

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
И МОРФОСТРУКТУРЫ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА
КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И МОРФОСТРУКТУРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

*К IX конгрессу INQUA
Новая Зеландия, 1973*

297
462



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД 1973



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
S. M. KIROV KOLA BRANCH
GEOLOGICAL INSTITUTE

PALEOGEOGRAPHY
AND MORPHOSTRUCTURES
OF THE KOLA PENINSULA

*For the IX Congress of INQUA
New Zealand, 1973*

Ответственные редакторы

доктор геол.-минер. наук С. А. СРЕЛКОВ
канд. геогр. наук В. И. КОШЕЧКИН

Editors-in-chief

Doct. of geol. Sciences S. A. STRELKOV
Master of geogr. Sciences B. I. KOSCHECHKIN

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателя книга посвящена палеогеографии голоцена и развитию морфоструктур северо-восточной части Балтийского щита, начиная с формирования основных структурно-геоморфологических элементов и кончая последними событиями голоцена.

В статьях в определенной мере отражены результаты теоретических достижений советской геоморфологической науки; приводятся также новые данные о рельефе и строении рыхлой толщи Кольского полуострова.

Развитие учения о морфоструктурах применительно к территории Балтийского щита нашло отражение в работе С. А. Стрелкова «Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования», а отдельные вопросы морфоструктурных исследований — в статье А. Л. Кудлаевой «Результаты структурно-геоморфологического анализа центральной части Кольского полуострова». Понятие о морфоструктурах как элементах рельефа земной поверхности, отражающих единство морфологии, гипсометрии, структурно-геоморфологических особенностей и определенной геологической или тектонической основы, до сих пор находило мало применения при анализе поверхностей щитов. В работе С. А. Стрелкова рассматриваются принципы морфоструктурного районирования щитов, приводится фактический материал о структурно-геоморфологических и тектонических элементах второго порядка, анализируются закономерности истории формирования морфоструктур и неотектонического плана Балтийского щита.

Статья А. Л. Кудлаевой является примером выявления структурно-геоморфологических особенностей части территории Кольского полуострова по результатам дешифрирования аэроснимков и анализа продольных профилей рек.

В коллективной работе Б. И. Кошечкина с соавторами «Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова» детально рассматривается серия террас и иных признаков древних береговых линий Белого моря от Кандалакши до устья р. Поной. Совместный анализ высотных отметок, спорово-пыльцевых спектров осадков и состава диатомей в них позволил полнее проследить историю изменения положения береговой линии моря на рассматриваемой территории в течение голоцена.

Анализ палеогеографической обстановки конца плейстоцена—голоцена и ее изменений в центральной части Кольского полуострова про-

водится в статьях Р. М. Лебедевой и Н. А. Первунинской «О растительности Верхнепонойской депрессии и верховий рек Вороньей и Иоканьги в позднечетвертичное время» и Л. Я. Каган и Г. С. Рубинраута «Характеристика условий среды при накоплении осадков в депрессиях восточной части Кольского полуострова (по данным диатомового анализа)».

Публикуемые материалы отражают некоторые направления исследований Лаборатории геоморфологии и четвертичных отложений Геологического института Кольского филиала АН СССР. Они базируются на результатах полевых и камеральных работ, которые проводились в последнее время. В некоторых статьях приводятся новые датировки событий голоцена на основании радиоуглеродного анализа.

С. А. Стрелков

МОРФОСТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Задачи настоящей работы — выявление структурных элементов рельефа, анализ соотношения рельефа с геологическим строением, выяснение роли новейших тектонических движений и избирательной денудации в развитии современного рельефа поверхности фундамента Кольского полуострова, а также составление схемы морфоструктурного районирования.

Морфоструктурное районирование фундамента с учетом взаимоотношения геоморфологических, тектонических и геофизических факторов дает дополнительные критерии для прогноза поисков различных полезных ископаемых, особенно в районах, скрытых под четвертичным покровом. Анализ тектонических проявлений в рельефе и связь орографических элементов со строением земной коры по геофизическим данным позволяет по-новому подойти к решению вопроса о механизме движений земной коры в пределах щитов. Морфоструктурное районирование способствует также выяснению истории формирования рельефа и рыхлых отложений Кольского полуострова.

В процессе работы автор пользовался консультациями сотрудников Геологического института Кольского филиала АН СССР В. Г. Загородного, М. Т. Козлова, С. И. Макиевского, Б. А. Юдина, а также знакомился с еще неопубликованными материалами Б. И. Кошечкина и Г. С. Рубинраута. Автор искренне благодарен всем за помощь в подборе и интерпретации материала.

1. ТЕРМИНОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УСЛОВИЯХ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Понятие морфоструктура, развитое И. П. Герасимовым и Ю. А. Мещеряковым (1967), объединяет преимущественно крупные формы рельефа, образующиеся в результате взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов при ведущей роли эндогенного фактора — тектонических движений. По смысловому содержанию термин «морфоструктура» отражает единство морфологически выраженного элемента рельефа и определенной геологической (тектонической) структуры. Именно в этом смысле он и будет применяться в настоящей работе. При обозначении же совокупности структурно-геоморфологических особенностей какой-либо территории мы будем стараться избегать употребления слова «морфострук-

тура» (хотя оно в известной мере вошло в литературу), предпочитая выражения «структурные черты орографии» или «структурный рисунок», если речь будет идти о самых мелких чертах орографии.

Если древняя геологическая структура фундамента Балтийского щита в кайнозой не испытала существенной тектонической перестройки или вертикального перемещения и в рельефе проявляется только в избирательности денудационных процессов, то мы имеем дело с пассивной в тектоническом отношении морфоструктурой, которую можно назвать литоморфоструктурой. Если же общий облик рельефа («морфа») является результатом новейших тектонических движений, обновивших древние структурные элементы или создавших новые, то мы встречаемся с активными новейшими морфоструктурами, которые и будем называть собственно морфоструктурами.

В ряде работ в последнее время проводится идея о том, что неотектоника — это современный рельеф земной поверхности в его основных чертах, соответствующих геологическим структурам или структурным формам, созданным молодыми движениями. Отсюда делается заключение, что неотектоника и современные морфоструктуры одно и то же (Герасимов, 1969). В условиях щитов, где древние геологические элементы сказались весьма существенно как в чертах литоморфности, так и в наследовании контуров морфоструктур, это положение может употребляться лишь с оговорками (см. раздел IV).

Классификация структурных элементов рельефа Земли находится в состоянии разработки. Обычно среди них выделяют крупные элементы — геотектуры двух-трех порядков и более мелкие — морфоструктуры, разделяющиеся в свою очередь на несколько порядков (Мещеряков, 1960, 1965).

Древние щиты относятся к основным элементам геотектуры (Герасимов, Мещеряков, 1967), мы же оперируем только с небольшой частью Балтийского щита, поэтому рассматриваем его территорию как геотектуру последнего порядка. При составлении схемы районирования нами выделялись преимущественно морфоструктуры второго порядка. Это в известной мере обусловлено тем, что в строении рельефа щитов наиболее полное отражение получили два наиболее удаленных друг от друга во времени этапа геоморфогенеза — самый древний и самый молодой. Результатом протерозойской истории с учетом последующего эрозийного среза является строение геологического субстрата, результатом новейшего периода — определенный план проявления тектонических напряжений в рельефе. Промежуточный период, длительностью почти в миллиард лет, оставил очень мало следов. В итоге оказывается, что геотектурные особенности отдельных частей щита могут быть затуплены различиями, присущими отдельным морфоструктурам второго порядка, которые оформились на последнем этапе геоморфогенеза.

Показанные на карте морфоструктуры второго порядка в ряде случаев разделяются на подчиненные морфоструктуры, отличающиеся по интенсивности и направленности новейших тектонических движений или по структурным чертам, морфоструктуры второго порядка могут и объединяться в группы на основе общности истории их развития и морфологического единства и выделяться в качестве морфоструктур первого порядка. Границы между последними на карте не показаны вследствие известной условности их положения.

Границы между морфоструктурами второго порядка выражены преимущественно крупными прямолинейными элементами (условимся называть их линеаментами или линеентами), которые в подавляющем большинстве случаев отвечают геологически доказанным разломам и зонам разломов. Очевидно, что все выделенные морфоструктуры являются бло-

ками. Очень часто блоки раздроблены на системы более мелких блоков, вплоть до тех, какие определяют лишь наиболее мелкие черты структурного рисунка территории. Потенциальная (а иногда и реализованная) возможность обособленных движений каждого небольшого блока создает то многообразие различий, которые приводят иногда к возможности разделения морфоструктур второго порядка непосредственно на морфоструктуры четвертого порядка.

Проявление в современном рельефе щитов структур, зародившихся в архее или протерозое, приводит к смещению некоторых понятий неотектоники. Например, «геоморфологический этап развития Земли» — понятие, которое относится к числу основных теоретических обобщений (Герасимов, Мещеряков, 1967), — охватывает, как известно, мезозой и кайнозой. Но поскольку в рельефе поверхности Балтийского щита устанавливается связь с гораздо более древними структурами (в первую очередь с долгоживущими разломами), постольку и в геоморфологический этап здесь, следовательно, нужно включить палеозой и протерозой. Поэтому справедливо считать период геоморфогенеза по крайней мере со среднего протерозоя.¹

II. К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСТРУКТУР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Понятие «морфоструктура» было сформулировано относительно недавно, поэтому можно назвать лишь немного работ, посвященных собственно морфоструктурным исследованиям на Кольском полуострове. Вместе с тем материалы, касающиеся соотношения геологического строения и рельефа, в той или иной форме содержатся в трудах очень многих исследователей.

Первые общие сведения о скалистых берегах Скандинавии и Белого моря относятся к средним векам (путешествия Отара в 950—970 гг.). Представления о Белом море сложились в XIII—XVI вв. в результате постепенного проникновения новгородцев на север.

Первые научные данные, доставленные капитаном Широкинским, В. Бётлингком, А. Ф. Миддендорфом и другими исследователями конца первой половины прошлого столетия, отразили общность строения Кольского полуострова и соседней Скандинавии.

В дальнейшем о происхождении гор Русской и Финской Лапландии высказывались разные мнения. Н. В. Кудрявцев (1883) считал ледниковое выпаживание столь значительным, что приписал ему едва ли не главную роль в формировании рельефа Кольского полуострова. В. Рамсей (Ramsay, 1898 и др.), представивший первую научно обоснованную схему строения полуострова, составленную в результате тщательных наблюдений 1887—1892 гг., отметил большое влияние на рельеф Балтийского щита линий разломов и подтвердил высказывания А. П. Карпинского (1894, переиздано в 1919 г.) о сбросах, определивших очертания Кольского полуострова. Позднее И. Седергольм (Sederholm, 1913) определил время тектонического обособления глыбы Кольского полуострова третичным периодом, тогда как В. Рамсей относил его к докембрию. О третичном возрасте разрывных нарушений писал также А. А. Григорьев (1934).

Большинство ученых в начале советского периода исследования Кольского полуострова подтверждали черты зависимости рельефа Балтийского щита от разрывной тектоники: это Б. М. Куплетский (1928),

¹ В период подготовки работы к печати вышла статья В. Е. Хаина (1971), в которой предложено считать геоморфологический этап развития Земли начинающимся с позднего протерозоя.

А. А. Полканов (1936), Н. Г. Кассин (1923), А. А. Григорьев (1934). Однако И. Н. Гладцин (1928) и отчасти В. В. Шарков считали трогообразные долины Хибин результатом нивации, а происхождение платообразных вершин объясняли процессами выветривания на верхнем уровне денудации. В 1940 г. В. В. Ламакин в вопросе происхождения рельефа возродил взгляды Н. В. Кудрявцева.

Последующие исследования и общий ход развития идей показали, что наиболее правильные концепции в вопросе соотношения геологического строения и рельефа были предложены Г. Д. Рихтером (1934, 1936). Проанализировав геологические данные и карты и приняв, что тектонические элементы щитов отражаются в их рельефе, он наметил схему разломов преимущественно диагонального направления, а также разделил полуостров на ряд орографических районов. В процессе дальнейших исследований предложенная Г. Д. Рихтером схема была в основном подтверждена и выявлена еще большая сложность строения поверхности земной коры Балтийского щита (Бискэ, 1959; Лаврова, 1960; Арманд, 1960; Кошечкин, 1964а, 1964б; Никонов, 1964; Граве, Макиевский, 1966; Козлов, 1966).

Проведение региональных геологических исследований, систематизация данных по тектонике, материалы аэрофотосъемки и созданные на их основе карты, наконец, различные геофизические исследования дали огромное количество фактического материала для морфоструктурной интерпретации строения поверхности Кольского полуострова. Появление региональных работ способствовало успешной разработке методических вопросов (Герасимов, 1959; Мещеряков, 1960, 1965, и др.). Расхождения намечались в определении степени отражения тектонического строения в рельефе щитов. И. Гранё (1953) считал, что на территории Финляндии горные породы мало влияют на гипсометрию. И. П. Герасимов (1959), подчеркивая значение разломов для развития форм рельефа щита, не усмотрел связи последнего с геологическими структурами. По мнению же Ю. А. Мещерякова (1965), между крупными чертами рельефа и тектоникой существует тесная зависимость.

Среди геологов, отстаивающих тезис о зависимости рельефа Кольского полуострова от геологического строения, наметилось расхождение в оценке проявления в рельефе протерозойских складчатых структур. И. В. Бельков (1963), С. И. Макиевский и А. А. Никонов (1964) отметили преобладание в некоторых районах Кольского полуострова обращенного рельефа: синклинорным структурам соответствуют возвышенности, антиклинорным — понижения. Этот вывод М. К. Граве, С. И. Макиевский (1966), С. И. Макиевский (1969) и А. А. Никонов (1967а) распространили на всю советскую часть Балтийского щита. Однако Б. И. Кошечкин (1969а и др.), а также М. Т. Козлов приводят ряд примеров прямых взаимоотношений рельефа и складчатых структур (т. е. «антиклиналь — возвышенность, синклиналь — понижение») в районе распространения свиты имандраварзуга. Очевидно, этот вопрос требует дополнительных исследований.

О происхождении и возрасте рельефа, в частности выровненных поверхностей, число которых достигает четырех (Арманд, Граве, Кудлаева, 1969), также существуют различные мнения. М. К. Граве и В. Я. Евзеров (1964) считают, что возвышенности представляют собой блоки, единая поверхность которых была поднята до современного уровня. А. Д. Арманд (1960, 1964) в принципе придерживается того же мнения, но полагает, что процесс поднятия Хибин был приостановлен в средне-четвертичное время, когда были выработаны выровненные поверхности, лежащие на отметках 500—700 м.

Геоморфологическое районирование, выполненное М. К. Граве, А. А. Никоновым и С. И. Макиевским в упомянутых выше работах, со-

держало по существу морфоструктурный анализ, хотя авторы не ставили перед собой этой цели. Попытка схематически разделить территорию Кольского полуострова на ряд морфоструктур была сделана Б. И. Кошечкиным (1969а). М. Т. Козловым (1966) была подчеркнута роль долгоживущих разломов в разделении территории на отдельные крупные блоки. Соотношение некоторых неотектонических элементов с древним планом геологического строения территории и геофизическими полями отмечено Б. И. Кошечкиным (1964а, 1969б), а также Б. И. Кошечкиным, Г. Д. Панасенко и С. А. Стрелковым (1970).

III. МОРФОСТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Морфоструктурное районирование основано на выделении участков поверхности, единых прежде всего по геоморфологическим признакам: гипсометрическим и морфометрическим показателям, степени и характеру проявления различных структурных особенностей, распространению денудационных и аккумулятивных форм рельефа. Сочетание этих признаков со строением толщи рыхлых отложений, с геологической структурой фундамента и с геофизическими данными позволяет судить о том, насколько своеобразии выделенных участков определено новейшими тектоническими движениями и в какой степени оно является отражением геологической структуры, выражающейся посредством литоморфности. Как будет показано при разборе фактического материала, все выделенные участки должны рассматриваться как морфоструктуры, определяемые особенностями новейших тектонических движений и являющиеся в этом смысле блоковыми. Черты литоморфности заметны то менее, то более резко, но ни в одной морфоструктуре их нельзя считать главными.

