац и М. Г. Кипиани (1965). Исходя из сравнительного анализа развития флоры Северо-Восточной Азии и Северной Америки, они убедительно показали, что такая датировка явно омолаживает возраст найденных растительных остатков, которые в действительности принадлежат, скорее всего, раннему плиоцену — миоцену. Против опускания нижней границы четвертичной системы на Северо-Востоке СССР под слой с остатками американского ореха и других экзотов третичной растительности решительно возражает К. К. Марков, который пишет (Марков, Лазуков, Николаев, 1965, стр. 255): «...предположение о произрастании ореховых лесов в районе Полюса холода в четвертичном периоде (пусть даже в эоплейстоцене) парадоксально и опрокидывает общепринятые понятия о четвертичном периоде», далее он указывает, что нижнюю границу четвертичной системы гораздо естественнее проводить «между слоями, содержащими остатки ореха и таксодиума, и слоями, которые эти остатки больше не содержат» (там же). Это представление К. К. Маркова подтверждается и уточняется установленным теперь фактом, свидетельствующим о том, что ряд растительных экзотов (из *Taxodiaceae*,

Cupressaceae, Juglandaceae и др.) уже в верхнемиоценовых — нижнеплиоценовых отложениях Северо-Востока встречается редко и полностью отсутствует в верхнеплиоценовых — нижнечетвертичных.

Давно требуют пересмотра существующие биостратиграфические критерии расчленения четвертичных отложений как по макрофлористическому, так и по палинологическому материалу. Принятые до сих пор спорово-пыльцевые эталоны (Баскович, 1959) и руководящие флористические комплексы (Васьковский, 1959) не отвечают уровню современных палеоботанических знаний. Как уже отмечалось, многие комплексы флор, принимавшиеся за эталонные для ранне- и среднечетвертичного времени, в действительности оказались неогеновыми и позднеолигоценовыми, сопоставимыми с близкими или однотипными комплексами неогеновых отложений Восточной и Западной Сибири. В связи с изложенным нет необходимости в сохранении для флор таких наименований, как ниппоно-кордильерская, гудзоно-сибирская или балкано-аппалачская (Васьковский, 1959). Полученные новые данные об ископаемых флорах Северо-Востока не только отмечают иные возрастные пределы существования флор, но в результате комплексного исследования растительных остатков (семян, плодов, шишек, листовых отпечатков, спор и пыльцы) показывают и наиболее широкие генетические связи растительности прошлых эпох как с Америкой и Японией, так и с Сибирью, а также, возможно, с Евразией в целом. Для многих неогеновых флор Северо-Востока известна тесная связь именно с восточно- и западносибирскими (Дорофеев, 1964) и с североамериканскими, а не с японскими, на что например, для флор из эрмановской толщи недавно указывал П. А. Мchedlishvili (1966). Кроме того, современный уровень знаний об ископаемых флорах дает возможность в первом приближении наметить провинциальные особенности во флорах, одновозрастных, но неоднотипных по составу. Ранее вследствие недостаточности палеоботанического сравнительного материала экологически различные флоры считались разновозрастными. Например, эрмановская флора принималась более древней, чем нагаевская и верхненерская (Васьковский, 1959).

Одной из актуальных задач при выработке новых биостратиграфических основ разделения четвертичных отложений является обоснование возрастной характеристики отложений палинологическим методом. Отбор эталонных спорово-пыльцевых спектров необходимо производить с учетом особенностей современной растительности Северо-Востока и специфики палеогеографического развития этого региона на протяжении всего четвертичного периода. Как показал критический анализ спорово-пыльцевых данных из разреза ручья Промежуточного, формальное сравнение спектров и комплексов Северо-Востока с общепринятыми для Западной Сибири и Европы положительного результата не дает. Известно, что многие характерные для западных районов особенности растительности эпох похолоданий и потеплений не проявились на Северо-Востоке. До сих пор остаются еще далеко не разработанными эталонные спорово-пыльцевые комплексы, соответствующие эпохам оледенений и межледниковий в целом, а тем более их подразделениям.

Подводя итог рассмотрению вопроса о возможности проявления раннечетвертичного оледенения, отметим, что необходимые данные для обоснования такого оледенения отсутствуют в разрезах, приведенных А. П. Валпетером и др. (1966). Как показал комплекс растительных остатков, отложения впадин ручья Промежуточного и Верхне-Худжакской, в которых А. В. Ложкин (1963а, б) и С. А. Лебедев (1965) видят перигляциальные слои раннечетвертичного возраста, в действительности являются более древними. Они хорошо сопоставляются с верхнемиоцен-среднеплиоценовыми отложениями Верхне-Нерской впадины (Баранова, 1962) и хапчанской свиты (см. главу II) и характеризуются срав-

нительно богатой флорой хвойных, а также теплолюбивых, преимущественно мелколиственных и отчасти широколиственных древесных пород. Эта флора вверх по разрезу постепенно обедняется и приобретает более умеренный облик, но все же и в верхней части толщ она характеризуется присутствием еще многих темнохвойных видов, которые ныне для Сибири являются уже ископаемыми.

Что касается «раннечетвертичных ледниковых» отложений мэльтэхской свиты в Бугчанской впадине (Онищенко, 1966), то возраст этих слоев до сих пор остается невыясненным. Вероятность их раннечетвертичной датировки, по мнению И. А. Кульковой, производившей исследования пыльцы и спор из разреза Бугчанской впадины, не доказана, так как мэльтэхская свита, залегающая с разрывом на отложениях верхнемиоцен-плиоценовой тирехтяхской свиты¹, характеризуется спорово-пыльцевыми спектрами, сближающими ее как с современными отложениями, так и с позднечетвертичными ледниковыми. Можно предполагать, что такие отложения могли образоваться во время максимального или позднечетвертичного оледенения. Значительно меньше оснований для предположения о том, что они являются отложениями времени раннечетвертичного оледенения, поскольку холодостойкие спектры спор и пыльцы мэльтэхской свиты существенно отличаются от спектров тирехтяхской свиты. Столь заметные изменения в растительности, по мнению И. А. Кульковой, могли произойти лишь за достаточно продолжительное время, прошедшее между осадконакоплением мэльтэхских и тирехтяхских слоев.

Если же согласиться с допущением А. П. Валпетера и др. (1966), что отложения впадин ручья Промежуточного и Верхне-Худжахской эоплейстоценовые, то вопреки всем имеющимся представлениям о существовании широтной географической зональности на протяжении всего четвертичного периода пришлось бы допустить, что в конце позднего плиоцена и в раннечетвертичное время Северо-Восток являлся центром произрастания гораздо более богатой и теплолюбивой растительности, чем Восточная и Западная Сибирь на тех же и даже на более южных широтах. Следствием таких допущений было бы в данном случае и другое, не менее невероятное представление о перемещении Северного полюса в позднелигоцен-раннечетвертичное время из области Полярного бассейна, например, в Западную Сибирь и о развитии, таким образом, физико-географических зон не в циркумполярном направлении, а каком-то другом, расположенном под углом к первому. Нет смысла доказывать всю нелогичность этих построений, вытекающих из неверных стратиграфических позиций упомянутых выше исследователей. Имеется много данных палеонтологических, биостратиграфических, палеомагнитных (Сох, Doell, 1960; Горбунов, Поспелова, 1966) и прочих исследований, свидетельствующих, что по крайней мере с конца позднего мела Северный полюс не смещался за пределы Арктического бассейна. В течение всего кайнозоя все природные зоны располагались циркумполярно и испытывали в связи с климатическими колебаниями смещения лишь в северном или южном направлениях.

Мы придерживаемся представлений об отсутствии на Северо-Востоке раннечетвертичного оледенения. Континентальность климата, как показал анализ ископаемых флор, особенно четко стала проявляться во вторую половину неогенового периода и в раннечетвертичное время. Это не могло способствовать зарождению обширного оледенения. Как и в современную эпоху, факторами оледенения горных областей Северо-Востока в начале четвертичного периода должны были явиться благо-

¹ Б. А. Онищенко (1966) относит тирехтяхскую свиту к верхнему миоцену — плиоцену. Ранее он датировал ее эоплейстоценом.

приятные местные климатические причины, т. е. увеличение с абсолютной высотой количества атмосферных осадков и выпадение их в твердом виде при господстве низких годовых температур. Для возникновения оледенения в горах необходимо было, следовательно, кроме снижения хионосферы, такое гипсометрическое положение гор, при котором создавалась бы положительная разность оледенения, т. е. существенное превышение гор над нижней границей хионосферы.

Если взять для примера одну из наивысших горных групп Северо-Востока — хр. Сунтар-хаята, то современная снеговая граница, находящаяся в нем на абсолютной высоте 2300—2500 м при максимальной отметке хребта, достигающей 2959 м, обуславливает развитие лишь небольших долинных и каровых ледников, не превышающих 4,5 км² (Корейша, 1963).

Как было показано выше, климат раннечетвертичной эпохи не достигал суровости современного. Можно думать, что и снеговая граница была выше современной. Даже если предположить, что она снижалась тогда до высоты 2300 м, это едва ли могло обеспечить условия для зарождения ледников, поскольку такой высоты горы в раннечетвертичное время еще не достигали, следовательно, положительная разность оледенения не могла возникнуть.

Амплитуда новейших движений с конца позднего плиоцена до настоящего времени, судя по деформациям поверхности плиоценового выравнивания, врезам образованных в последний этап речных долин и максимальным поднятиям наиболее подвижных участков, составляла 1000—1200 м (Баранова, 1967). К раннечетвертичному времени горная страна, по-видимому, поднялась не более чем на 300—400 м по сравнению с гипсометрическим положением ее в позднем плиоцене и в своих наивысших горных группах вряд ли превысила 2200—2300 м. Даже при допущении больших поднятий гор в раннечетвертичное время, еще на 100—200 м и принимая во внимание, что вследствие более высокой, чем теперь, относительной влажности климата снеговая граница могла находиться несколько ниже современной, оледенение, если оно и возникало, не могло превысить размеров ныне существующего. Небольшие ледники, если они и появлялись, не могли оказать влияния на климат, расселение флор и распределение растительных зон в удаленных от них внутригорных впадинах, таких, как Верхне-Худжахская, ручья Промежуточного и др.

Представляется, что отнюдь не каждое установленное в Евразии похолодание климата должно было вызывать оледенение гор на Северо-Востоке СССР. Известные материалы по реконструкции палеоклиматов (Сакс, 1953; Берг, 1958; Белов, Лапина, 1961; Власов, 1964; Романкевич и др., 1964; Синицын, 1965) показывают, что более или менее значительные колебания климата были присущи многим периодам прошлого, в том числе неогеновому и палеогеновому, но не сопровождались оледенениями.

Прогрессировавшее со временем ухудшение климата чередовалось с периодическими потеплениями. Условия для широкого развития ледников, образующих оледенение в горах Северо-Востока, возникли, по-видимому, лишь в среднечетвертичную эпоху, о чем свидетельствуют палеоботанические данные и остатки ледникового рельефа, сохранившиеся на отдельных участках.

В начале среднечетвертичной эпохи климатические условия при заметном похолодании были тем не менее еще достаточными для произрастания разнообразных лиственниц и нескольких видов сосен.

Спорово-пыльцевые комплексы и макроостатки растений, извлеченные из отложений VII — VIII террас бассейна Колымы, указывают, что растительность в период формирования этих террас была уже более

приспособлена к холодному климату, чем во время накопления верхнеплиоцен-раннечетвертичных отложений более высоких, IX—XIII террас.

Для второй половины среднечетвертичной эпохи характерно похолодание, сказавшееся в существенном изменении ландшафтов. Широкое распространение получили безлесные тундровые зоны, появились холодные степные ассоциации; среди лиственных доминирующее положение приобрела даурская лиственница, которая приспособилась к жизни на мерзлом субстрате, резко сократились или полностью исчезли ель и сосна.

С максимальным похолоданием, сопровождавшимся сокращением атмосферных осадков, можно, по всей вероятности, связывать окончательное промерзание грунтов, последовавшее за постепенным выстуживанием лишенных снега участков земной поверхности.

Судя по палинологическим комплексам отложений V—VI террас бассейна Колымы и II террасы Алдана, лесные ассоциации в эпоху их формирования состояли из даурской лиственницы, карликовой березы и стланика, т. е. были очень близки к современным ассоциациям гипоарктического пояса. В горах похолодание во вторую половину среднечетвертичной эпохи вызвало возникновение долинных ледников, которые, судя по сохранившимся остаткам ледникового рельефа, выдвигались во внутригорные впадины. Среднечетвертичное горно-долинное оледенение превосходило по размерам все последующие оледенения. Орографическая снеговая граница, фиксируемая карами на абсолютных высотах 1250—1450 м, показывает депрессию хionoсферы в среднечетвертичную эпоху, которая, по всей вероятности, была обусловлена возросшим влиянием на материк летнего полярного антициклона.