Следуя с северо-запада на юго-восток, на территории Кольского полуострова и прилежащих к нему частей Балтийского щита, находящихся в пределах СССР, выделяются следующие морфоструктуры: 1) сложная блоковая морфоструктура полуостровов Рыбачьего и Среднего; 2) Западно-Кольская, 3) Печенгская, 4) Мурманская, 5) сложная блоковая морфоструктура Сариселян-тунтури—Сальных тундр, 6) Кольская, 7) Кицкая, 8) Вороньинская, 9) Кейвская сложная, 10) Сосновская, 11) Ното-Чунская, 12) Займандровская сложная (морфоструктура Главного хребта), 13) Хибинская сложная, 14) Луяввуртская сложная, 15) Пиренго-Канозерская, 16) Терская сложная, 17) Ковдоро-Алакурттинская, 18) Колвицкая, 19) Куолоярвинская, 20) Ковдозерская, 21) морфоструктуры дна Белого и Баренцева морей: а) Кандалакшско-Двинская впадина, б) впадина горла Белого моря, в) прибрежная часть шельфа Баренцева моря.

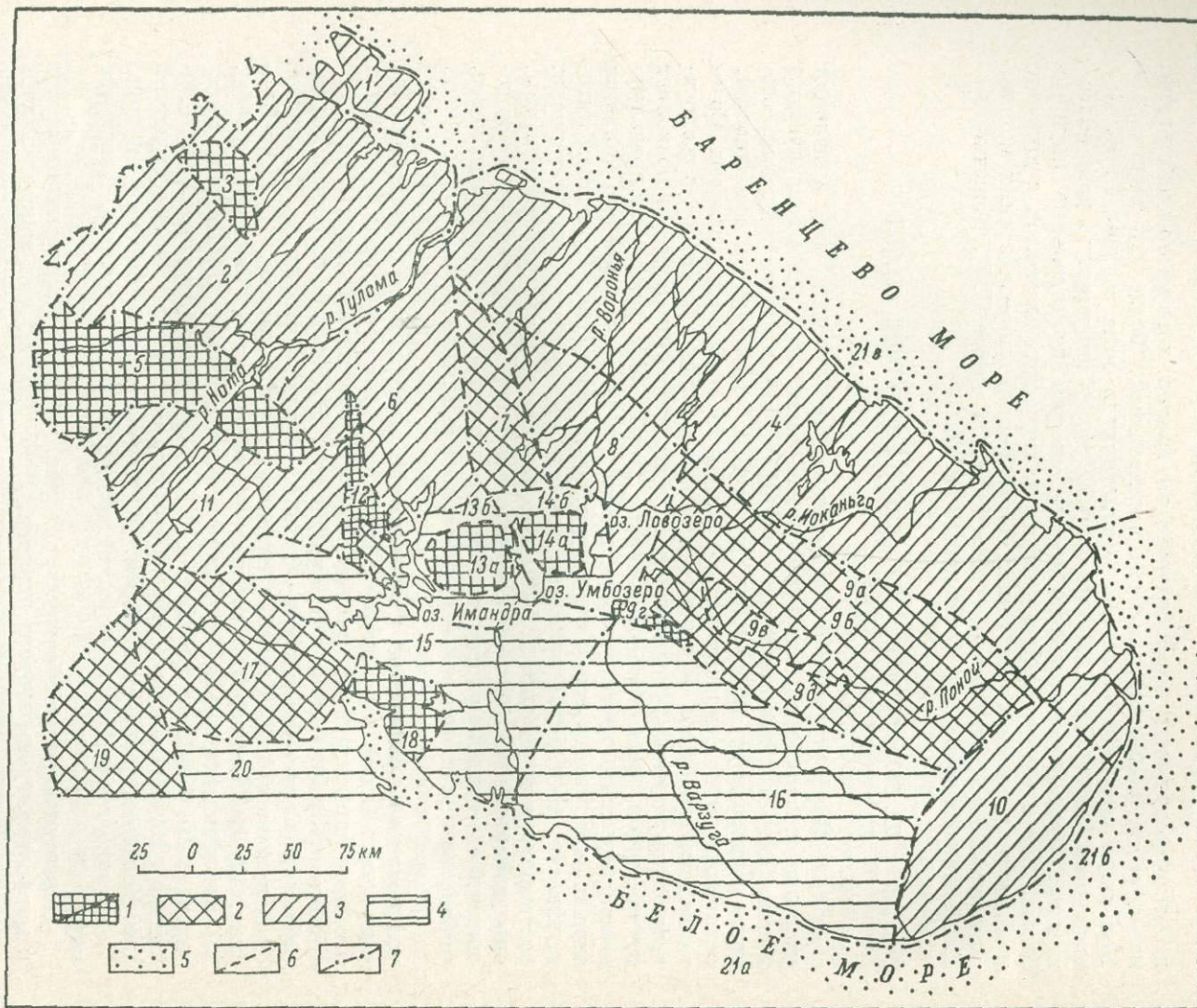
Перечисленные морфоструктуры (рис. 1) таксономически относятся к морфоструктурам второго порядка. Некоторые из них подразделяются на части, отвечающие морфоструктурам третьего или непосредственно более мелких рангов. На генерализованной схеме гравитационных полей (рис. 2) значительная часть морфоструктур так или иначе находит свое отражение. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Блоковая морфоструктура полуостровов Рыбачьего и Среднего

Внешние очертания и геоморфологические особенности полуостровов Рыбачьего и Среднего определяются прежде всего их отчлененностью от материковой части Балтийского щита. Прямолинейность берегов, крутые подводные склоны, опускающиеся до глубин не менее 50—

Рис. 1. Схема морфоструктур второго порядка северо-восточной части Балтийского щита.

Морфоструктуры: 1 — интенсивно поднятые новейшими движениями, 2 — умеренно поднятые, 3 — слабо поднятые, 4 — очень слабо поднятые, 5 — погруженные; границы: 6 — подчиненных морфоструктур, 7 — морфоструктур второго порядка; цифры в кружках — номера морфоструктур по порядку описания: 1 — полуострова Рыбачий и Средний, 2 — Западно-Кольская, 3 — Печенгская, 4 — Мурманская, 5 — Сариселли-Сальнотундровская, 6 — Кольская, 7 — Кицкая, 8 — Воронынская, 9 (а-б) — Кейвская, 10 — Сосновская, 11 — Ното-Чунская, 12 — Займандровская; 13 (а, б) — Хибинская, 14 (а, б) — Луявруртская, 15 — Ширенго-Канозерская, 16 — Терская, 17 — Ковдор-Алакурттинская, 18 — Кольвицкая, 19 — Куолоярвинская, 20 — Ковдозерская, 21 (а-в) — морфоструктуры дна Белого и Баренцева морей.



70 м, выдержанность простираний в очертаниях полуостровов и фиордовых заливов — все это подчеркивает блоковую природу морфоструктуры. Границы ее естественно определяются очертаниями береговой линии полуостровов. Так же естественно она разделяется на два блока меньшего порядка: полуострова Средний и Рыбачий. Первый отличается менее сложным строением поверхности, чем второй, а также менее четко проявляющимся структурным рисунком.

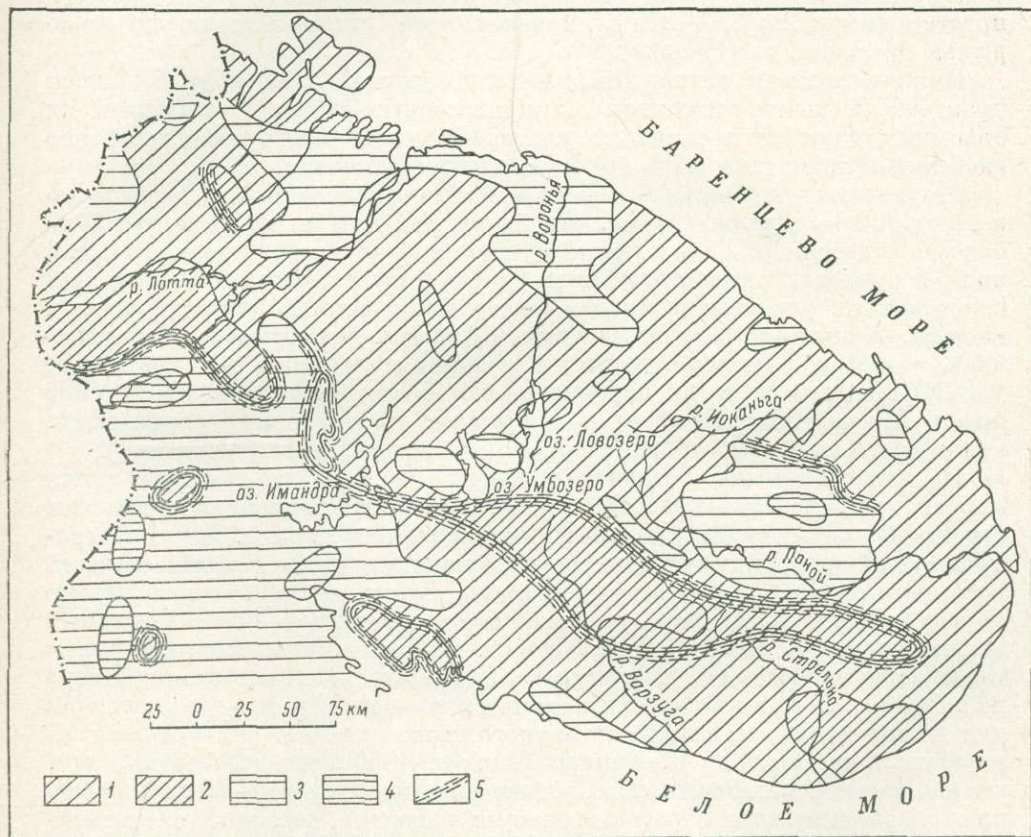


Рис. 2. Схема гравитационного поля северо-восточной части Балтийского щита (составлена по картам Р. В. Горной, Э. К. Чечель, В. Д. Миронова).

1 — область повышенных значений Δg ; 2 — положительные аномалии; 3 — область пониженных значений Δg ; 4 — отрицательные аномалии; 5 — зоны повышенных градиентов.

Оба полуострова сложены осадочной толщей рифея, состоящей преимущественно из песчаников, конгломератов и сланцев. Архейский гранитный фундамент на поверхность не выходит.

Поверхность полуостровов представляет собой волнистую или слабо холмистую денудационную равнину с отметками до 200—300 м на полуострове Рыбачьем и до 300—350 м — на Среднем. Общий уклон поверхности Рыбачьего северо-восточный уклон полуострова Среднего, напротив, юго-западный. Таким образом, Волоковская губа и Мотовский залив в самых общих чертах как бы отвечают разлому, расположенному на перегибе и образовавшемуся при разделении некогда единого блока на два, отвечающих двум полуостровам. Учитывая, что Мотовский залив лежит на линии разлома Карпинского, вдоль которого основная глыба Кольского полуострова, видимо, была приподнята, можно заключить, что отмечен-

ные признаки перекоса блоков Рыбачьего и Среднего являются вполне закономерными и обычными для зон разломов земной коры.

Структурный рисунок поверхности блоков, который проявляется в ориентировке узких междуречий, а также долин рек, речек и ложков, развивающихся вдоль трещин, отвечает общим очертаниям морфоструктуры: на полуострове Рыбачьем резко преобладает линейность северо-восточного направления (СВ 35—40°), т. е. параллельно восточному берегу, местами она резко сочетается с линейностью северо-западного простирания (СВ 320—325°), параллельной северо-восточному побережью (бассейн р. Зубовки).

Покров рыхлых отложений на полуостровах Среднем и Рыбачьем практически почти отсутствует, а принесенные издалека валуны и их обломки встречаются довольно часто. Сложены они преимущественно гнейсами и гранитами кольской серии архея (Никонов, 1964).

Результаты глубинного сейсмического зондирования (Литвиненко и др., 1968а) свидетельствуют, что блоки полуостровов Среднего и Рыбачьего отделены от близлежащей суши зоной разлома. Строение земной коры в пределах рассматриваемого блока резко отличается от строения более южных участков и сходно со строением земной коры в пределах шельфа, в области распространения байкалид. Поверхность Мохоровичича, или Мохо, как мы будем в дальнейшем ее называть для краткости, устанавливается здесь на глубине около 35 км; выше нее, на глубине около 10 км, отмечается вторая граница преломления сейсмических волн; под материком строение коры оказывается более сложным.

На побережье полуостровов Рыбачьего и Среднего развита серия морских террас до 90—120 м высоты, фиксирующих изменение положения береговой линии моря в поздне- и послеледниковое время. Верхняя граница самой ранней позднеледниковой трансгрессии располагается здесь на высоте около 124 м над уровнем моря. Среди лестницы террас лучше других обычно выражена терраса, соответствующая бассейну тапес. По наблюдениям А. Л. Кудлаевой и Б. И. Кошечкина, высота террасы тапес в восточной части полуострова Рыбачьего увеличивается с севера на юг с 23 до 26 м, а при переходе на материк — до 32 м, что дает материал для количественной оценки отмеченного выше «надлома» и перекоса каждого из полуостровов. В. Таннер (Tanner, 1930), впервые указавший, что на полуостровах Рыбачьем и Среднем террасы опущены на 20 м по сравнению с одноименными образованиями на материке, очевидно, схематизировал материал.

В особенностях блоковой морфоструктуры полуостровов Рыбачьего и Среднего сказались, таким образом, в первую очередь неравномерные новейшие движения, обновившие преимущественно древние разломы и ослабленные зоны. Суммарная амплитуда вертикальных тектонических движений за новейший период, начиная с неогена, составляет вряд ли более сотни метров. Реально, разумеется, что путь перемещения полуостровов относительно береговой линии моря был сложным и изменчивым, однако в морфологии берегов сохранились лишь следы голоценовых положительных движений суши.

Проявления современной сейсмической активности в зоне Мурманского побережья свидетельствуют в пользу того, что напряженное состояние земной коры в полосе разлома Карпинского сохраняется до сих пор (Кошечкин, Панасенко, Стрелков, 1970).

Западно-Кольская блоковая морфоструктура

Территория, расположенная к северу от Сальных тундр и лежащая между реками Паз и Туломой, исключая возвышенности Печенгских тундр, выделена нами в единую морфоструктуру, которая имеет следую-

щие черты: холмисто-увалистый рельеф с уклоном к северу и северо-востоку, прямолинейную ориентировку основных линейных элементов рельефа на северо-восток $35-40^\circ$, неравномерное новейшее поднятие с перекосом к северо-востоку и северу, выраженное в строении морских террас и отложений позднеледниковых трансгрессий.

Границы Западно-Кольского блока определяются на юге разломами на границе с Сариселян-Сальнотундровой морфоструктурой, на севере — побережьем Баренцева моря и Мотовского залива. Восточную границу предлагается проводить вдоль предполагаемого рядом исследователей разлома, к которому приспособились долины рек Ноты и Туломы и за которым существенно меняется структурный рисунок и отчасти амплитуда новейших движений. Западная граница по аналогичным признакам проходит по линии оз. Инари—Ярфиорд.

Территория морфоструктуры неоднородна по геологическому и тектоническому строению фундамента: большая южная часть принадлежит Терско-Нотозерскому антиклинорию, образованному гнейсами и амфиболитами кольской и отчасти тундровой серии, а на севере к ней относится участок Мурманского блока архея.

Все геологические структуры имеют в общем северо-западное простирание. Однако орографические особенности территории определяются преимущественно элементами рельефа северо-восточного простирания, в меньшей мере северо-западного, а также субмеридионального и север-северо-западного. А. А. Никоновым (1964), а затем и другими исследователями было подмечено, что элементы северо-западного простирания, соответствующего простираниям геологической структуры, выражены грядами низких гор, тогда как среди линейных элементов рельефа северо-восточного и субмеридионального простираний резко преобладают системы озерных котловин, речные долины и ущельеобразные впадины. Очевидно, что нарушения северо-восточной и субмеридиональной ориентировки являются более молодыми. Это установлено также А. И. Ивлиевым для предгорий Сальных тундр.

В распределении высот и строении поверхности морфоструктуры в первом приближении усматривается определенная связь с тектоникой. В целом это слабо приподнятая равнина. Наиболее крупные возвышенности и участки наиболее пересеченного рельефа приурочены к складчатым структурам, окаймляющим синклиний Сальных тундр, а среди них — к крыльям или ядрам синклинальных складок, сложенным устойчивыми к денудации высокоглиноземистыми гнейсами (например, горы Три Брата, Малая Корва и Большая Корва). В то же время некоторые возвышенности совпадают с антиклиналями (например, возвышенность между оз. Хуттоярв и Копосозером, гряда Пестпакша и др.). Второй район более сложного рельефа расположен близ побережья, он также приурочен к полосе крутопадающих гнейсов кольской серии архея (гора Каллиотунтури и др.) и отделяется от гранитоидов Мурманского блока долгоживущей зоной разлома (Скуфьин, 1966).