В Верхоянской горной системе среднечетвертичное горно-долинное оледенение развивалось в условиях более низкого, чем теперь, рельефа и иного расположения речной сети.

В горной системе Черского ледники, зарождаясь в высокогорных группах, достигали межгорных впадин. На внеледниковых пространствах здесь, как и в Верхне-Колымском нагорье, происходило дальнейшее оформление новой речной сети, заложенной в позднелиоцен-раннечетвертичное время. В долине Колымы сформировалось от трех до пяти террас. Большое число их, малые мощности элювия и его существенно грубый состав служат показателем интенсивности и ритмичности неотектонических движений. Срез Колымы за ранне- и среднечетвертичное время достиг в верховьях 120—140 м, в среднем течении 200—250 м. В пределах внутригорных впадин в течение ранне- и среднечетвертичного времени продолжалось формирование озерно-аллювиальных равнин; во впадинах, испытавших поднятия (например, в Эльгенской, Верхне-Нерской и др.), реки врезались в аккумулятивную поверхность выравнивания среднелиоценового возраста, образуя в ней скульптурные террасы.

О существовании самостоятельных центров оледенения на Яно-Оймяконском нагорье данных нет.

На северном побережье Охотского моря среднечетвертичные ледники имели центры оледенения на Охотском массиве и в горах Охотско-Колымского водораздела. Возможно, они были и южнее, в горах на месте Охотского моря.

Среднечетвертичное время в Анадырско-Корякской области характеризовалось окончанием площадных вулканических излияний (апукская свита). В связи с похолоданием климата и поднятием гор в высоко- и среднегорном ярусах рельефа возникло оледенение горного типа. Это оледенение, как и в Верхояно-Колымской стране, было максимальным, причем ледники выходили за пределы гор с Корякского, Анадырского нагорий, формируя предгорные шлейфы морен в Нижне-Анадырской

низменности и спускаясь языками на равнины шельфа Берингова моря (рис. 24).

Для характеристики палеогеографических условий среднечетвертичной эпохи в Анюйской горной системе и в горах Чукотки имеется еще мало материала. Восточное побережье Чукотского полуострова в среднечетвертичное время подверглось морской трансгрессии, оставившей следы в виде морских террас: на Чукотском полуострове от 40 до 80 м, на Аляске от 22 до 36 м (Péwé, Hopkins, 1965) над уровнем моря. Среднечетвертичной трансгрессии, судя по бедным арктическим спорово-пыльцевым комплексам крестовского горизонта, соответствовало существенное похолодание (Петров, 1966). С крестовскими слоями коррелируются коцебуские морские и перекрывающие их номские (иллинойские) ледниковые отложения Аляски (Мерклин, Петров и др., 1964; Hopkins a. o., 1965). Возраст отложений трансгрессии Коцебу, определенный методом $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$, составляет (по двум раковинам) $170\,000 \pm 17\,000$ и $175\,000 \pm 16\,000$ лет. Среднечетвертичное оледенение Чукотки, по-видимому, частично совпадало с трансгрессией моря, поскольку морские крестовские суглинки переслаиваются с ледниковыми отложениями. Морфологических следов среднечетвертичного оледенения на крайнем Северо-Востоке не сохранилось. Позднечетвертичный межледниковый век на Северо-Востоке ознаменовался усилением денудационных процессов, обусловленных повсеместным поднятием горных сооружений (рис. 25), которое было неравномерным, что способствовало многочисленным перераспределениям бассейнов стока, приблизив гидрографическую сеть к ее современному очертаниям.

В горной системе Черского и на Верхне-Колымском нагорье в позднечетвертичное межледниковье шло дальнейшее усложнение и расчленение рельефа, окончательно преобразовался речной сток и сформировался современный облик горного рельефа. Речная сеть пополнилась притоками. Врез рек в бассейне Колымы достиг 60—80 м (между IV и III террасами). В бассейне Индигирки резко проявились дифференцированные, преимущественно блоковые движения, что вызвало формирование террас на одних участках в условиях погружения и аккумуляции осадков, на других — в условиях поднятий. Разница в высоте разновозрастных террас достигает 60 м. За время позднечетвертичного межледниковья в горах произошел врез рек в трогі среднечетвертичного оледенения на 200 м (район оз. Джека Лондона, Дарпирская впадина, массив Чьорго и др.).

В Охотской области проявление интенсивных неотектонических движений разломного характера вызвало перераспределение рек, отступление Охотско-Колымского водораздела на север и формирование береговой линии, близкой к современной, в связи с погружениями и блоковыми опусканиями древней суши, расположенной на месте шельфа Охотского моря.

В пределах Корякской горной области в межледниковый век энергично проявились эрозионные процессы, вызванные повсеместным поднятием. Горный рельеф подвергся более глубокому расчленению, были созданы многие притоки, углублены и разработаны речные долины. Ориентировочно глубина врезания межледниковых долин определяется в 250—300 м. Признаков глубокого проникновения моря в Анадырскую низменность не установлено. Фрагменты морских террас, возможно, имеются в районе мыса Наварин на высоте 40—60 м над уровнем моря и у Пекульнейского озера на высоте 40 м. Принадлежность их к позднечетвертичному межледниковью, однако, не доказана. Компенсационное погружение на фоне воздымающихся Анадырского и Корякского нагорий испытали Нижне-Анадырская и Марковская впадины, на площади которых простирались озерно-аллювиальные равнины.