Многие возвышенности и горы отвечают массивам интрузивных пород, особенно основных и ультраосновных (горы Падос, Уапес, Анис и др.). Микроклиновые граниты, видимо, более подвержены разрушению, поэтому контуры возвышенностей здесь обычно охватывают меньшую площадь по сравнению с соответствующими им массивами. Так, обширному телу ара-гранитов, вытянутому вдоль р. Туломы, соответствует несколько возвышенностей (Виймвуд, Пакинъвайвишь, Салжвуд и др.), причем некоторые из них ориентированы в широтном направлении, т. е. наискось по отношению к общей ориентировке всего гранитного тела.

Линевенты северо-восточного простирания, как уже указывалось, выражены в рельефе преимущественно отрицательными формами или

куэстообразными уступами. Наиболее значительные нарушения, разделяющие территорию морфоструктуры на участки, различающиеся по структурному рисунку, совпадают с долинами рек Печенги, Б. Лицы и Ноты, что нашло отражение на схеме районирования А. А. Никонова (1964). Долина р. Б. Лицы проходит вдоль зоны разлома, по которому в протерозое происходили смещения, обусловившие колччатый изгиб гранулитового пояса, и внедрились ара-граниты. Существование зоны разломов, совпадающей с долиной р. Ноты, доказывалось также геоморфологическими признаками поднятия левого борта долины относительно ее правого борта (Кошечкин, 1964б). Следует отметить, что в строении зоны разломов вдоль р. Ноты проявились и элементы широтной ориентировки, параллельной вытянутости возвышенностей Виймвуд и Пакинъ-вайвишь.

Данные глубинного сейсмического зондирования указывают на существование разломов, ограничивающих выделенную морфоструктуру (Литвиненко, 1968), и на принадлежность ее к более или менее единому блоку земной коры с поверхностью Мохо, лежащей на глубине 38—41 км. Аэромагнитометрические исследования подтверждают, что во всех случаях намечаемые в рельефе линейности действительно отвечают разломам коры и дают материал для выделения залеченных разломов, к которым приурочены интрузивные тела (Доливо-Добровольский, 1964).

В пределах Западно-Кольской морфоструктуры на левом берегу р. Туломы близ устья на гнейсах была встречена кора выветривания каолинитового типа (Горецкий, 1938; Сидоренко, 1958; Никонов, 1969), что можно рассматривать как одно из указаний на относительно небольшой площадной снос в течение кайнозоя.

Покров рыхлых отложений в пределах морфоструктуры развит довольно хорошо, и благодаря мелкой расчлененности рельефа фундамента и преобладанию небольших высот мощность четвертичных отложений местами составляет здесь несколько десятков метров.

Депрессия р. Ноты благодаря небольшому падению реки в голоцене превращалась в морской залив. Исследование морских отложений и соответствующих террас показало, что этот блок с позднеледникового времени испытывает неравномерное поднятие с нарастанием амплитуды к юго-западу (Горецкий, 1938). Это логично объяснить влиянием интенсивно поднимающегося блока Сальных тундр.

Печенгская блоковая морфоструктура

Возвышенность Печенгских тундр, которая обычно рассматривается как самостоятельная морфоструктура, почти совпадает в своих орографических очертаниях с областью развития пород эффузивно-осадочной серии, слагающих северное крыло Печенгской антиклинали. Это относительно слабо расчлененная возвышенность высотой 400—600 м (высота горы Куорпукас 631 м).

Контуры Печенгской морфоструктуры, выделяемой по орографическим и гипсометрическим признакам, отличаются плавными очертаниями северных и восточных границ. Юго-западная граница, напротив, почти прямолинейна и совпадает с Порьяташским разломом, отделяющим северное крыло Печенгской структуры от южного.

В расположении отдельных элементов рельефа Печенгских тундр заметно совпадение их ориентировки с простиранием структур на севере и северо-востоке рассматриваемой территории, т. е. в местах наиболее крутого моноклиального падения пород; характерна и юго-восточная ориентировка возвышенностей и понижений близ зоны Порьяташского разлома. В первом случае, вероятно, имеет место проявление протеро-

зойских тектонических структур через литоморфность, во втором — обновление движений в древней зоне разломов.

Зависимость положительных элементов рельефа от участков развития более устойчивых к денудации пород подчеркивалась Б. И. Кошечкиным (1969б). Так, полосе распространения вулканогенной толщи свиты пильгуярви отвечают наиболее значительные возвышенности: горы Куорпукас, Шульгоайв, Маттерт и другие, а полосе развития метадиабазов свиты ахмалахти — цепь возвышенностей: Ахванвара, Хаккавара и др. Напротив, зонам распространения осадочных толщ соответствуют депрессии с ориентированными вдоль них озерами. Асимметричность строения возвышенностей и долин, местами создающая куэстообразный рельеф, подчеркивает пассивный характер проявления протерозойской складчатой структуры в облике рельефа Печенгской морфоструктуры.

По данным глубинного сейсмического зондирования (Литвиненко, 1968б) и гравиметрическим материалам (Цирульников, Сокол, 1968), вдоль северо-восточной границы Печенгской морфоструктуры выявляется резкое изменение сейсмических границ и резкое увеличение напряженности гравитационного поля (см. рис. 2), что свидетельствует о наличии разломов и здесь. То же можно предположить, изучая линейные магнитные аномалии вдоль ее южной границы.

Геоморфологические данные также подтверждают, что Печенгская морфоструктура представляет собой приподнятый блок земной коры, в общем соответствующий северному крылу протерозойской синклинали, но частично включающий в себя и окружающие породы. Совпадение разломов с краевыми частями синклинали можно рассматривать как указание на то, что время возникновения разломов относится к концу того периода денудации, в результате которого контуры синклинали стали похожими на современные.

Линевенты северо-восточного простирания, столь широко развитые на территории окружающей Туломской морфоструктуры, проявляются здесь ограниченно: это долина р. Печенги, секущая морфоструктуру, депрессия оз. Костровного и некоторые другие менее четкие. Можно отметить субширотную депрессию, к которой приурочены долины рек Камагайоки—Туттййоки.

Структурный рисунок Печенгского блока невыразителен и скорее кажется результатом проявления древней складчатой геологической структуры, чем наложенных тектонических процессов. Покров рыхлых отложений здесь беден, маломощен и отмечается только в депрессиях рельефа фундамента.

Поверхность Печенгских тундр обычно рассматривают как участок приподнятого древнего пенеэна (Арманд, Граве, Кудлаева, 1969). Признаки новейшего поднятия морфоструктуры можно усмотреть не только в морфологии, но и в явлениях перекоса берегов озер, расположенных на периферии, например оз. Тульярв. Поднятие морфоструктуры как целого блока относительно прилегающей территории отражается в рисунке изобаз, составленном для времени трансгрессий портляндия и фолас (Кошечкин, 1964, 1968).

Мурманская блоковая морфоструктура

Мурманская блоковая морфоструктура единодушно выделяется исследователями как по геологическому строению, так и по особенностям рельефа. Ее границы хорошо выражены на юго-западе (совпадают с линией разлома по контакту с зоной Колмозеро—Воронья) и, естественно, на северо-востоке. Юго-восточная граница блока может быть проведена различно, так как рельеф здесь изменяется постепенно, а поперечных

разрывных элементов можно наметить несколько. Нами принято, что граница проходит по р. Даниловке, что, может быть, несколько условно, так как, например, долина р. Поюя также следует разломам и рельеф по обе стороны ее хоть и в меньшей степени, но изменяется. Б. И. Кошечкин (1969а) объединил Мурманский блок с Сосновским и Терским в единую морфоструктуру, что несколько искусственно.

Территория Мурманского блока — возвышенная, мелко расчлененная равнина; рисунок ее поверхности наиболее ярко отражает непосредственное влияние разрывных тектонических нарушений. Все основные неровности рельефа образуют сетку, линии которой ориентированы вполне закономерно. Высота местности над уровнем моря колеблется около 150—250 м, высшие точки немного превышают 300 м. Относительное расчленение редко превосходит 100 м.

Территория Мурманского блока сложена породами гранитоидных формаций; самые ранние из них образовались в нуклеарный этап развития земной коры, а более поздние относятся к геосинклинальному этапу раннего протерозоя (Батиева, Бельков, 1968). На последующих стадиях развития гранитоиды Мурманского блока подверглись ультраметаморфизму, который придавал им еще большее разнообразие и в некоторых случаях гнейсовидность. Первоначальное субмеридиональное простирание структур ранней формации гранитоидов было в основном затуплено более поздними процессами. По составу наиболее существенно различаются между собой гранитоиды на площадях, лежащих по разные стороны от долины р. Иоканьги. Среди преобладающего поля гранитоидов встречаются небольшие массивы и дайки амфиболитов, габбро, диабазов.

Геофизические материалы, систематизированные М. Я. Цирульниковой и Р. С. Сокол (1968), свидетельствуют, что гравитационное поле в пределах рассматриваемой морфоструктуры неоднородно (см. рис. 2). В районе р. Вороньей и к западу от нее преобладают пониженные значения силы тяжести, в то время как в восточной части блока намечаются расплывчатые, но довольно значительные участки, характеризующиеся относительно повышенной напряженностью гравитационного поля (Жданов, Спрыгина, 1968). Вдоль юго-западной границы морфоструктуры прослеживаются несколько локальных отрицательных аномалий силы тяжести, возможно, соответствующих гранитным «куполам». Такие же аномалии отмечаются и на территории Мурманской морфоструктуры между р. Харловкой и Кольским заливом. Магнитное поле морфоструктуры характеризуется общим пониженным фоном, на котором прослеживаются участки аномалий, вытянутые в северо-западном направлении.

Разломы, намечающиеся по геофизическим данным и обычно выраженные в рельефе, либо пересекают блок в север-северо-восточном направлении (вдоль р. Харловки, у Ивановской губы), либо следуют параллельно Мурманскому побережью, либо, наконец, огибают участки локальных отрицательных аномалий сил тяжести.

Различия в составе гранитоидных пород, слагающих Мурманский блок, очень слабо отражаются в рельефе. Их влияние может быть скорее косвенным — через свойственную тем или иным породам трещиноватость. И. В. Гинзбург (1958) считает, что одним из факторов, определивших морфологию положительных форм рельефа, является простирание гнейсовидности горных пород, в том числе и гранитов. Эта особенность действительно устанавливается при тщательных наблюдениях на возвышенностях, сложенных относительно слабо трещиноватыми гранитоидами. Гораздо более четко проявляются в рельефе породы дайкового комплекса, образующие узкие прямолинейные гребни, которые по простиранию могут сменяться такими же узкими впадинами-рытвинами.

Однако более всего бросается в глаза и более всего определяет характер рельефа широкое развитие линейных трещинных элементов. Связь между тектоническими нарушениями и рельефом подчеркивали А. А. Григорьев (1934), А. А. Полканов (1936), И. В. Гинзбург (1958), М. А. Лаврова (1960), Н. Д. Палицын и Б. И. Кошечкин (1963), а также геологи, проводившие съемку Мурманского блока (М. М. Врачинская, Н. А. Егорова, Н. А. Островская и др.). Проявлениям разрывных нарушений в рельефе посвящена статья Л. М. Граве (1966).

Полагая, что прямолинейные элементы рельефа протяженностью в десятки километров (линементы), нередко сопровождающиеся дайками, являются бесспорными доказательствами участия разрывной тектоники в их образовании, мы не будем возвращаться к вопросу о причинах их формирования.

Практически подавляющее большинство рек, озер, сухих линейных впадин, угловатых в плане возвышенностей или впадин непосредственно отражает дизъюнктивные нарушения. Методическая сложность их изучения заключается в том, что трещинные элементы рельефа по простиранию могут изменять свои морфологические черты; так, речная долина может постепенно превратиться в сухую ложбину, ложбина — в большую трещину или систему трещин, которые, постепенно суживаясь, станут неотличимыми от трещин отдельности. Для отделения резко выраженного морфоструктурного элемента рельефа от элемента текстуры горных пород остается, следовательно, только чисто количественный критерий — его размер. Определенную роль может играть и закономерность ориентировки трещины. По-видимому, в результате тектонических напряжений по мере развития рельефа проявилась в первую очередь потенциальная трещиноватость, возможно, связанная с изменением кристаллической структуры пород. Очевидно, она заложена на более древних этапах развития фундамента Кольского полуострова, но проявилась в формах рельефа в процессе денудации, по мере выхода пород на поверхность.

Анализ топографических карт и материалов аэрофотосъемки показывает, что в разных районах Мурманской блоковой морфоструктуры преобладают неодинаковые направления разрывных нарушений, обусловленных тектоникой (рис. 3). Например, в средней части блока, между реками Дроздовкой и Варзиной, проявляются разрывные нарушения трех основных направлений: от северо-западного до север-северо-западного, от северо-восточного до север-северо-восточного и меридионального. При этом нарушения север-северо-восточного направления при движении к югу постепенно меняют свою ориентировку до северо-восточного, так что вблизи Кейв начинают преобладать только диагональные элементы (Граве, 1966). В районе р. Восточной Лицы рисунок гидрографической сети местами выглядит почти правильной ромбической сеткой.

Почти всюду наблюдается увеличение степени раздробленности рельефа вдоль побережья (рис. 4) и наиболее протяженных разломов, что указывает на проявление оперяющей системы трещин. Дайки приурочены в основном к разломам север-северо-восточной или субмеридиональной ориентировки, а на побережье имеют северо-западное направление. Мелкие острова близ побережья могут отражать различные направления разломов (рис. 5).

При всей сложной раздробленности поверхности Мурманский блок может быть разделен на три части. К западу от р. Харловки структурный рисунок наиболее мелкий и сложный, хотя крупных озерных котловин мало. В ориентировке разрывов здесь сочетаются диагональные элементы с меридиональными (реки Климовка, Воронья, Оленка и др.) и субширотными (оз. Каннентъявр, участки р. Териберки). А. Л. Кудлаева (1971), исследовавшая продольные профили рек, отмечает, что, судя по рисунку



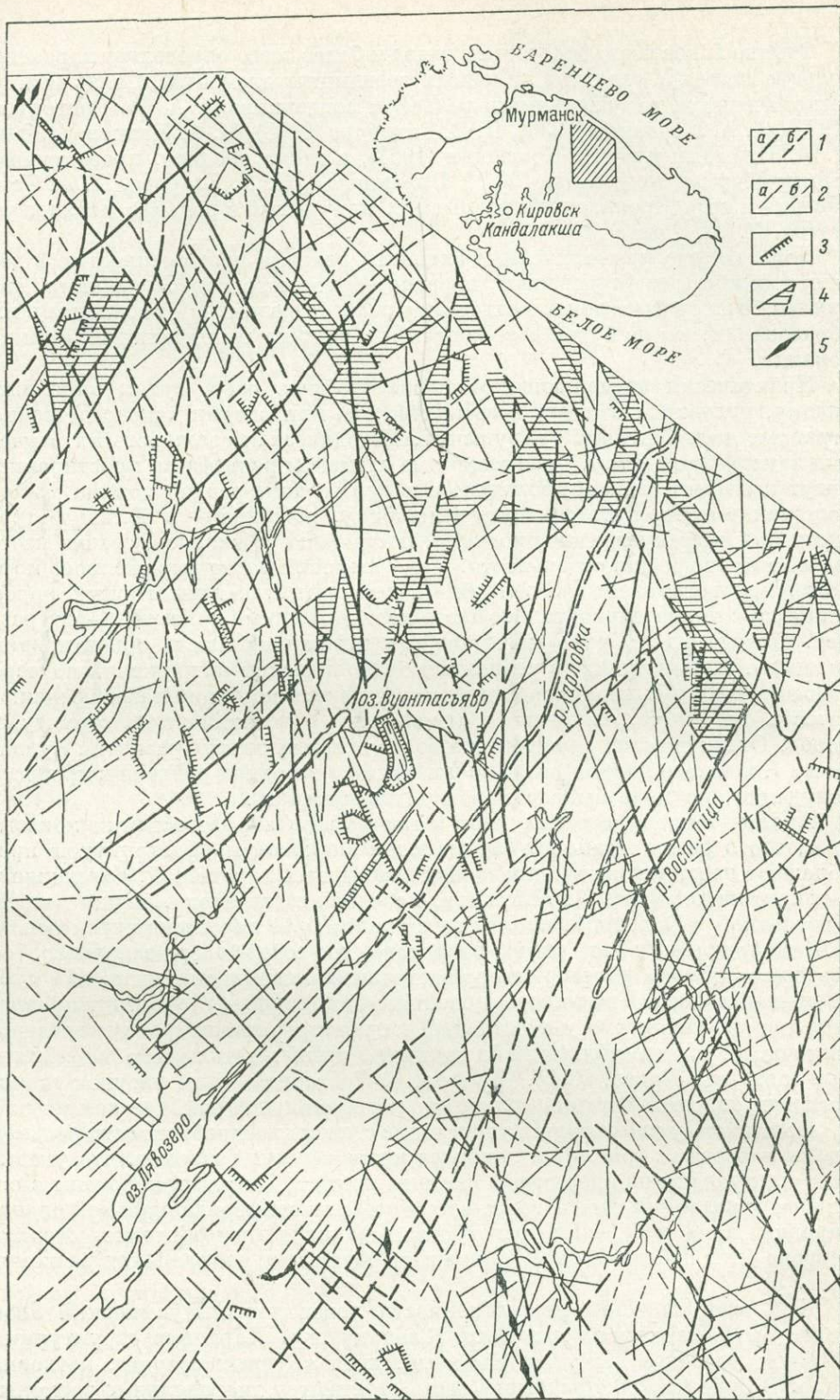


Рис. 3. Карта-схема отраженных в рельефе разрывных нарушений в центральной части Мурманского блока (по Л. М. Граве, 1966; упрощено).