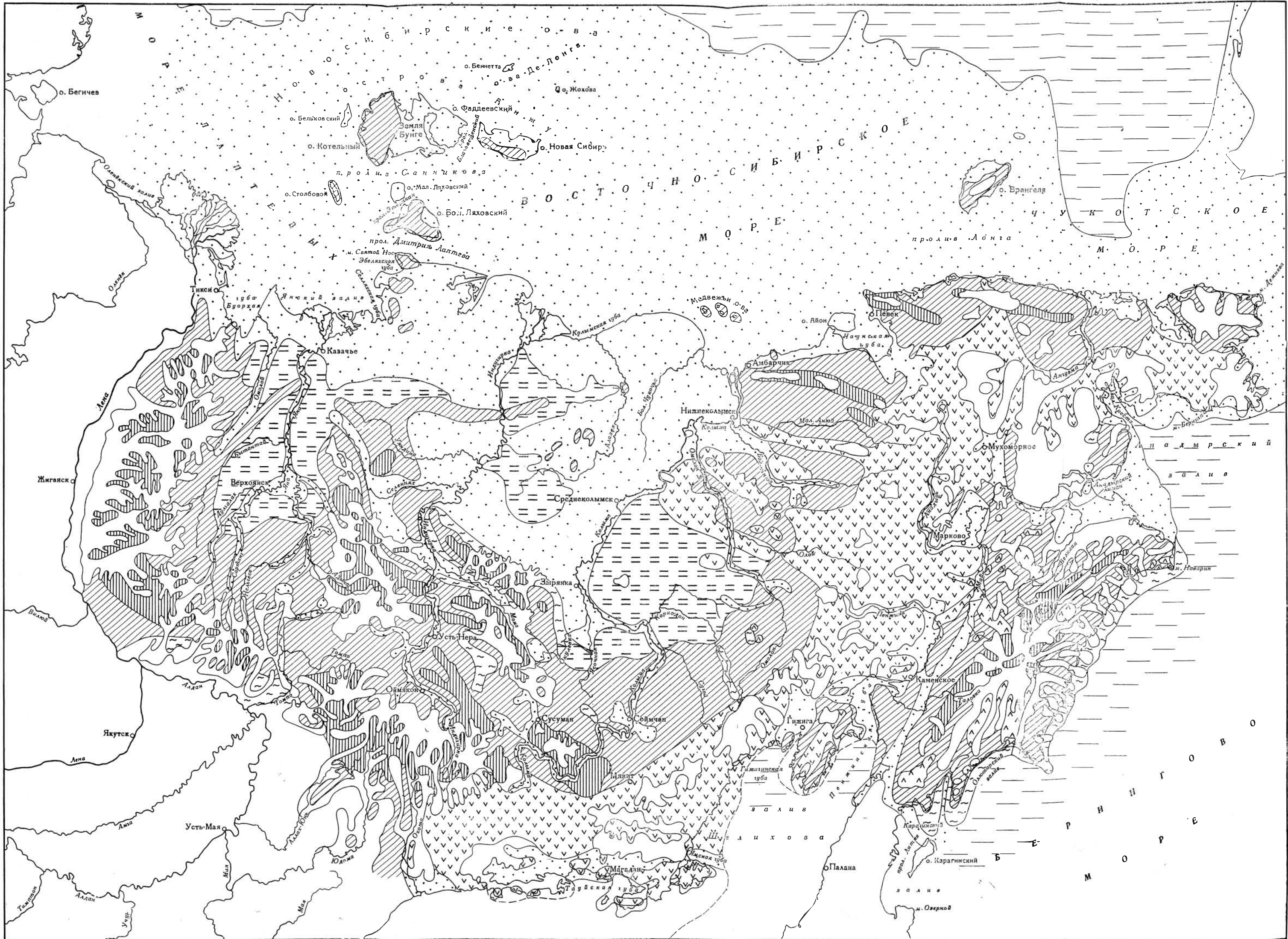
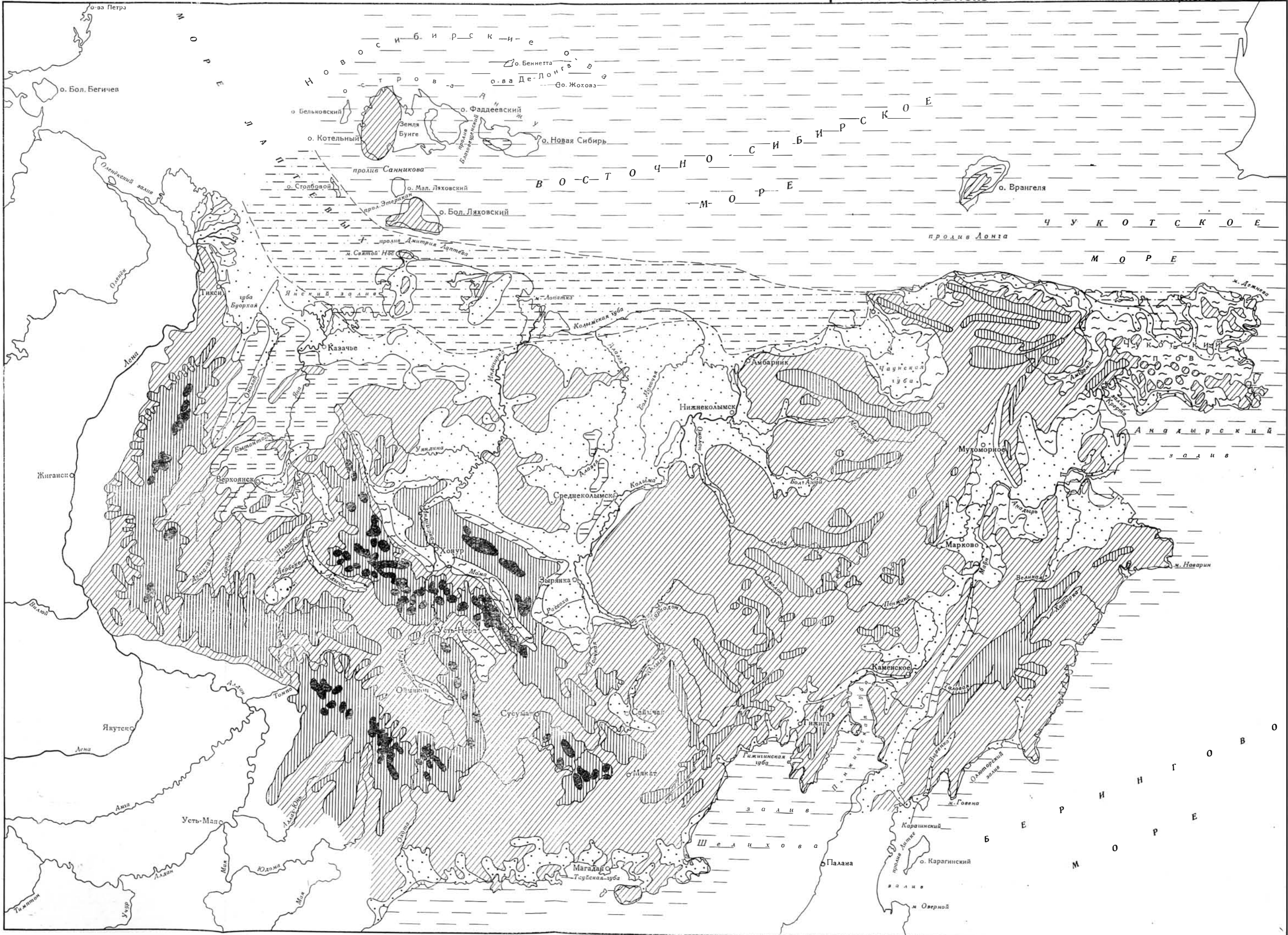