1 — прямолinéйные понижения в коренных породах, занятые долинами и системами озер, соответствующие главным разломам: а — четко выраженные, б — нечетко выраженные; 2 — прямолinéйные понижения, занятые долинами рек и системами озер, соответствующие второстепенным разломам: а — четко выраженные, б — нечетко выраженные; 3 — прямолinéйные уступы, не связанные с характером литологии коренных пород; 4 — зоны интенсивного тектонического дробления; 5 — дайки, выраженные в рельефе.

изодеф, в этой части морфоструктуры можно выделить несколько мелких блоков, имеющих тенденцию к различно направленным движениям. Границы между блоками местами совпадают с разломами, установленными геофизическими данными. Видимо, расположение древних ядер гранитизации также имеет влияние на новейшую тектонику.

Между реками Харловкой и Иоканьгой наиболее мелкой раздробленностью отличается северная часть территории. В ориентировке разломов преобладают север-северо-восточные и север-северо-западные элементы. Через этот участок от оз. Лявозера к вершине Святоносского залива про-



Рис. 4. Тектоническая трещиноватость, обуславливающая структурный рисунок в рельефе, читающийся на аэроснимках и крупномасштабных картах. Мурманское побережье.

тягивается несколько крупных озер (Елозеро, Инцъявр, Чилиявр и др.), их сложная форма в общем подчинена диагональным элементам, которые преобладают и к югу от полосы озер.

На границе с Кейвской морфоструктурой разрывные элементы среднего и мелкого масштаба глохнут, не отражаясь в рисунке пород кейвских гнейсов и сланцев. Лишь отдельные более крупные разломы проникают в пределы Кейв, обуславливая расположение рек Золотой, Ачи и др. Изодефы между реками Восточной Лидей и Иоканьгой более или менее прямолинейны и параллельны береговой линии моря. Это же направление отражено и в расположении орографических элементов (Ивановская губа, оз. Савиха, а также очертания Святоносского залива). К востоку от р. Иоканьги рельеф поверхности фундамента Мурманского блока маскируется четвертичными отложениями, образующими ровный покров. Вероятно, все же расчлененность южной части территории здесь несколько меньше. Благодаря наличию рыхлого покрова влияние тектонических элементов четко заметно лишь в главных чертах расположения рек, в то время как изгибы русел в их верхнем течении не отражают структурного рисунка фундамента. Расположение рек в генерализованном виде здесь оказывается радиальным

по отношению к полуострову, что логично объясняется приспособленностью их к разломам, сопряженным с оконтуривающими полуостров разломами Карпинского. Хорошо заметны и элементы диагональной ориентировки.

По наблюдениям Д. Д. Мирской, В. Р. Ветрина и других геологов, прямолинейный приустьевой участок р. Поной приурочен к узкому горсту. Очевидно, этот горст является блоком, движения которого меняли знак.

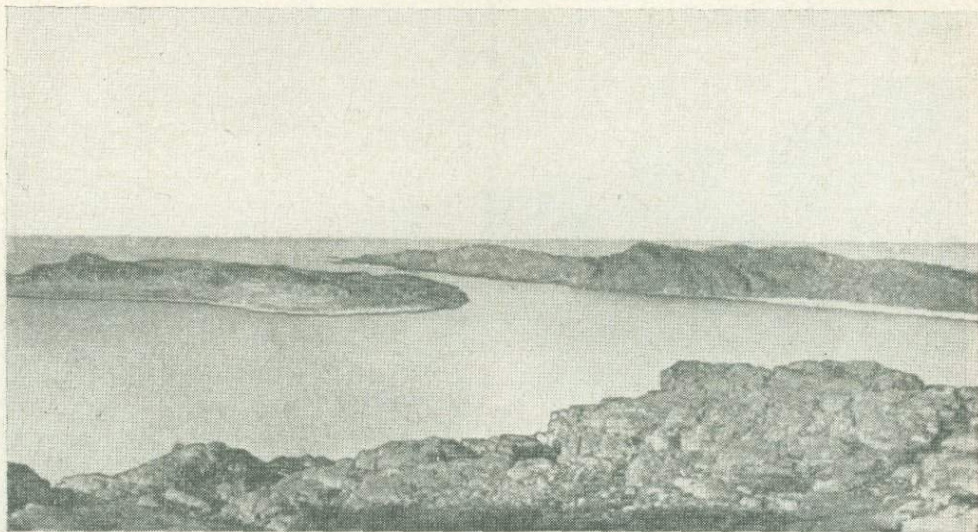


Рис. 5. Берег Баренцева моря.

Острова представляют собой мелкие блоки, разделенные разломами.

Разломы вдоль русла Поной отлично фиксируются линейными магнитными аномалиями (Кошечкин, Подольский, Семенова, 1966).

Для обоснованного суждения о конкретном времени проявления разрывных дислокаций сведений почти не имеется. По соотношению геологических тел можно лишь утверждать, что проявления разломной тектоники были наиболее активными после среднего протерозоя. Наблюдениями Б. И. Кошечкина и А. Л. Кудлаевой в последние годы подтверждено предположение, высказанное М. С. Калецкой, А. А. Никоновым и другими авторами, что в поздне- и послеледниковое время весь Мурманский блок испытывал приблизительно одинаковые движения — поднятие с амплитудой до 90 м. Таким образом, для отнесения обновления разрывной тектоники к неогену со времени А. П. Карпинского прибавилось очень немного данных.

Расположение эпицентров землетрясений вдоль Мурманского берега свидетельствует о современном напряженном состоянии земной коры в зоне разломов Карпинского.

Блоковая морфоструктура Сариселян-тунтури— Сальных тундр

Рассматриваемая морфоструктура выделяется в рельефе преимущественно в виде возвышенностей, пологовыпуклые вершины которых достигают высот почти 1000 м (рис. 6). Возвышенный блок в общих чертах соответствует массиву пород гранулитового комплекса, простирающихся к западу и к северу и уходящих в пределы Финляндии. В очертаниях мор-

фоструктуры, устанавливаемых по орографическим признакам, резко проявляется сочетание систем диагональных линейных элементов северо-восточного и северо-западного направлений. Границы морфоструктуры большей частью совпадают с границами протерозойских осадочно-вулканогенных пород гранулитового комплекса (гнейсо-диоритов, габбро-диоритов и собственно гранат-кварц-полевошпатовых пород) и с вмещающими их гнейсами. Отклонения орографических границ от геологических в юго-восточной части морфоструктуры в общем небольшие (до 2—4 км, считая вкрест простирания). Северная граница морфоструктуры в западной части слабее выражена в орографии, но зато совпадает с глубоким разломом, установленным по результатам глубинного сейсмического зондирования (Литвиненко, 1968б). Разрывные нарушения, хорошо заметные в рельефе, проявляются вдоль южных границ Сальных тундр (Кошечкин, 1964а), например вдоль долины р. Вувы, оз. Нижнего Сурьярви и т. д.

Вдоль северной границы Сальных тундр расположена серия интрузий ультраосновных пород, с которыми, в частности, связаны месторождения «Застейд». Структурная линия, осложняющая контакт гранулитов с архейскими породами, проявляется и в строении новейшего плана территории.

Гранулитовый комплекс является сложной синклиналию или синклинорием, ось которого погружается в общем к северо-западу. Характерный флексуобразный изгиб в очертаниях морфоструктуры связан с изменением направления простирания пород в синклинории на месте пересечения его зоной разлома. Разломы, расположенные по краям массива гранулитов и пересекающие его, относятся, по-видимому, к наиболее молодой генерации крупных дизъюнктивных нарушений в этом районе (Харитонов, 1958).

Результаты глубинного сейсмического зондирования по профилю, пересекающему гранулитовый пояс (Литвиненко, 1968б), показывают, что по линии Ловнотундра—Падостундра отмечается некоторое увеличение глубины расположения границы Мохо. По резкому изменению глубины залегания сейсмических границ северная часть габбро-диоритового ловнинского комплекса выделяется в самостоятельный блок (заметим, что блоковое строение здесь четко проявляется и в рельефе).

В гравитационном поле рассматриваемой территории на фоне общих повышенных значений силы тяжести выделяются минимумы и локальные максимумы. Последние, видимо, отвечают гипербазитовым интрузиям (Цирульникова, Сокол, 1968). Границы морфоструктуры фиксируются зонами повышенных гравитационных градиентов. Магнитное поле характеризуется в целом повышенными значениями.

В строении рельефа морфоструктуры Сариселян-тунтури—Сальных тундр можно заметить следующее. Наиболее возвышенные (будем условно называть их наиболее приподнятыми) участки морфоструктуры расположены на юго-востоке, это массивы собственно Сальные тундры (гора Элгорас, 997 м) и Туадаш (гора Чилтальд, 907 м). К западу от р. Ноты высоты снижаются до 400—500 м (гора Курбышахк, 497 м, гора Юмас, 398 м). Одновременно к западу происходит расширение полосы, занятой породами гранулитового пояса, и снижение степени их метаморфизованности.

Наиболее высоко приподнятые Сальные тундры (гора Элгорас) сложены не собственно гранулитами, а гнейсо-диоритами, габбро-диоритами и анортозитами, из которых состоит часть южного крыла синклинория. Второй по высоте массив Туадаш также сложен преимущественно гнейсо-диоритами южного крыла синклинория, но часть более низких вершин соответствует собственно гранулитам. К западу от р. Ноты возвышенности, сложенные как гранулитами, так и гнейсо-диоритами, не различаются по высоте.

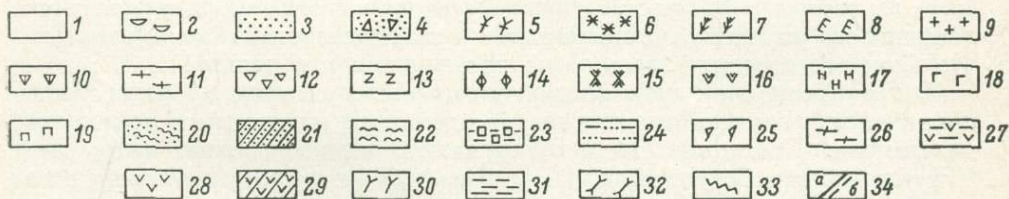
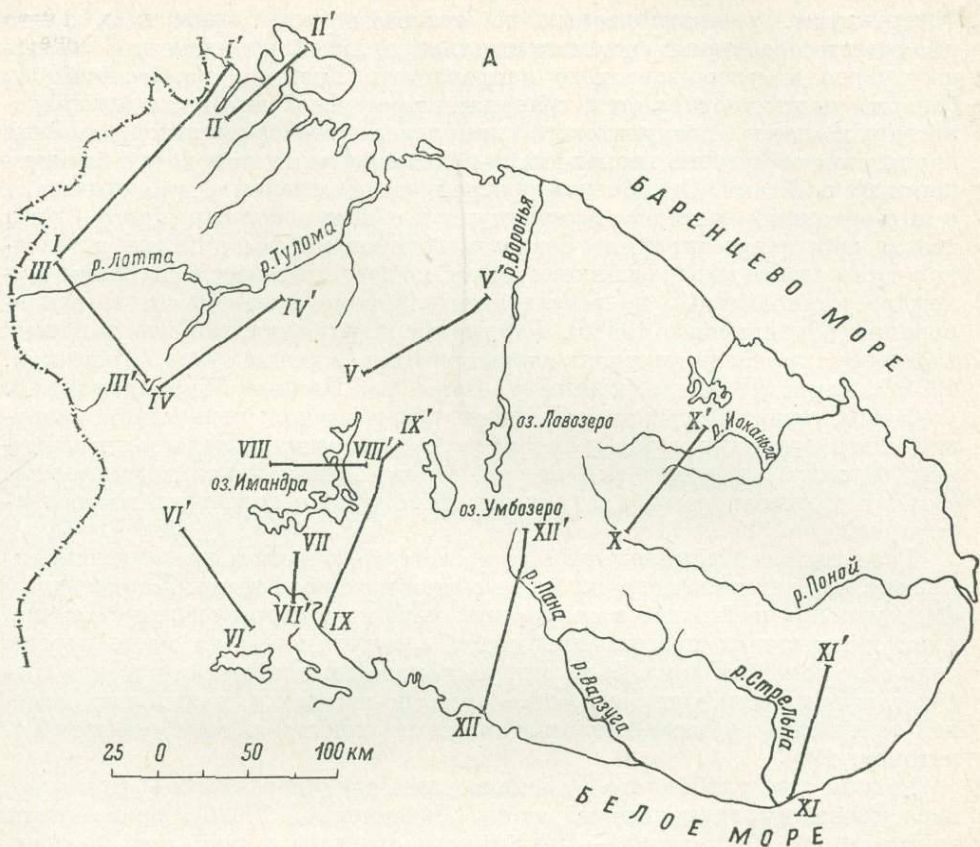


Рис. 6. Схема расположения геолого-геоморфологических профилей (А) и геолого-геоморфологические профили (Б) северо-восточной части Балтийского щита (составила Р. А. Виноградова).

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные породы; 3 — песчаники; 4 — кварциты; 5 — щелочные породы; 6 — щелочные сиениты; 7 — диабазы; 8 — порфириды; 9 — граниты; 10 — гранодиориты; 11 — кислые гранулиты; 12 — диориты; 13 — габбро; 14 — габбро-анортозиты; 15 — габбро-диабазы; 16 — габбро-амфиболиты; 17 — нориты; 18 — метапериотиты; 19 — гипербазиты; 20 — песчано-глинистые сланцы; 21 — карбонатно-хлоритовые и серицитовые сланцы; 22 — слюдяные сланцы; 23 — сланцы свиты Кейв; 24 — основные и средние гранулиты; 25 — гнейсо-диориты; 26 — гнейсо-граниты; 27 — гнейсо-амфиболиты; 28 — амфиболиты; 29 — сланцеватые амфиболиты и амфиболовые сланцы; 30 — гранатовые и амфиболовые гнейсы; 31 — биотитовые и слюдяные гнейсы; 32 — ортогнейсы; 33 — следы мигматизации; 34 — зоны разломов: а — прослеженные, б — предполагаемые.

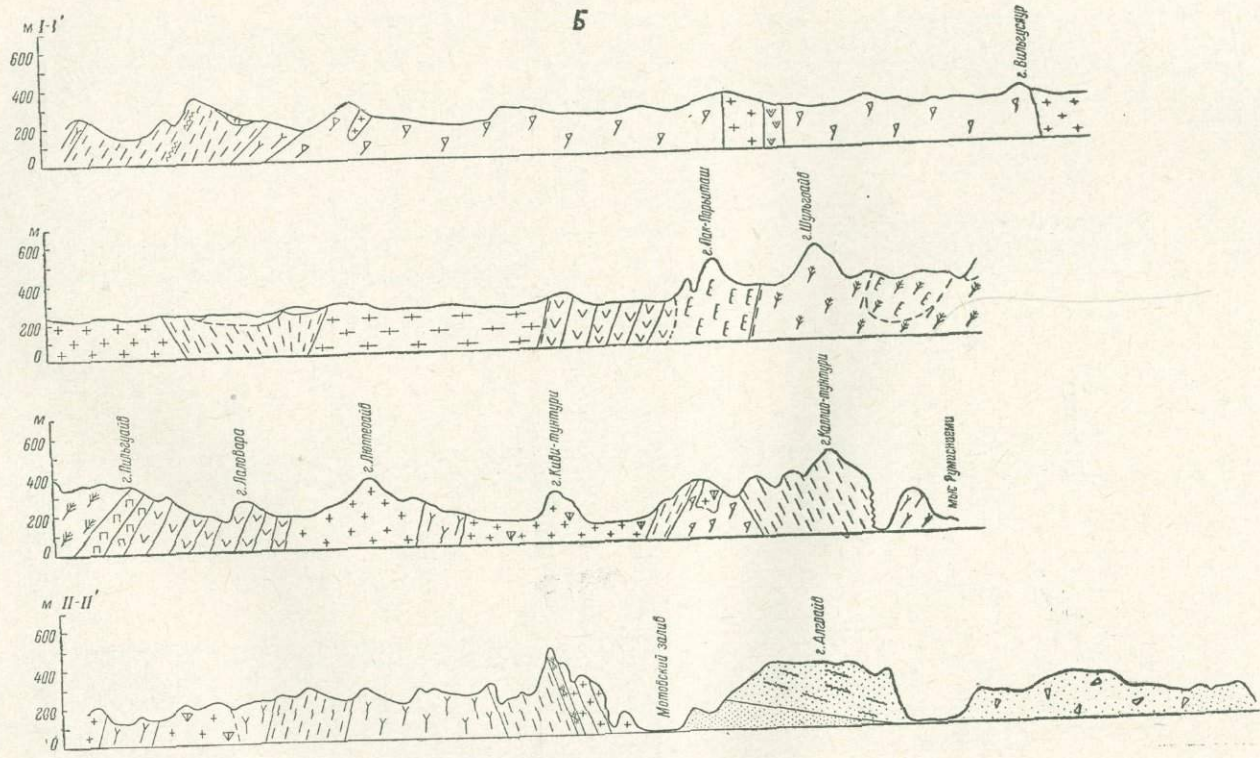


Рис. 6 (продолжение).

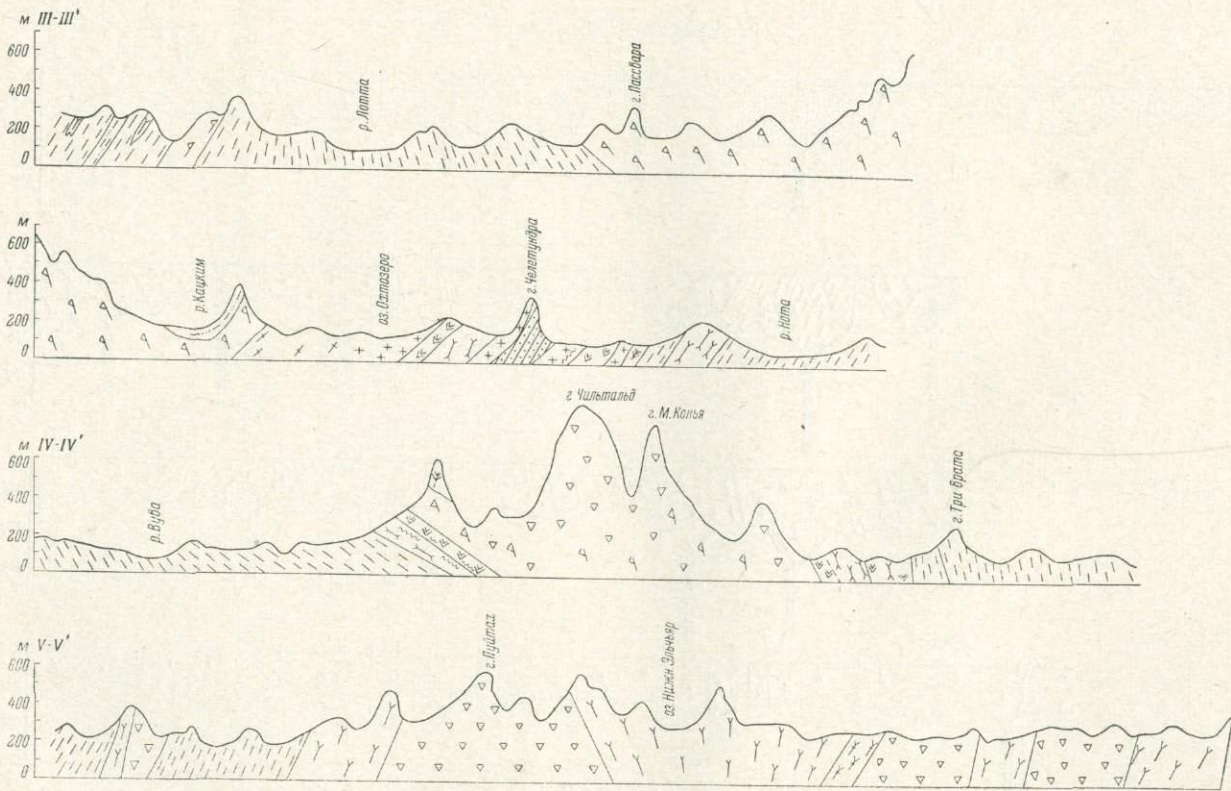


Рис. 6 (продолжение).

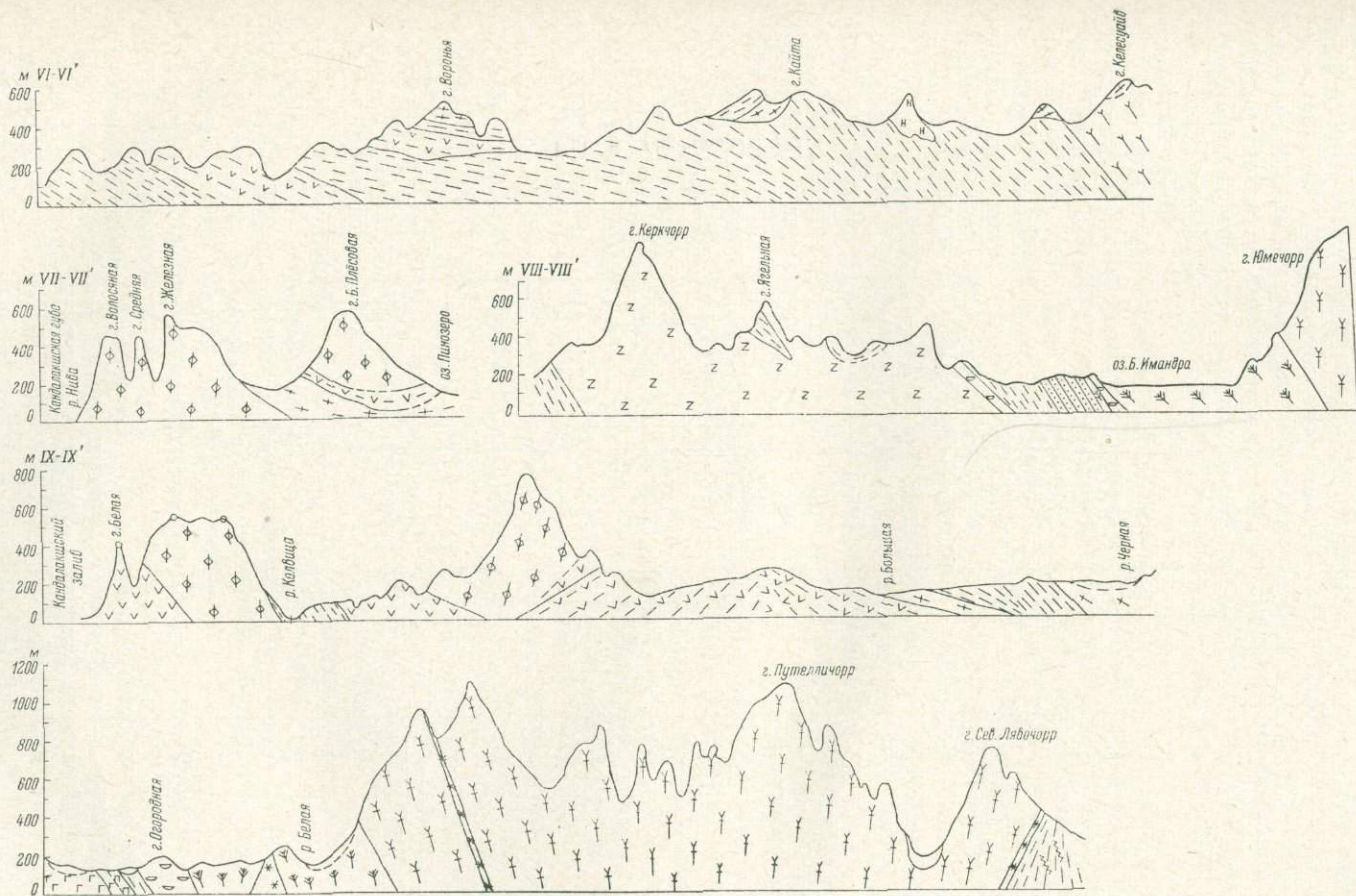


Рис. 6 (продолжение).

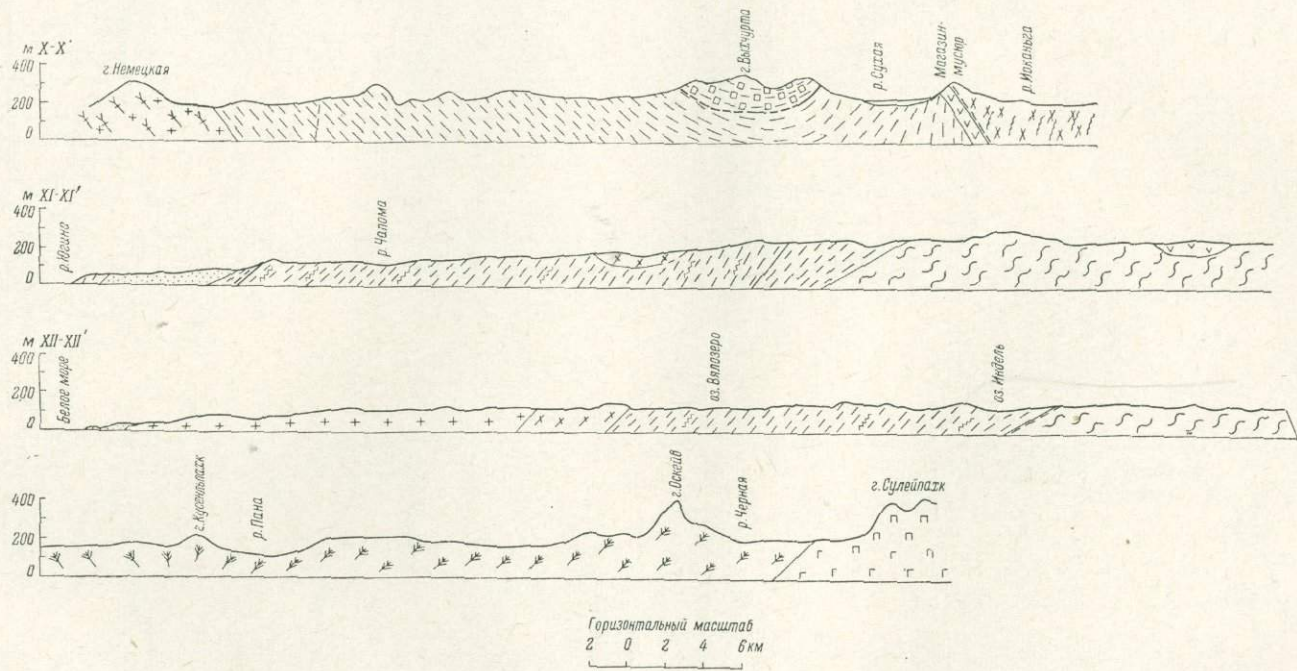


Рис. 6 (продолжение).

Западнее горы Ловнотундра картина меняется. Полосе собственно гранулитовых пород, слагающих южную и отчасти центральную зоны синклинория (Юрийюкскую синклинали), соответствует цепь массивных возвышенностей, протягивающихся до Сариселян-тунтури и далее уходящих в Финляндию. В то же время северной и отчасти центральной зонам синклинория (Лоттинской синклинали), сложенным гнейсо-диоритами, отвечает холмистая равнина с отметками 150—250 м и отдельными тундридами, почти не превышающими 400 м. Создается впечатление, что ни древние тектонические структуры, ни устойчивость пород сами по себе не могут объяснить образования морфоструктуры Сариселян-тунтури—Сальных тундр.

Вершинная поверхность в виде приподнятой до 850—900 м плоской или увалистой денудационной равнины лучше всего выражена на Сальных тундрах. Морфология вершинной поверхности исключает образование ее за счет нивальной деятельности — единственно возможного агента в данном интервале высот, поэтому следует допустить, что она сформировалась как поверхность базисной денудации и в дальнейшем оказалась приподнятой до современного положения. К такому же выводу приходят А. Д. Арманд, М. К. Граве и А. Л. Кудлаева (1969).

И. И. Киселевым в 1970 г. на наклонной равнине северных предгорьев Сальных тундр, в истоках р. Печи, на высоте до 300 м встречены пестроцветные глины, относящиеся к коре выветривания.

Очертания рассматриваемой морфоструктуры в генерализованном виде могут быть изображены только угловатыми контурами, причем простирающиеся прямолинейных участков геоморфологических границ закономерно сочетаются с простираемением линейных элементов рельефа смежных территорий (например, р. Ноты, Юмасозера и многих других).

То же можно сказать и о линейных элементах, секущих морфоструктуру. Долины рек Коньей, Ноты, Ракки и других столь прямолинейны и параллельны между собой, что многих исследователей наводило на мысль о приуроченности их к дизъюнктивным нарушениям (Н. И. Апухтин, К. Д. Беляев, А. А. Никонов, С. Д. Покровский, В. Д. Полферов, В. Н. Соколов, Л. Я. Харитонов и др.). На геологических картах отмечаются также линии разрывов, положению которых в рельефе отвечают резко выраженные прямолинейные уступы, хорошо дешифрируемые на аэрофотоснимках. В 1970 г. А. И. Ивлиев сообщил, что в краевой части пояса гранулитовых пород широко развиты нарушения сдвигового типа, которые частично происходили с разрывом сплошности пород и в некоторых случаях могут быть приняты за сбросы, хотя таковыми и не являются.

По соотношению интрузивных тел различного возраста (от 2000 до 1700 тыс. лет) устанавливается, что разломы северо-восточного простираения образовались позднее и были наложены на систему разломов северо-западного направления. Для датировки эпох обновления разломов конкретных геологических данных не имеется.

Структурный рисунок, представленный наиболее мелкими элементами рельефа, линейность которых обусловлена тектоническими процессами, в пределах Сариселян-Сальнотундровской морфоструктуры выражен слабее, чем в смежной Западно-Кольской. В основном здесь преобладают элементы диагонального простираения, близкие к простираению контуров морфоструктуры (СВ 45—50°, СЗ 305—310°), реже проявляются элементы субмеридионального простираения. Сравнительно слабое развитие мелких тектонических форм рельефа в пределах Сариселян-Сальнотундровской морфоструктуры не удается связать с физическими свойствами пород гранулитового комплекса, оно, видимо, должно быть объяснено особенностями геологической истории гранулитового пояса.

Анализ основных особенностей строения Сальнотундровской морфоструктуры приводит к заключению, что общие ее очертания соответствуют синклинойной структуре протерозойского возраста. Геоморфологические различия между отдельными частями новейшей морфоструктуры не могут быть полностью объяснены особенностями протерозойской тектонической структуры, хотя и намечается, что наибольшие высоты приурочены к южному крылу синклинория. Наблюдаемому строению и распределению высот соответствует допущение, сводящееся к тому, что Сальнотундровская морфоструктура является сочетанием нескольких крупных блоков, испытанных некоторое перемещение относительно друг друга, но затем более или менее прочно соединившихся между собой, так что объединенные общим древним геологическим основанием они образуют единую выделяющуюся в рельефе систему.