Рис. 24. Палеогеографическая схема века среднечетвертичного максимального опледенения. Составили Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ
Условные обозначения см. на рис. 20

Рис. 25. Палеогеографическая схема позднечетвертичного межледникового века. Составили Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ. Условные обозначения см. на рис. 20



На Чукотском полуострове в межледниковый век море оставило следы, ныне располагающиеся на отметках 30—35 м. На Аляске к этому времени относится пелукская (сангамонская) трансгрессия моря, достигавшая отметок 7—10 м; датировка ее возраста, определенная по $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$, колеблется в пределах от 42 000 до 100 000 лет (Гопкинс, 1965; Péwé, Hopkins a. o., 1965).

На севере описываемой территории имела место бореальная трансгрессия Северного Ледовитого океана, затопившая равнины Новосибирского архипелага. На междуречье низовьев Хромы и Яны существовали лагуны. Следов проникновения моря в низовья современной Колымы не установлено. В Колымской низине, как и на остальной территории Восточно-Сибирской низменности, развивались озерно-аллювиальные равнины (Баранова, Бискэ, 1964а, б).

Похолоданиям, фиксируемым в донных осадках Мирового океана для второй половины четвертичного периода, на Северо-Востоке отвечают оледенения. Времени крупного последнего похолодания соответствует зырянское (бохапчинское) горное оледенение.

Несмотря на то, что центры среднечетвертичного и позднечетвертичного оледенений были в основном тождественными, зырянское оледенение развивалось иначе, чем максимальное, поскольку за время разделявшего их межледниковья произошла перестройка речной сети. Позднечетвертичные ледники приспосабливались к молодой долинной сети, порой пересекая пути, по которым двигались среднечетвертичные ледники. В то же время известны случаи совпадения путей движения тех и других ледников, например на западных склонах Верхоянского хребта. Пути древних ледников следовали позднечетвертичные ледники также и в хр. Сунтар-хаята (рис. 26).

В горной системе Черского и на Верхне-Колымском нагорье позднечетвертичное оледенение возникло в условиях глубоко расчлененного рельефа и широко разветвленной речной сети. Оно было горно-долинным и пользовалось более ограниченным, чем эльгинское, развитием. Долинные ледники приурочивались к верховьям рек Колымы и Индигирки.

Позднечетвертичное оледенение имело две стадии развития. Во вторую стадию ледники не выходили далеко за границы очагов питания. Большие пространства в пределах горной системы Черского, Верхне-Колымского и Яно-Оймяконского нагорий развивались во внеледниковых условиях при взаимодействии неотектонических и денудационных процессов. В связи с резко континентальными климатическими условиями большое значение приобрели процессы нивального и морозного выветривания в горах, морозно-солифлюкционные процессы на склонах и во впадинах.

На Охотско-Колымском водоразделе и северном берегу Охотского моря позднечетвертичное оледенение было ограниченным. Следы его отчетливо выражены в долинах рек Охоты, Кухтуя, Ини, Хасына, причем ледниковые комплексы нигде не встречаются за пределами их верхних отрезков.

В хр. Пекульней, на Анадырском нагорье и в Корякской горной области позднечетвертичное оледенение было представлено горно-долинными ледниками, формировавшими при выходе из гор ледники подножий. Во время наибольшего развития оледенения ледники продвигались в Нижне-Анадырскую низину как с севера, так и с юга. На южной окраине Корякской горной системы ледники спускались по фиордам в море.

В Корякском нагорье оледенение было многостадийным, о чем свидетельствуют многочисленные краевые ледниковые комплексы в ряде долин (Дегтяренко, 1963). На юге Чукотского нагорья четко выделяются только две стадии. Первая — синхронная зырянскому похолоданию — составляется из четырех осцилляций, четко выраженных в краевых лед-

никовых комплексах северной части Нижне-Анадырской низменности. Вторая стадия характеризовалась довольно ограниченной площадью распространения ледников, которые были приурочены к верхним отрезкам речных долин. В хр. Пекульней наблюдается асимметрия следов оледенения, прекрасно выраженных на восточных склонах и почти полностью отсутствующих на западных. Это явление обусловлено тем, что основная масса осадков, приносимая ветрами со стороны Берингова моря, выпадала на обращенных к ним восточных склонах Пекульней, где ледники развивались в условиях потенциальной активности, в то время как ледники противоположных склонов хребта получали меньшее питание, в силу чего были меньше и пассивнее. Небольшие долинны ледники в позднечетвертичный век были в горах Аниюского нагорья. Несколько большее распространение оледенение получило в Восточной Чукотке. Межстадиальная эпоха на Чукотском полуострове характеризовалась непродолжительной трансгрессией. В Западной Аляске зырянскому оледенению соответствует ледниковый комплекс салмонского оледенения (висконсин), включающий в районе залива Кука ледниковые отложения Кник и Нептаун, разделенные бутлегерскими морскими глинами воронцовской трансгрессии; возраст последней по радиоуглеродным определениям составляет 3300—48 000 лет (Гопкинс, 1965; Karlstrom, 1964). Сопоставление амгуэмских и воронцовских отложений (Мерклин и др., 1964; Hopkins a. o., 1965) очень условно, о чем, например, свидетельствует последнее определение возраста древесины из низов амгуэмской террасы, получившего, по сообщению Л. Р. Серебрянного (1965), датировку 9350 ± 230 лет.

Сопоставление воронцовских отложений с отложениями висконсинского оледенения в центральной части Северной Америки, по Р. Ф. Флинту (Flint, 1963), позволяет отнести воронцовскую трансгрессию к середине висконсинского оледенения. В Восточно-Сибирской низменности после отступления бореальной межледниковой трансгрессии, так же как на месте современного морского шельфа и большей части Новосибирских островов, формировались озерно-аллювиальные равнины. Каргинское время совпало с небольшим проникновением моря в пределы только северной части Новосибирского архипелага.