Рыхлые отложения на территории Сариселян-Сальнотундровской морфоструктуры наблюдаются почти исключительно в долинах рек и местами в озерных котловинах. А. И. Ивлиевым и И. И. Киселевым отмечены приледниковые террасы и моренные гряды на склонах гор на высоте 400—500 м. На основании изменения высот послеледниковых террас вдоль р. Ноты выявлено, что в позднем голоцене происходило поднятие окружающей равнины, скорость которого определяется А. А. Никоновым (1964) в 2.2 мм/год.

Таким образом, Сариселян-Сальнотундровская положительная морфоструктура, соответствующая синклинорию гранулитового пояса, в первом приближении подтверждает заключение С. И. Макиевского и А. А. Никонова (1964) об инверсионном характере рельефа северо-запада Кольского полуострова. На уровне морфоструктур более мелкого порядка (частей рассматриваемой морфоструктуры) это правило не подтверждается, тогда как концепция блокового строения рельефа остается в силе. Влияние литоморфности отчетливо заметно в отдельных чертах рельефа как общей морфоструктуры, так и ее частей. Сильнее всего оно проявляется на крыльях складчатых структур.

Кольская блоковая морфоструктура

Территория увалистой денудационной равнины, лежащей по обе стороны от р. Коль, отличается от смежной с ней Западно-Кольской морфоструктуры господством меридиональных простираний в орографии и иным характером новейших движений, в первую очередь равномерности поднятия. Северо-западная граница Кольской морфоструктуры проводится по р. Туломе, восточная — по субмеридиональному линементу, выраженному долинами рек Средней, Малой Кицы, Хариусной. Южная граница проходит вдоль подошвы Главного хребта и по окраине депрессии, окружающей Хибины. В целом границы Кольского блока совпадают с разрывными нарушениями, секущими породы кольской и тундровой серий и достаточно четко выраженными в рельефе; во многих местах они подкрепляются геологическими и геофизическими данными.

Поверхность морфоструктуры имеет высотные отметки преимущественно в пределах 100—250 м с отдельными приподнятыми участками высотой до 400—500 м (гора Вежетундра 583 м). Ориентировка возвышенного гряд совпадает с простиранием пород. Наблюдается преимущественное совпадение положения низкогорных возвышенностей с зонами гнейсодiorитов, которые в большей части геологических работ считаются раннеархейскими интрузиями. В проявлении в рельефе складчатых структур четкой закономерности не улавливается: как синклинальные, так и антиклинальные структуры приблизительно в равных количествах наблюдаются в положительных элементах рельефа. Поскольку, судя по геологи-

ческим картам, здесь нельзя говорить о моноклиальной структуре, можно сделать лишь общее заключение о том, что проявление в рельефе системы линейных контуров следует рассматривать в первом приближении как черты литоморфности, которая, видимо, имеет не только пассивный характер, но и подчеркивается дифференцированными движениями, механизм которых может быть различен.

В строении поверхности морфоструктуры наблюдается сочетание преобладающих меридиональных элементов рельефа с двумя системами диагональных. При этом меридиональные, субмеридиональные и северо-западные элементы отражаются как в линейных депрессиях (реки Улита, Печа, оз. Куможье, Щучье и др.), так и в тундрах и вараках (Чалмтундра и др.), отвечающих интрузивным массивам, а элементы северо-восточной ориентировки, секущей нижнепротерозойские структуры, проявляются только в отрицательных элементах. Очевидно, эти разломы появились после завершения интрузивной деятельности. Субширотные элементы, отразившиеся в строении отрезков долины р. Ноты, здесь не фиксируются.

Долина р. Колы приспособлена к системе разломов, в которой сочетаются отрезки диагонального и субмеридионального направлений. Невыработанность продольного профиля р. Колы может свидетельствовать о сравнительно молодых подвижках вдоль системы разломов, что в гораздо меньшей степени проявилось вдоль р. Туломы. Вместе с тем долина р. Колы ни по геоморфологическим, ни по геофизическим признакам не является границей между двумя морфоструктурами, хотя именно это естественно было бы предположить.

Более мелкие структурные элементы в рельефе Кольского блока развиты менее четко, чем в строении поверхности Туломского блока.

По генеральным чертам геологического строения большая часть рассматриваемой морфоструктуры относится к Центрально-Кольскому блоку белеморид, т. е. к фундаменту карелид (Шуркин, 1968).

По геофизическим показателям на сводной карте, составленной М. Я. Цирульниковой и Р. С. Сокол (1968), на общем фоне увеличенных значений силы тяжести выделяются зона локальных гравитационных максимумов, лежащая на продолжении таких же аномалий Главного хребта к северо-западу (Улитозерский массив), и поле пониженных значений силы тяжести к юго-западу от этой зоны, соответствующее участку развития пород тундровой серии. Хорошо заметны также геофизические поля многофазных интрузий, роль которых в рельефе довольно скромна (Гремяха-Вырмес и др.).

Северная часть линеивента, являющегося восточной границей морфоструктуры, по геофизическим признакам определяется как линия глубинного разлома в докембрийском фундаменте. Очевидно, разлом продолжается и южнее, до Хибинских гор, Умбозера, а возможно, и далее.

Кольская блоковая морфоструктура по суммарной амплитуде новейших вертикальных тектонических движений мало отличается от уже рассмотренной Западно-Кольской морфоструктуры и имеет одинаковую с последней гипсометрическую характеристику. Однако в пределах Кольской морфоструктуры не наблюдается признаков неравномерности голоценовых движений, т. е. того перекоса к северу, который был отмечен на более западной территории.

Рыхлые отложения в пределах Кольской морфоструктуры развиты относительно широко. А. А. Никонов (1969) приводит сведения о выветрелых каолинизированных пегматитовых жилах в районе Оленегорска, находящихся на абсолютной высоте около 200 м и относящихся к формации коры выветривания доледникового и, вероятно, донеогенового времени. Разрез четвертичных пород охватывает отложения последнего оледенения и голоценовые озерные осадки и торфяники. До 40% территории заболочено (Барканов, 1967).

Кицкая блоковая морфоструктура

К востоку от четко проявляющегося в рельефе разлома, протягивающегося с севера на юг по долинам рек Средней и Малой Кицы, располагается относительно сильно пересеченный грядово-низкогорный район, вытянутый с севера на юг в форме, близкой к равнобедренному треугольнику. Система грядообразных возвышенностей высотой 400—600 м ориентирована почти меридионально с отклонением к северо-западу и не согласуется с северо-западным простираем геологических структур архея. Восточной границей Кицкой морфоструктуры можно считать линейную депрессию озер Чудзъявр—Пуарентъявр, за которой снижаются гипсометрические отметки и меняется преобладающее простираем структурных элементов местности. На юге граница Кицкой морфоструктуры проводится по северному краю депрессии, окаймляющей Хибинский массив, и возможно, связанной в своем происхождении с процессом его поднятия.

Территория Кицкой блоковой морфоструктуры сложена преимущественно гиперстеновыми диоритами архейского возраста, которые чередуются с полосами пород тундровой серии. По данным некоторых геологов, породы тундровой серии образуют складки, которые отражены в рельефе в виде возвышенных грядообразных тундр и варак. По мнению П. М. Горяинова, линейно вытянутые и зажатые между блоками архея участки развития пород тундровой серии имеют скорее моноклинальное падение и не должны рассматриваться как типичные складки. Построенные вкрест простираем геолого-геоморфологические профили (см. рис.6) свидетельствуют о приуроченности положительных элементов рельефа к зонам развития диоритов или к полосам с наиболее крутым падением пород, т. е. не дают однозначного ответа на существующие проблемы. Несомненно лишь четкое проявление в рельефе разрывных нарушений, общий блоковый характер морфоструктуры и проявление литоморфности в более мелких чертах рельефа.

На гравиметрической карте (см. рис. 2) рассматриваемая морфоструктура отражена в виде локальных минимумов силы тяжести, что может отвечать неглубокому положению архейского основания.

В расположении структурных элементов рельефа Кицкой морфоструктуры преобладает субмеридиональная линейность, в меньшей степени развиты ложбины и крупные гряды северо-западной ориентировки (в южной части морфоструктуры) и лишь отчасти — элементы северо-восточной ориентировки (в северной части морфоструктуры). Структурный рисунок, составляемый более мелкими элементами рельефа, развит здесь сравнительно слабо, хотя показатели общей расчлененности Кицкой морфоструктуры относительно всего Кольского полуострова довольно высоки (Кошечкин, Кудлаева, 1969).

Четвертичные отложения в связи с большой расчлененностью рельефа распределены очень неравномерно. Их разрез слагается верхнеплейстоценовыми ледниковыми и позднеледниковыми осадками.

Вороньинская блоковая морфоструктура

Почти в центре Кольского полуострова, по обе стороны р. Вороньей, расположена морфоструктура, отличающаяся от смежных своим гипсометрическим положением и характером проявления структур в рельефе. Ее северо-восточная граница, отделяющая Мурманский блок, совпадает с древним разломом, ограничивающим с севера зону протерозойских пород, известную под названием Колмозеро—Воронья. Западная граница совпадает с обновленным разломом, секущим протерозойские структуры

и создавшим ступень в рельефе. Вдоль нее расположена система озер Репояр—Пуарентъявр. Восточная граница проходит вдоль подножия возвышенностей, сложенных щелочными гранитами и входящих в Кейвскую морфоструктуру. На юго-западе граница Вороньинской морфоструктуры в рельефе малозаметна, так как по преобладающим отметкам она почти не отличается от депрессий, окружающих Ловозерский массив.

По устройству поверхности рассматриваемая морфоструктура представляет собой денудационную равнину с преобладающими высотами 200—280 м, слегка наклоненную к юг-юго-западу. Наиболее возвышенная полоса, где отметки достигают 350 м, соответствует зоне распространения протерозойских пород свиты Колозеро—Воронья, а отдельные высоты обусловлены выходами ультраосновных пород (гора Лешая и др.). Большая часть морфоструктуры расположена в пределах Центрально-Кольского архейского горста-антиклинория, сложенного гранато-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, слюдяными гнейсами, гиперстеновыми диоритами и гранитами (см. рис. 6). Согласно представлениям большей части исследователей (Н. В. Карпинской, В. А. Перевозчиковой, Л. Я. Харитоновой, К. П. Хинейко и др.), породы смяты в складки, образующие антиклинорий, простирающийся на северо-запад.

Вдоль северо-восточной границы морфоструктуры располагается относительно узкая синклиновая полоса пород свиты Колозеро—Воронья, состоящей из биотитовых гнейсов, сланцеватых амфиболитов, кварцевых порфиров, кератофиров и других пород. Юго-восточная часть рассматриваемой территории сложена гранитными массивами, которые связаны с широкой зоной разлома, пересекающего Кольский полуостров от устья р. Умбы к р. Харловке. В зоне этого разлома расположены также Цагинский массив основных пород и Контозерский грабен с карбоновыми осадочными породами. Учитывая, что вдоль Ловозера устанавливается разлом меридионального направления, продолжающийся затем вдоль р. Вороньей, можно предположить, что два разлома, следующих вдоль рек Вороньей и Харловки, соединяются в районе Федоровой тундры и продолжаются к устью р. Умбы в виде единой зоны. Цагинско-Харловский разлом и перпендикулярный ему разлом вдоль зоны Колозеро—Воронья отражаются и на геофизических показателях (Цирульниковой, Сокол, 1968). По данным, обобщенным Э. К. Чечель, Р. В. Горной и другими исследователями, территория Вороньинской морфоструктуры характеризуется общим несколько повышенным фоном гравитационного поля, на котором выделяется локальный максимум, соответствующий Кургинской интрузии.

Анализируя соотношение рельефа поверхности фундамента и геологического строения Вороньинской морфоструктуры, следует подчеркнуть, что по общим чертам гипсометрии поверхность блока перекошена и наклонена к югу. Приуроченность наибольших высот к синклинорной зоне Колозеро—Воронья является указанием на обращенность рельефа по отношению к основным складчатым структурам, в чем проявляется совокупность влияния литоморфности и разницы в амплитуде новейшего поднятия. Более детальное рассмотрение показывает, что соотношения складчатых структур со строением поверхности могут быть различными. В пределах архейского Кольского антиклинория возвышенности чаще приурочены к выходам гнейсо-диоритов, разделяющих синклинали, сложенные гнейсами, которые в рельефе выражаются понижениями. В полосе возвышенностей, отвечающих зоне протерозойских пород Колозеро—Воронья, наиболее высокие точки приходится либо на замковые части складок (гора Охмыльк и др.), либо на выходы плагиоклазовых и гранатовых амфиболитов, либо, наконец, на массивы интрузивных пород (гора Лешая и др.). Граниты, развитые в восточной части морфоструктуры (в зоне Цагинско-Харловского разлома), не образуют заметных возвышенностей,

так же как Цагинский и Кургинский массивы основных пород. Очевидно, в этой области проявилось относительное погружение, которое может быть либо компенсационным по отношению к неотектоническому воздыманию морфоструктур, лежащих к востоку (щелочные граниты Кейв) и к западу (Ловозерский массив), либо проявлением опускания блока, лежащего между двумя ветвями обновленных разломов, простирающихся к северу и к северо-востоку от района Федоровой тундры.

В строении поверхности Вороньинской морфоструктуры не улавливается четких признаков древних разломов, простирающихся по обе стороны Хибинского и Ловозерского массива к северо-востоку до Лявозера (Токарев, 1966; Кириченко, 1970). Не устанавливается также признаков влияния зоны древнего глубинного разлома, проходящей через район Хибинского массива к восток-северо-востоку (Цирульников, Сокол, 1968).

Признаки разломной и трещинной тектоники, как и в других морфоструктурах, проявились здесь прежде всего в отрицательных формах рельефа, т. е. в строении гидрографической сети. Ориентировка линеентов, подчеркнутых реками, довольно пестрая. Долина р. Вороньей, совпадение которой с разломом получило новое геологическое подтверждение (устное сообщение В. А. Костина), имеет общее субмеридиональное простирание, но отдельные отрезки реки ориентированы на северо-восток, север-северо-восток, северо-запад, а также в широтном направлении. Северо-западное простирание рек и цепочек озер, совпадающее с простиранием пород, характерно для района Колмозеро—Воронья, где заметно проявляется литоморфность. Напротив, линии простирания пород Кольского антиклинория обычно пересекаются тектоно-орографическими элементами, ориентированными на северо-восток и север-северо-запад. В юго-восточной и южной частях морфоструктуры преобладает сочетание менее определенных диагональных элементов.

В целом интенсивность проявления разрывных элементов в рельефе в пределах Вороньинского блока довольно высокая. Она значительно выше, чем в пределах Кейвской морфоструктуры, хотя существенно уступает раздробленности смежного с ней Мурманского блока. Со стороны последнего в пределы Вороньинской морфоструктуры проникают лишь крупные и средние по степени орографической выраженности разломы.

Рыхлые породы четвертичного возраста на территории Вороньинского блока развиты довольно широко, что объясняется небольшой амплитудой новейших движений в этой части полуострова и наличием депрессий фундамента. В разрезах преобладают ледниковые отложения и озерные поздние и послеледниковые осадки.

Кейвская сложная морфоструктура

В северо-восточной части Кольского полуострова располагается обширная территория, захватывающая большую часть бассейна р. Поноя и располагающаяся между возвышенностями Большие и Малые Кейвы. Она имеет много общего в строении рельефа и выделяется преимущественно в виде области крупных увалов северо-западного простирания, сочетающихся с отдельными островерхними горами и большими заболоченными низинами. Абсолютные высоты колеблются от 150 до 300 м, в возвышенных точках достигают 400 м.

Геологической основой Кейвской морфоструктуры являются кейвская свита нижнепротерозойских пород, а также прилегающие к ним щелочные граниты и архейские породы Центрально-Кольского антиклинория.

Граница Кейвской морфоструктуры наиболее четко выражена на севере, где она совпадает с разломом, намеченным еще Г. Д. Рихтером (1936) и заложенным вдоль контакта с гранитоидами Мурманского блока. Восточная граница ее распыльчата и лишь приблизительно соответствует зоне гранитных и основных интрузий, оконтуривающих замыкание зоны карелид. На юге граница морфоструктуры в общем совпадает с северной границей свиты имандра—варзуга и южными предгорьями Панских тундр. Западная граница точно не совпадает с контурами геологических тел, больше всего она соответствует гипсометрической ступени, отделяющей возвышенности района щелочных гранитов от низменности, окружающей Ловозеро.