В позднечетвертичное время неотектонические движения были дифференцированы по амплитуде и последовательности проявления в разных районах обширной Восточно-Сибирской низменности, что нашло свое отражение в различии строения долин низовьев Колымы, Алазеи, Индигирки и Яны, отмеченном нами в геоморфологической части книги.

В послеледниковое время рельефообразование на Северо-Востоке происходило при сохранении тех же условий неотектонической мобильности и резко континентального климата. Величина послеледникового вреза в речных долинах исчисляется в 40—70 м. По-прежнему сохранилась дифференцированность движений, обусловившая неравномерность воздымания отдельных блоков и погружение впадин по линиям разрывных нарушений.

В наиболее высоких горных группах альпинотипный характер глубоко расчлененного рельефа подчеркивается наличием современного карового и долинного оледенений.

Процессы, обусловленные наличием вечной мерзлоты и морозным выветриванием, широко распространены в области средне- и низкогогорного рельефа. Они привели к накоплению больших масс элювия, развитию солифлюкции, оползанию, массовому плоскостному смыву, деллеобразованию. В результате этих процессов формируется комплекс полигенных покровных отложений, частично нивелирующих неровности современного рельефа.

В Восточно-Сибирской низменности в первую половину современного века получил особенно широкое распространение термокарст, чему способствовало общее потепление климата и связанное с ним увеличение мощности деятельного слоя. Необходимо в то же время отметить, что термокарст развивался и в силу сохранявшейся континентальности климата.

Судя по затоплению молодых долин Индигирки и Колымы в пределах шельфа Восточно-Сибирского моря, к современному положению береговой линии море подошло на рубеже позднечетвертичного и современного века или лишь в начале последнего.

Для современного века в отдельных районах Северо-Востока отмечается оживление вулканизма, о чем свидетельствуют трещинные излияния и небольшие вулканические конусы в верховьях р. Большой Анюй, прослой вулканических пеплов в современных донных осадках северной части Охотского моря и сходные с ними пеплы под почвенным покровом к северу от г. Магадана. Указанные проявления вулканизма, очевидно, являлись лишь завершающими в цепи аналогичных явлений, имевших место как на этих участках, так и на других (вулкан Балагантас в группе Момских вулканов, эффузивы Кедонской впадины), по которым, однако, еще нет необходимых данных для их более точной датировки, чем в пределах позднеплиоцен-четвертичного времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсанов А. С., Малаева Е. М. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху.— Вестник МГУ, серия 5, геогр., 1964, № 4.
- Баранова Ю. П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности.— Материалы по геол. и полезным ископ. СБ СССР, 1957, № 11.
- Баранова Ю. П. К истории развития рельефа Нижне-Анадырской низменности и окружающих ее гор в четвертичном периоде.— Геол. и геофиз., 1960, № 12.
- Баранова Ю. П. Новые данные о возрасте отложений Верхне-Нерских впадин в бассейне р. Индигирки.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 1.
- Баранова Ю. П. Основные этапы и закономерности формирования рельефа Северо-Восточной Сибири.— Тезисы докл. совещ. по геоморфол. и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленум геоморфол. комис.). Новосибирск, 1965а.
- Баранова Ю. П. История развития рельефа Северо-Восточной Сибири— Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1965б.
- Баранова Ю. П. Особенности геоморфологических циклов орогенных стран (на примере Верхояно-Колымской горной страны). В кн. «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.
- Баранова Ю. П. Развитие морфоструктур Северо-Востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск, Сиб. отд. Изд-ва «Наука», 1967.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Изд-во «Наука», 1964а.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Стратиграфия кайнозоя и история развития рельефа Восточно-Сибирской низменности. В сб.: «Четвертичная геология и геоморфология Северо-Востока Сибири».— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1964б, вып. 8.
- Баранова Ю. П., Дорофеев П. И. О возрасте нагаевской толщи.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 6.
- Баскович Р. А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР.— Труды совещ. по стратигр. СБ СССР. Магадан, 1959.
- Белов Н. А. и Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1961.
- Берг Л. С. Избранные труды. Т. II. Физическая география. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Билибин Ю. А. Избранные труды. Т. III. Геоморфологический очерк Аллах-Юньского золотоносного района. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бискэ С. Ф. Четвертичные отложения Колымской низменности.— Материалы по геол. и полезным ископ. СБ СССР, 1957, № 11.
- Бискэ С. Ф. Очерк истории формирования рельефа Омолон-Чукотской области. В сб.: «Четвертичная геология и геоморфология Сибири».— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1962, вып. 27.
- Бискэ С. Ф. Неотектоника Крайнего Северо-Востока СССР. В сб.: «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., Изд-во «Недра», 1967.
- Бушув М. И. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений северо-восточной оконечности Корякского хребта.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1951, 19, вып. 2.
- Валпетер А. П. О древних корях выветривания и некоторых вопросах континентальной истории на Северо-Востоке СССР.— Колыма, 1965, № 1.
- Валпетер А. П., Гасанов Ш. Ш., Лебедев С. А., Ложкин А. В. К вопросу о раннеантропогенном оледенении на Северо-Востоке СССР.— Колыма, 1966, № 6.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений Северо-Восточной Сибири.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 48.
- Васьяковский А. П. Обзор горных сооружений крайнего Северо-Востока Азии.— Материалы по геол. и полезным ископ. СБ СССР, 1956, № 10.
- Васьяковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье

- Охотского моря. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
- Васьковский А. П.** Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними.— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1960, № 14.
- Васьковский А. П.** Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений Крайнего Северо-Востока Азии.— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1963а, № 16.
- Васьковский А. П.** Схема геоморфологического устройства и районирования Крайнего Северо-Востока СССР в картографическом выражении.— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1963б, № 16.
- Васьковский А. П.** Три новых ископаемых вида семейства сосновых.— Колыма, 1966а, № 7.
- Васьковский А. П.** Об объеме термина «эрмановская толща».— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1966б, № 18.
- Власов Г. М.** Об изменениях климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока.— Докл. АН СССР, 1964, 157, № 3.
- Волкова В. С.** Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, Сиб. отд. Изд-ва «Наука», 1966.
- Воллосович К. А.** Геологические наблюдения в тундре между нижними течениями рек Лены и Колымы.— Труды Комис. по изуч. Якутской АССР, 1930, вып. 15.
- Вчерашняя Г. П.** Новые виды растений Мамонтовой горы (олигоцен—ранний миоцен).— Палеонтол. ж., 1964, № 3.
- Вчерашняя Г. П.** Флора Мамонтовой горы (по отпечаткам листьев). Автореф. канд. дисс. Л., 1966.
- Гептнер А. Р.** О возрасте эрмановских и энемтенских отложений Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1961, 141, № 5.
- Гептнер А. Р., Лупкина Е. Г., Скиба Л. А.** Раннеантропогенные отложения Западной Камчатки (Тигильский район).— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1966, № 31.
- Гитерман Р. Е.** Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 78.
- Гитерман Р. Е., Куприна Н. П.** Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений долины р. Яны.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 6.
- Гричук М. П.** Основные черты изменения растительного покрова в течение четвертичного периода. В сб. «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.
- Гричук М. П., Гричук В. П.** О приледниковой растительности на территории СССР. В сб. «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
- Голкинс Д. М.** Четвертичные морские трансгрессии на Аляске.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1965, 143.
- Горбунов М. Г., Поспелова Г. А.** Палеомагнитные исследования нижнемиоценовых озерных глин на р. Тым (Западная Сибирь).— Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А. и др.** Схема корреляции антропогенных отложений Северной Азии. В кн.: «Корреляция антропогенных отложений Северной Азии». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Гусев А. И., Цырина Т. С.** Материалы к изучению верхнетретичной и древнетретичной флоры севера Сибири.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1953, 72, вып. 4.
- Дегтяренко Ю. П.** Основные черты геоморфологического строения Корякской горной системы. В кн.: «Геология Корякского нагорья». М., Гостоптехиздат, 1963.
- Дорофеев П. И.** Третичные флоры Западной Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Дорофеев П. И.** Развитие третичной флоры СССР по данным палеокарпологических исследований.— Автореф. докт. дисс. М., 1964.
- Дорофеев П. И., Тюлина Л. Н.** Материалы к ископаемой флоре Мамонтовой горы на Алдане.— Пробл. бот., 1962, № 6.
- Егнazarов Б. Х.** Кайнозойские отложения. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья». Л., Изд-во «Недра», 1965.
- Егнazarов Б. Х., Дундо О. П., Аникеева Л. И. и др.** Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1965, 148.
- Ефимова А. Ф.** Некоторые палеонтологические находки на Северо-Востоке Азии.— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1956, № 10.
- Иванов О. А., Яшин Д. С.** Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1958, 96, вып. 8.
- Ильинская И. А. и Пнёва Г. П.** Новые данные о флоре Мамонтовой горы.— Бот. ж., 1962, 47, № 2.
- Кайгородцев Г. Г.** Нижнечетвертичные образования хр. Пекульней.— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1960, № 14.

- Кайгородцев Г. Г., Трибунский Н. Т. Верхнетретичные морские отложения близ Охотска.— Материалы по геол. и полезным ископ. СБ СССР, 1957, № 11.
- Карташов И. П. Количество и возраст оледенений Северо-Востока СССР. В кн.: «Четвертичный период Сибири». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Катасонов Е. М., Бискэ С. Ф. Проблемы геоморфологии Яно-Индибирской и Колымской низменности.— Материалы второго геоморфол. совещ. М., 1959.
- Кац Н. Я., Кац С. В., Кипиани М. Г. Атлас и определитель плодов и семян, встречающихся в четвертичных отложениях СССР. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР.— Труды Горно-геол. упр. ГУСМП, 1947, вып. 30.
- Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. Результаты исследований по программе МГГ.— Гляциология, 1963, № 11.
- Кочеткова А. Д. Схема стратиграфии третичных отложений восточного побережья Пенжинской губы от м. Астрономического до м. Каягытыканан.— Труды Межведомств. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем СБ СССР. Магадан, 1959.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника. Изд. 4. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Криштофович А. Н. Ископаемые флоры Пенжинской губы, озера Тастах и хребта Рарыткин.— Труды Бот. ин-та АН СССР, 1958, вып. 3, серия 8.
- Кулькова И. А. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Томского Приобья. В кн.: «Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Лебедев С. А. О возрасте и золотоносности древнеаллювиальных отложений в бассейне реки Худжах.— Колыма, 1965, № 5.
- Ложкин А. В. Новые палинологические данные о развитии растительности Северо-Востока СССР в антропогене.— Докл. АН СССР, 1963а, 152, № 4.
- Ложкин А. В. История развития рельефа и возраст аллювиальных отложений бассейна рч. Промежуточного (система р. Индибирки). В сб.: «Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР».— Труды СБ КНИИ, вып. 3. Магадан, 1963б.
- Малаева Е. М. Верхнеплиоценовые — плейстоценовые флоры северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии.— Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). Т. I. Изд-во МГУ, 1965.
- Меннер В. В., Куликова В. Н. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки. В кн.: «Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских островов». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Мерклин Р. Л., Петров О. М., Амитров О. В. Атлас — определитель моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мерклин Р. Л., Петров О. М., Гопкинс Д. М., Мак-Нейл Ф. С. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Меркулова К. А. К вопросу о стратиграфическом расчленении третичных отложений Томского Приобья по данным спорово-пыльцевого анализа. В сб.: «Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Мигович И. М., Титов В. А. Палеогеновые и неогеновые отложения Олюторского прогиба.— Материалы по геол. и полезным ископ. СБ СССР, 1966, № 18.
- Мчедlishvili П. А. Новые данные об ископаемой флоре эрмановской свиты (Западная Камчатка).— Докл. АН СССР, 1966, 171, № 4.
- Наймак А. А. Схема неотектоники Крайнего Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1966а, 170, № 4.
- Наймак А. А. Поверхности выравнивания Крайнего Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1966б, 170, № 1.
- Онищенко Б. А. Новые данные о строении и возрасте отложений Бугчанской впадины в горной системе Черского.— Геол. и геофиз., 1964, № 10.
- Онищенко Б. А. История новейших тектонических движений и формирования рельефа горной системы Черского. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1966.
- Петров О. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Чукотского полуострова.— Труды Межведомств. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем СБ СССР. Магадан, 1959.
- Петров О. М. К истории развития рельефа приморских равнин Чукотского полуострова (Отд. геол.-геогр. наук. Геоморфол. комис.). М., 1960.
- Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1963, № 28.
- Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития плейстоценовой фауны морских моллюсков Чукотского полуострова.— Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Петров О. М. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1965, 143.