По геофизическим показателям рассматриваемая территория достаточно своеобразна. В целом повышенная напряженность магнитного поля сопровождается здесь общей слабой отрицательной аномалией силы тяжести. В гравитационном поле выделяется также серия локальных отрицательных аномалий изометрической конфигурации. Зоны повышенных гравитационных и магнитных градиентов сопровождают северную, южную и юго-восточную границы морфоструктуры (Жданов, Спрыгина, 1968; Цирульникова, Сокол, 1968). Намечается также зона разлома внутри морфоструктуры, соответствующая южной границе полосы высокоглиноземистых сланцев Больших Кейв. Линия разломов север-северо-восточного направления проходит от с. Кашкаранцы через р. Пятчему к с. Ивановка на Мурманском берегу. В современном рельефе она почти не прослеживается. По результатам сейсмического зондирования глубина залегания поверхности Мохо определяется под Кейвами в 30—32 км (Литвиненко и др., 1968), что наводит авторов на мысль о недавнем воздымании района. Устанавливается также, что разломы по северной и южной границам Кейвского синклинория захватывают всю толщу земной коры. Судя по расположению сейсмических границ, можно предположить, что архейский фундамент под кейвской серией лежит на глубине 3—4 км.

Характеризуясь несомненной общностью как геоморфологического облика, так и геофизических данных, Кейвская сложная морфоструктура может быть разделена на пять морфоструктур (см. рис. 1) более мелкого (третьего) порядка: это гряда Большие Кейвы (9а), Северо-Понойская возвышенная полоса (9б), Понойские впадины (9в), гряда Малые Кейвы (9д), Панские высоты (9е).

Рассмотрим каждую из них детальнее.

Гряда Большие Кейвы соответствует зоне развития кейвской свиты ставролитовых, кианитовых и иных сланцев и подстилающих их гнейсов. Это обширные, пологие, очень слабо расчлененные выпуклые увалы с разделяющими их понижениями. Поскольку кейвская свита слагает синклинорную структуру, рельеф Больших Кейв является обращенным (Бельков, 1963). Рассматривая его детальнее, можно отметить, что обращенность является неполной. Так, И. В. Бельков констатирует, что если борта возвышенностей чаще всего отвечают крыльям брахисинклиналей, а выпуклые вершины — замковым частям складок, то днища пологих впадин соответствуют положению ядер складок. Эту закономерность отмечают Г. С. Рубинраут и В. Г. Гаскельберг (1971). При соответствии ориентировки рельефа простиранию пород в отдельных случаях на участках моноклинального падения пород или даже на антиклинальных структурах появляются куэстообразные возвышенности.

Вследствие того что Кейвский синклинорий имеет достаточно сложную складчатость, некоторые возвышенности, отвечающие поперечным складкам, имеют меридиональную или северо-восточную ориентировку (горы Колокольная, Вьюнцахк и др.). Г. С. Рубинраут и В. Г. Гаскельберг (1971) отмечают, что при меньших углах падения сланцев литоморфность

резче проявляется в рельефе, поэтому большинство возвышенностей Кейв приурочено к южному, более пологому крылу синклинали. В пределах гряды Кейв сравнительно слабо проявляются структурные элементы рельефа, отражающие разрывную тектонику.

О приспособлении долин рек Золотой, Лосинги, Ельёк и других к разрывным нарушениям север-северо-восточной ориентировки можно судить лишь по косвенным признакам. Трещинная тектоника также мало заметна. Не исключена возможность, что это связано с большей пластичностью пород кейвской свиты по сравнению с породами смежного Мурманского блока, где трещинная тектоника выражена классически. Ибо если принять, что в Мурманском блоке лучше проявились «трещины разгрузки», то, следовательно, нужно допустить очень большую амплитуду поднятия блока и его новейшего эрозионного среза, что противоречит имеющимся данным. По-видимому, перемещения блоков фундамента в ряде случаев вызвали образование дислокаций типа флексур, хотя имеется и много примеров разломов и сдвигов с амплитудой до 700 м. По северной границе Кейв, вдоль контакта с надвинутым к югу Мурманским блоком архейских гранитов, тянется полоса понижений, к которым приурочено несколько очень мелких озер (Кальозеро, Сухое и др.). Севернее проходит возвышенный уступ (гора Магазин-мусюр и др.), отвечающий выходам крутопадающей пластовой интрузии основного состава.

Вторая морфоструктура третьего порядка, входящая в сложную Кейвскую, находится к югу от гряды Больших Кейв в пределах расположения гнейсов и щелочных гранитов. Отметки поверхности колеблются здесь приблизительно в тех же пределах, но строение рельефа сложнее и пересеченность больше. Г. С. Рубинраут и В. Г. Гаскельберг (1971) считают, что в строении этой, в целом денудационной, равнины в первую очередь проявляются антиклинальные купольные и брахискладчатые структуры и разделяющие их узкие синклиналильные складки. Последние получили выражение в положительных формах рельефа — возвышенностях и низких кряжах; на сводах купольных структур чаще располагаются выровненные понижения, часто заболоченные, как, например, в бассейне нижнего течения р. Лебяжьей, в верховьях р. Цилуй, на участке широтного расположения р. Лосинги и в других местах.

Дизъюнктивные нарушения отражаются в рельефе этого района чаще, чем на гряде Больших Кейв. Во-первых, к зонам разломов приурочены долины северных притоков р. Поной — рек Сахарйок, Ельёк, Лосинги, Лебяжьей, Югоньки, Ачерйок. Во-вторых, в области развития щелочных гранитов проявилась и трещинная тектоника, которая обусловила образование узких крутосклонных лощин меридиональной или север-северо-восточной ориентировки. Лощины тянутся иногда на несколько километров и могут выклиниваться в обе стороны, что исключает возможность их эрозионного происхождения.

Возвышенности, сложенные щелочными гранитами, имеют отметки до 370—380 м и, пожалуй, наиболее резкие очертания. Они располагаются в западной части Кейвской морфоструктуры, почти примыкая к морфоструктуре Панских тундр. Учитывая сравнительно легкую разрушаемость щелочных гранитов и признаки их глубокого эрозионного среза, можно заключить, что гранитные массивы воздымаются весьма интенсивно (Рубинраут, Гаскельберг, 1971). Вероятно, механизм этого поднятия можно объяснить выжиманием в результате бокового давления (Кошечкин, 1969б).

Понойские впадины условно выделяются в самостоятельную морфоструктуру третьего порядка. Они представляют собой обширные плоские заболоченные понижения с отметками 150—160 м. Образование впадин А. Д. Армад и Н. Н. Армад (1966) объясняют дифференцированными блоковыми опусканиями в зоне северо-западного разлома, обнаружен-

ного Г. Д. Рихтером (1936). Основная часть впадин представлена заболоченной поверхностью осушенного озерного дна, почти не отличающегося от первой террасы р. Поной и более высоких песчаных террас (4—7 м над уровнем рек), развитых по окраинам впадин и несущих озерные береговые валы. Конфигурация дна впадин довольно сложная. Холмы и увалы окружающей местности постепенно «тонут» в болотах впадин и появляются в них в виде островных холмов. Буровые работы в районе р. Ельёк показали, что впадины заполнены отложениями голоцена мощностью 10—25 м (Первунинская и др., 1970). Все это заставляет склониться к мысли, что Понойские впадины образовались вдоль некоторого шарнира поверхности морфоструктуры и не являются следствием блокового погружения. Видимо, здесь проявился лишь один из отмеченных А. Д. Арманом и Н. Н. Арманд (1966) типов движения: *перекос с «надломом» по осевой части*.

Расположение долины р. Поной, которая в общем следует осевой части впадин, на отдельных участках либо отвечает простирацию архейских пород фундамента, либо расположению куполообразных структур, которые огибаются рекой (Рубинраут, Гаскельберг, 1971). Как и в районе развития кейвских гнейсов, куполам брахиантиклиналей здесь соответствуют заболоченные понижения или озера, а крыльям складок — грядобразные возвышенности. Наиболее ярко эта закономерность проявляется в районе оз. Песчаного, близ Макаровских озер и в рельефе Ивановской брахиантиклинали. Г. С. Рубинраут и В. Г. Гаскельберг считают, что обращенный характер рельефа проявился в этом районе наиболее полно.

Морфоструктура Малых Кейв в рельефе выглядит пологой грядой высотой 240—300 м, которая частично является водоразделом Поной и бассейна р. Стрельны. Положение гряды соответствует узкой синклинальной складчатой структуре, в ядре которой выходят высокоглиноземистые кейвские сланцы. Западная часть ее несколько более приподнята, чем восточная. По расположению речной сети можно предположить, что Малые Кейвы разбиты поперечными разломами. В западной части морфоструктура Малых Кейв срезает эллипсоидальный контур гряд, окружающих обращенную антиклинальную структуру архейских гнейсов в районе оз. Песчаного. Южная граница Малых Кейв, являющаяся одновременно границей всей Кейвской сложной морфоструктуры, совпадает с субширотным в этом районе разломом по северному контакту свиты имандра—варзуга. Вдоль этой границы прослеживается понижение, к которому приспособились отрезки верхнего течения рек Стрельны, Пурнача и др.

Блоковая возвышенность Панских высот, выделенная в качестве морфоструктуры третьего порядка, отвечает интрузивному телу основных пород, приуроченных к зоне разлома по северной кромке свиты имандра—варзуга. Она образует юго-западный угол сложной Кейвской морфоструктуры и должна быть рассмотрена вместе с остальными частями последней. Это узкая, субширотно вытянутая возвышенность высотой 300—500 м. Вершинная поверхность Панских тундр почти плоская, их южный склон круче северного. Прямолинейными долинами рек Киевейки, Аньёк и других тундры разделены на ряд гор, высота которых меняется ступенеобразно. Такой облик гор свидетельствует об их блоковом строении, что подтверждается геологическими материалами. В. А. Тюремов, И. И. Берман и П. Л. Кацблин (1969) насчитывают восемь блоков, следующих друг за другом с запада на восток. Разделяющие их разломы север-северо-восточного направления отражаются зонами минимумов вертикальной составляющей магнитного поля на фоне его общих повышенных значений. Характеристика магнитного поля позволила также установить, что амплитуда вертикальных перемещений отдельных блоков различается на 200—300 м. Чрезвычайно интересным является установление признаков поворота среднего (четвертого по счету с запада) блока

горы Пешемпахк в горизонтальной плоскости на 20—25°. Отмеченное перемещение блока связано, вероятно, с периодом последних проявлений пликативных дислокаций, которыми были также изогнуты некоторые дайки амфиболитов в кейвских гнейсах. Можно предположить, что тангенциальные напряжения проявлялись в геологическом строении Кольского полуострова значительно шире, чем до сих пор считалось.

На Панских тундрах многими исследователями отмечалась кора выветривания. Находки каолининовых кор выветривания приурочены к абсолютным высотам 200—300 м, т. е. к районам, втянутым в процесс недавнего поднятия. Из этого следует, что вертикальные движения, в результате которых возникли гипсометрические ступени, превращенные процессами денудации в горы, происходили после образования кор выветривания каолининового типа. Свидетельством современной тектонической активности блоков Панских высот могут служить отмечаемые в этом районе слабые землетрясения (Панасенко, 1969).

Все пять вкратце охарактеризованных морфоструктур, составляющих Кейвскую морфоструктуру второго порядка, объединяются контурами разломов, близким гипсометрическим положением, небольшой амплитудой новейших движений и относительно слабой их дифференцированностью. Отличия морфоструктурного облика отдельных частей обусловлены влиянием особенностей геологического субстрата, проявившихся в процессе длительной денудации. Тектоническая дифференциация сказалась в неодинаковом характере разрешения тектонических напряжений в различных частях морфоструктуры и в несовпадении амплитуд неотектонических движений.

Обнаружение в бассейне р. Лосинги дресвянисто-железистых кор выветривания мощностью до 5—7 м, а на Панских тундрах и Больших Кейвах остатков каолининовых кор позволяет считать, что эта территория не подвергалась существенной денудации по крайней мере с миоцена; следовательно, мы имеем возможность определять амплитуду новейших движений непосредственно по генерализованным гипсометрическим отметкам. Она окажется небольшой и будет изменяться от 100 до 400 м. Расположение наиболее пониженной зоны в средней части морфоструктуры логично объяснить некоторой неравномерностью поднятия, как бы сгибанием поверхности вдоль шарнира, проходящего по оси Понойских впадин, с одновременным поднятием его северо-западной части. Поэтому Понойские впадины мы не рассматриваем в качестве неотектонического грабена, хотя тем самым вовсе не исключается возможность нахождения в них остатков погребенных неогеновых или палеогеновых отложений. Более интенсивное поднятие северо-западной части Кейвской морфоструктуры проявляется в гипсометрическом строении территории, а также в признаках смещения речных долин северных притоков р. Поной и наблюдающихся там же признаках «болотной солифлюкции» (Рубинраут, Гаскельберг, 1971).

Что касается более древних моментов истории развития территории Кейв, то можно заметить, что В. Г. Гаскельбергом, М. А. Сотниковой и другими выявлены следы былого распространения сланцевой толщи между Большими и Малыми Кейвами, а Б. А. Юдиным — к северу от Кейв (на р. Иоканьге). Снос с этих участков мог произойти раньше, чем были заложены долгоживущие разломы, с которыми совпадают границы Кейвской морфоструктуры. Большая часть разломов была несомненно обновлена в недавнее время. Однако в рельефе получили отражение не все разрывные нарушения, фиксируемые геофизическими данными или предполагаемые по особенностям геологического строения. Напротив, некоторые орографически выраженные линейные элементы не нашли пока геологического подтверждения.

Сосновская блоковая морфоструктура

Юго-восточная часть Кольского полуострова, относящаяся к бассейнам рек Чапомы и Сосновки, отличается от смежных территорий по строению рельефа и проявлению структурных элементов и выделяется в особую морфоструктуру, хотя гипсометрически она лишь немного выше Терской.

Границы Сосновской морфоструктуры в рельефе проявляются четко. На западе их можно провести по долине р. Стрельны, к востоку от которой наблюдаются изменения структурного рисунка оро- и гидрографии и некоторое увеличение абсолютных отметок. Северо-восточная граница протягивается от поворота р. Стрельны близ возвышенности Высокая Земля к резкому изгибу р. Пурнач и вдоль последнего до р. Поноя, далее в рельефе она не читается. Следуя принципам прослеживания линементов, мы проводим ее вдоль р. Даниловки, на продолжении которой лежит отрезок р. Поноя такой же юго-восточной ориентировки. Проведение границы по р. Пурначу согласуется с разломом, намечающимся здесь по геофизическим данным (Цирульникова, Сокол, 1968).

Сосновская морфоструктура в общем представляет собой волнистую денудационную равнину с преобладающими отметками 150—250 м и самыми большими, достигающими 250—300 м. Намечается общий уклон поверхности к югу и юго-востоку.

Геологическое строение Сосновской морфоструктуры довольно сложное. Южная и западная части сложены слюдяными гнейсами архея, северо-восточная — комплексом преимущественно гранитоидных пород, входящих в состав Мурманского блока. На побережье отдельными пятнами развиты песчаники терской свиты, а в бассейнах рек Сосновки, Глубокой и Снежныи сохранились осадочные породы карбонового возраста (данные Л. Г. Косового, М. Т. Козлова и др.). Блоки разновозрастных пород контактируют между собой по разломам. Песчаники карбона залегают в грабенах субмеридионального или северо-восточного простирания. Общее расположение системы разломов в пределах Сосновской морфоструктуры может быть объяснено влиянием береговой флексуры, которая, вероятно, возникла при обособлении глыбы Кольского полуострова в процессе формирования впадины Белого моря (Козлов, 1966).

По особенностям геофизических характеристик в пределах северной части Сосновского блока выделяется несколько изометричных отрицательных гравитационных аномалий, которые соответствуют массивам гранитоидных пород. В некоторой степени отражены в рельефе поверхности Сосновской морфоструктуры и особенности геологического строения. Участкам развития архейских гнейсов соответствуют преимущественно слабо расчлененные низкие равнины. Гранитные тела небольшого размера выделяются в виде пологих возвышенностей. Иначе проявляются более крупные гранитные массивы: их центральные части обычно разрушены и выглядят относительно пониженными участками, краевые же выделяются в виде возвышенностей (например, ур. Высокая Земля).