- Петров О. М., Стратиграфия и фауна морских моллюсков, четвертичных отложений Чукотского полуострова.— Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 155.
- Печерский Д. М., Ключева В. Н., Казакова Г. П. Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Срединного хребта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Погожев А. Г., Голяков В. И., Арсанов А. С. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточного побережья Пенжинской губы. В кн.: «Геология Корякского нагорья». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Изд-во «Наука», 1964.
- Романовский Н. Н. О строении Яно-Индигирской приморской аллювиальной равнины и условиях ее формирования. В кн.: «Мерзлотные исследования», вып. 2. Изд-во МГУ, 1961.
- Садковский А. И. Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений нижнего течения р. Колымы и побережья Восточно-Сибирского моря.— Геол. и геофиз., 1962, № 5.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1953, 77.
- Серебряный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. I. Палеоген и неоген. Изд-во ЛГУ, 1965.
- Соколов С. Я., Связева О. А. Хорология древесных растений СССР. В кн.: «Комаровские чтения», вып. XVII. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Стратиграфический словарь Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Сукачев В. Н. Некоторые данные к доледниковой флоре севера Сибири.— Труды Геол. музея, т. IV, вып. 4. СПб., 1910.
- Трибунский И. П. Третичные осадочные отложения Охотского района.— Труды Межведомств. совещ. по разработке стратигр. схем СВ СССР. Магадан, 1959.
- Трибунский И. П. Угольные бассейны и месторождения Северо-Востока СССР и Камчатки. Охотская угленосная площадь. В кн.: «Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР», т. Ю. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Трушков Ю. Н., Цхурбаев Ф. И. Стратиграфия континентальных золотоносных рыхлых отложений верхнего течения р. Индигирки. В сб.: «Геология россыпей Якутии». М., Изд-во «Наука», 1964.
- Хайкина С. Л. Верхнемеловые и третичные спорово-пыльцевые комплексы Северо-Востока СССР.— Труды Межведомств. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем СВ СССР. Магадан, 1959.
- Хайкина С. Л., Белага Б. В. Спорово-пыльцевые комплексы из меловых и палеогеновых отложений бассейна р. Анадырь и района бухты Угольной.— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1966, № 19.
- Черский И. Д. Описание коллекций послетретичных млекопитающих животных, собранных Новосибирской экспедицией.— Записки Акад. наук, 1891, т. XLV, № 1.
- Чигуряева А. А. Заметка о третичной флоре р. Эльген.— Бот. ж., 1959, 35, № 6.
- Толмачев А. И. История развития темнохвойной тайги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Шандер А. В., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. Новые данные о стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ неогена Камчатки.— Докл. АН СССР, 1965, 162, № 5.
- Шило Н. А., Орлова З. В. Верхне-Нерская впадина и возраст ее отложений.— Материалы по геол. и полезным ископ. СВ СССР, 1958, № 12.
- Юрцев Б. А. Гипоарктический ботанико-географический пояс и происхождение его флоры.— В кн.: «Комаровские чтения», вып. XIX. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— «Геотектоника». 1965, № 5.
- Сох А. V., Doell R. A. Review of paleomagnetism.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71.
- Flint R. F. Status of the Pleistocene Wisconsin stage in Central North America.— Science, 1963, 139.
- Hopkins D. M., MacNeil F. S., Merklin R. L., Petrov O. M. Quaternary correlations across Bering Strait.— Science, 1965, 147, N 3662.
- Karlstrom T. N. V. Quaternary geology of the Kenai Lowland and Glacial history of the Cook inlet Region, Alaska.— Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, 443.
- Péwé T. L., Hopkins D. M., Giddings T. L. The Quaternary Geology and Archaeology of Alaska. «The Quaternary of the United States», part 1. Princ. Univ. Press, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Геоморфологическое строение Северо-Востока СССР (Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ)	5
Верхояно-Чукотская орогенная область на мезозойском складчатом основании	14
Охотско-Чукотская орогенная позднемезозойско-кайнозойская область наложенного вулканогенного пояса	33
Анадырско-Корякская орогенная область на кайнозойском складчатом основании	34
Глава II. Кайнозойские отложения наложенных неотектонических впадин	44
Олигоцен-миоценовые континентальные толщи Койнатхунской и Бельской наложенных впадин (С. Ф. Бискэ, И. А. Кулькова)	45
Стратиграфическое расчленение мареканской свиты в Охотской впадине (Ю. П. Баранова при участии С. Л. Хайкиной)	54
Кайнозойские отложения в бассейне нижнего течения р. Омолой (Ю. П. Баранова, В. Ф. Гончаров, И. А. Кулькова)	61
О возрасте отложений Бугчанской впадины (в горной системе Черского) (И. А. Кулькова)	73
Кайнозойские отложения Дербекинской, Туостаской и Адычанской впадин (В. Ф. Гончаров при участии А. С. Титкова)	77
Четвертичные отложения в обнажении Мус-Хая (низовья р. Яны) (В. Ф. Гончаров)	88
Глава III. Основные черты палеогеографии кайнозоя Северо-Востока СССР (Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ)	94
Литература	120

Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ,
В. Ф. Гончаров, И. А. Кулькова, А. С. Титков

Кайнозой Северо-Востока СССР

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР

Редактор издательства А. А. Гаврилов. Технический редактор И. Н. Жмуркина

Сдано в набор 3/III 1968 г. Подп. к печ. 15/VII 1968 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Усл. печ. л. 14,17. Уч.-изд. л. 13,5. Тираж 1200. Тип. зак. 5112. Т-10649. Цена 1 р. 04 к.

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

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

СПИСОК ОПЕЧАТОК И ИСПРАВЛЕНИЙ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
21	8 св.	Долго-Чималчинский	Догдо-Чималчинский
44	8 св.	Энемтемский	Энемтемским
54	7 и 8 св.	пород	подрод
61	19 св.	резко	разрез
65	4 св.	<i>Vimurnum</i>	<i>Viburnum</i>
80	Табл. 4. 1 св.	Дербекинский	Дербекинской
91	5 св.	Р-118	Я-118
99	18 св.	достигая	достигли

Кайнозой Северо-Востока СССР