Рисунок гидрографической сети Сосновской морфоструктуры сочетает в себе признаки отражения линейных и коленчатых разрывных нарушений и влияния гранитных куполов. Кроме долин рек, расположенных по краям Сосновского блока, тектонические швы подчеркнуты расположением рек Пулоньги, Бабьей, Лиходеевки, Сосновки. В их ориентировке преобладают субмеридиональные элементы и в небольшой степени северо-западные. Судя по наблюдениям М. Т. Козлова (устное сообщение), в основании аккумулятивных ледниковых гряд Кейв встречаются выходы скальных пород, что указывает на существенное проявление структурных элементов, которые, может быть, даже повлияли на динамику оледенения.

нения. Структурные элементы, параллельные побережью Белого моря, проявляются также в коленчатых изгибах рек, участки которых располагаются вдоль берега моря на расстоянии 8—10 км от устьев. Приблизительно в этих же местах на реках отмечается линия водопадов, к которой приурочены выходы вертикально падающих зон брекчий, отличающихся отсутствием метаморфизма (Козлов, 1966).

Характер берегового уступа Белого моря в пределах Сосновской морфоструктуры неоднороден. В западной части берег в значительной степени сложен поздне- и послеледниковыми прибрежными террасами, а ближе к устью р. Даниловки чаще появляются участки скалистых берегов. М. Т. Козлов (1966) приводит примеры голоценовых перемячений локальных блоков побережья, в результате которых были созданы отдельные заливы (губа Большая Бабья, устье р. Глубокой и др.). Во всех случаях эти смещения мелких блоковых морфоструктур являются, видимо, побочными проявлениями развития структурной зоны побережья Белого моря.

Судя по наблюдениям Б. И. Кошечкина и А. Л. Кудлаевой в 1970 г., в строении морских террас не наблюдается признаков дифференцированности движений в поздне- и послеледниковое время. Лучшее всего на побережье выражена терраса тапес высотой 21—23 м над современным уровнем моря.

Сосновская блоковая морфоструктура в первом приближении является единым блоком. При более детальном рассмотрении она может быть разделена на несколько блоков, слегка различающихся по гипсометрическому положению и расположению структурных элементов.

Ното-Чунская блоковая морфоструктура

Территория юго-западной части Мурманской области, сложенная архейскими гнейсами и в геологическом обиходе выделяемая под названием Беломорского блока (Беломорского мегантиклинория по С. И. Маккиевскому), является неоднородной по строению рельефа и признакам проявления новейшей тектоники (вопреки предположению Б. И. Кошечкина (1969а)). К югу от морфоструктуры Сариселян-тунтури—Сальные тундры можно выделить Ното-Чунскую морфоструктуру (по названию рек, текущих на ее северо-западе и востоке), отличающуюся относительно слабой дифференцированностью новейших движений, их общей небольшой амплитудой, преобладанием диагональной ориентировки структурных элементов рельефа.

Северная граница рассматриваемой морфоструктуры является южной границей гранулитового комплекса и, как указано выше, проходит вдоль разломов, хорошо выраженных в рельефе. Восточной границей Ното-Чунской морфоструктуры служат западные подножия Чуна-, Монче- и Волчьих тундр, также совпадающие с тектонической линией. Южная граница проводится нами вдоль северного побережья озерной системы Чуозеро—Пиренга—Чалмозеро и далее в западном направлении до государственной границы; тем самым рассматриваемая морфоструктура отделяется от более расчлененной и возвышенной области, расположенной южнее. По геоморфологическим признакам эта граница также почти всюду совпадает с разрывными нарушениями.

Таким образом, Ното-Чунская морфоструктура представляет собой блок, который, как мы увидим ниже, осложнен несколькими разломами и при необходимости может быть разделен на морфоструктуры третьего и четвертого порядка.

По генеральным чертам строения поверхности Ното-Чунский блок представляет собой волнистую или увалистую равнину с преобладаю-

щами высотами 150—300 м и отдельными тундрами, поднимающимися до 400—500 м. Наиболее крупные по размерам возвышенности совпадают с массивами интрузивных пород, преимущественно гранитного ряда (Нявкатундра, гора Нял и др.). В общих же чертах строения рельефа не улавливается отражения геологических структур второго порядка.

Ориентированными элементами оказываются, главным образом, линейные депрессии речных долин и озерных впадин. В их расположении резко преобладают северо-западное и северо-восточное направления. Среди элементов северо-западного простирания отчетливо заметны долины рек Вувы и Березовой, Суадыша, Явра, депрессия Ворозеро—Чалмозеро, отдельные отрезки долины р. Ноты. На северо-восток более чем на 100 км протягивается депрессия оз. Кулос—р. Лива—оз. Нявка—оз. Ольче. Местами проявляются линементы север-северо-западного (р. Нявка) и север-северо-восточного (р. Чуна) направлений. На юго-востоке можно заметить переход от северо-западных к почти субширотным элементам (система оз. Пиренга—Охотозеро—Чунозеро). Мелкие структурные элементы развиты слабо и не позволяют говорить о структурном рисунке даже в масштабе рассмотрения, соответствующем картам 1 : 200 000.

В гравитационном поле территории Ното-Чунской морфоструктуры выделяется несколько изометрических участков отрицательных аномалий, которые рассматриваются как указания на развитие кислых интрузий (Цирульникова, Сокол, 1968). Интенсивная положительная аномалия совпадает с положением Ковдорской многофазной интрузии. На карте, составленной упомянутыми авторами, показана также линия разлома от Ковдора к Африканде, что близко к положению границы между морфоструктурами по геоморфологическим признакам.

В пределах Ното-Чунской морфоструктуры на пологовыпуклой возвышенности, отвечающей Ковдорскому массиву многофазной интрузии, сохранилась кора выветривания, содержащая вермикулит, каолин и штафеллит. Глинистая кора известна в долине р. Чуны (Никонов, 1969). Очевидно, что величина сноса продуктов выветривания в этих районах в кайнозой была незначительной и большая часть территории является поверхностью выравнивания. Это необходимо учитывать при определении суммарной амплитуды неотектонических перемещений. Последняя в целом очень невелика (не более сотни метров). Все же можно предположить, что отдельные мелкие блоки в пределах всей морфоструктуры перемещались дифференцированно и что амплитуда их движений была больше, чем на остальной территории, проявились же они в виде возвышенностей сложных и угловатых очертаний (Нявкатундра и др.).

Небольшая суммарная положительная амплитуда неотектонических движений обусловила довольно широкое развитие здесь четвертичных отложений. По данным Н. И. Апухтина (1957), Н. Д. Садовского и других геологов-съемщиков, все рыхлые отложения относятся к веку последнего оледенения и к голоцену. Н. И. Апухтин (1957) допускал существование во время трансгрессии португалия морского пролива по депрессиям рек Ёны, Гирвас, Ноты. Однако наблюдения А. Д. Арманда и аналитические данные В. С. Гуновой и Р. М. Лебедевой (Арманд, Гунова, Лебедева, 1969) не позволяют считать, что морские воды в позднеледниковое время достигали высот, превышающих 130—140 м, т. е. нельзя говорить о том, что Ното-Чунский блок отличался более высокой активностью движений в поздне- и послеледниковое время, чем смежные блоки. Как мы видели, общая амплитуда его неотектонических движений меньше, чем амплитуда движений окружающих блоков, хотя расположен он ближе к центру допускаемого многими исследователями свода, который должен проявиться в рельефе в результате самых молодых движений земной коры Балтийского щита.

Заимандровская сложная блоковая морфоструктура (морфоструктура Главного хребта)

К западу от оз. Имандры в меридиональном направлении протягивается цепь низких и средневысотных гор Чуна- и Мончетундр, Волчьих и Лосевых тундр, которые нередко объединяют под собирательными названиями Заимандровские тундры, или Главный хребет. Горы сложены преимущественно основными и ультраосновными породами, образовавшимися в конце архея—начале протерозоя. Учитывая морфологический облик этой горной цепи, протянувшейся более чем на 100 км при ширине от 6 до 13 км, а также наличие тектонических швов вдоль восточного и западного контактов с архейскими гнейсами, мы выделяем Заимандровские тундры в качестве особой морфоструктуры, имеющей блоковый характер и одновременно отвечающей крупному интрузивному телу.

Границы морфоструктуры в общих чертах совпадают с очертаниями массива интрузивных пород, однако в нее также входят и прилегающие участки, сложенные кольскими гнейсами, например юго-восточная оконечность Чунатундры и участки развития свиты имандра—варзуга. Как установлено сотрудниками Мончегорской геологоразведочной партии, на контакте вмещающих гнейсов с породами хребтов Мончетундры и Волчьих тундр встречаются тектониты, отмечены тектонические нарушения и разломы.

На поперечном профиле, составленном через среднюю часть Чунатундры (см. рис. 6), видно, что в строении гор можно выделить две ступени высотой около 700—800 и 400 м. Более высокая поверхность отвечает осевой части системы гор, которые круто снижаются к западу, более низкая — возвышенностям восточных предгорий. Судя по геоморфологическим признакам (наличию линейно вытянутой ложбины с крутыми склонами), можно говорить о существовании разлома между осевой частью хребта и предгорной ступенью, лежащей к востоку. Вершинная поверхность осевой части Заимандровских тундр, равно как и поверхность предгорных массивов, имеет все морфологические признаки поверхности выравнивания. Хотя коры выветривания на них не обнаружены, вероятно, правильнее считать, что это разобщенные участки некогда единой поверхности, т. е. блок Главного хребта в современном виде морфологически оформился в результате новейших дифференцированных движений. Нивальное происхождение вершинной поверхности выравнивания исключается, так как параметры существующих на Главном хребте нивальных форм имеют совершенно иной порядок проявления (Стрелков, 1970).

Судя по степени развития кристаллов в породах, в процессе денудации интрузивное тело Главного хребта было глубоко срезано. Лишь на севере Волчьих тундр сохранились породы апикальных частей интрузии (Козлов, Юдин, Докучаева, 1967). Это является дополнительным доводом в пользу блокового происхождения Заимандровских тундр.

Благодаря довольно высокой устойчивости основных пород к процессам выветривания рельеф Заимандровских тундр характеризуется массивными очертаниями. Тем заметнее поэтому, что эрозионные, нивальные или гравитационные формы приурочены к разломам или тектоническим швам. Краевые разломы меридионального направления особенно четко выражены в рельефе западного подножия Чунатундры и подножий Волчьих тундр. Ярко проявляются разломы северо-западных румбов: они определяют общую конфигурацию Мончетундры и юго-восточного окончания Чунатундры, а также выражаются в виде ущелий, наискось секущих хребет Чунатундры. Необходимо подчеркнуть, что вдоль двух разломов северо-западного направления наблюдаются признаки смещения массивов в плане, амплитуда которых достигает 2 км. Совершенно

очевидно, что по разломам северо-западного направления активизация происходила после того, как массивы были сформированы. Разломы восток-северо-восточного направления обусловили ориентировку впадины Вайкисозера, имеющего глубину до 60 м (сообщение О. И. Семенова-Тян-Шанского), ущелья Кымдыкорр, впадин озер Ольче. С. М. Рутштейн и Д. В. Шифрин в 1934—1939 гг. отмечали, что широтные или близкие к ним разломы появились особенно поздно. По сбросу, проходящему через оз. Ольче, массив Лосевых тундр был приподнят относительно Волчьих тундр (Харитонов, 1958).

Мелкие структурные линии в пределах Заимандровских тундр в рельефе проявляются реже и структурного рисунка не образуют.

Основные породы Главного хребта характеризуются повышенными магнитными свойствами, поэтому морфоструктуре соответствует положительная магнитная аномалия. В гравитационном поле также проявляется четкая положительная аномалия, которая сменяется находящимися по обе стороны от морфоструктуры участками отрицательных аномалий.

В общих чертах Заимандровская морфоструктура приурочена к зоне глубинного разлома, идущего от Печенгского блока и уходящего затем на юг через вершину Кандалакшского залива (Цирульников, Сокол, 1968). Естественно, что интрузия приурочена именно к зоне разлома. Однако для объяснения резкого поворота южной оконечности Чунатундры к юго-востоку, а также юго-восточного положения Мончетундры нужно искать какие-то другие причины. Возможно, здесь отразилось влияние структуры свиты имандра—варзуга, которая была частично обновлена на новейшем этапе тектонического развития.

Как известно, некоторые данные абсолютной геохронологии указывают на весьма древний возраст пород Главного хребта, достигающий 4000 млн лет. Время начала процессов денудации неизвестно. Если справедливо допущение, что породы подвижного пояса Печенга—Имандра—Варзуга были распространены на всем его протяжении, то после прогибания, во время которого образовались интрузии основных пород, следует предположить существование длительного периода поднятия, в течение которого в районе Главного хребта были снесены толщи осадочно-метаморфических пород мощностью в несколько километров и денудированы основные породы. На склонах Заимандровских тундр на высоте 500—700 м над уровнем моря сохранились боковые морены ледникового покрова, который обтекал горы во время последнего оледенения. Имеются также следы местных ледничков (Стрелков, 1970).

Четыре главных горных массива, слагающих Заимандровские тундры, справедливо считать морфоструктурами третьего порядка. Они различаются по амплитуде новейшего поднятия, ориентировке главных структурных элементов и степени осложненности разломами.

Хибинская сложная морфоструктура

Хибинские горы, соответствующие массиву щелочных пород и являющиеся несомненно самостоятельной морфоструктурой, логично рассматривать вместе с окружающей их Прихибинской пониженной равниной или озерными впадинами, поскольку развитие их происходило взаимосвязанно. В таком случае морфоструктура Хибин должна быть подразделена на две морфоструктурные единицы меньшего — третьего — порядка: поднятый массив и окружающую его кольцевую зону погружений. Последняя охватывает впадины Б. Имандры и Умбозера, а также депрессии Куна—Симбозера на севере и губа Белая—Умбозера на юге. Граница морфоструктуры на востоке проводится по Умбозеру.

Рельеф Хибинских гор детально рассмотрен А. Д. Армандом (1959, 1960, 1964), выводы которого основаны на большом фактическом материале и в главных чертах подтверждены новыми данными. Поэтому, отсылая читателя к упомянутым работам, коснемся лишь новых или наиболее принципиальных вопросов.

Хибинские горы — плосковершинный массив высотой 1000—1200 м с относительно крутыми склонами, имеющий в плане кольцевое строение. Территория горного массива в общем соответствует площади интрузии, но некоторые его отроги, например гора Лысая, сложены породами свиты Имандра—варзуга, слагающей Прихибинскую впадину, а на севере часть

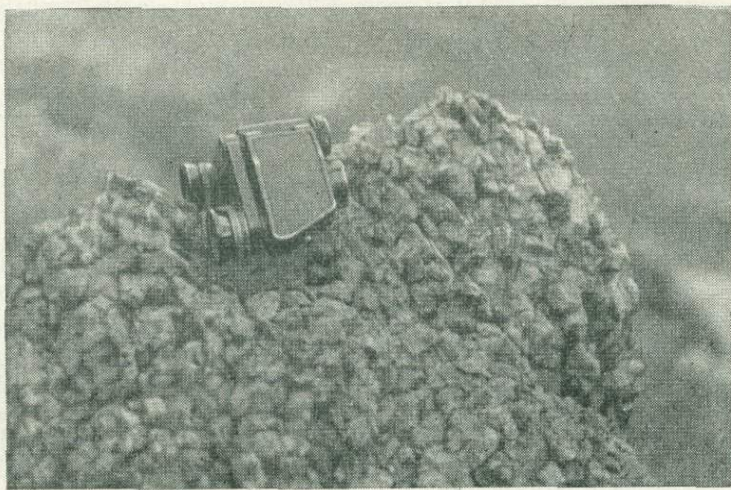


Рис. 7. Разрушающийся выветрелый выступ крупнозернистых нефелиновых сиенитов. Хибинский массив.

массива хибинитов опущена. Массив щелочных пород характеризуется отрицательной гравитационной и такой же магнитной аномалиями. По сейсмологическим данным Г. Д. Панасенко (1969), мощность земной коры в западной части Хибин составляет 38 км, в восточной — около 40 км, а в средней части, приблизительно вдоль долины Кукисвум, она уменьшается до 32 км.

Таким образом, под Хибинскими горами кора оказывается менее мощной, чем на окружающей территории. В сочетании с относительно низким удельным весом щелочных пород и характером гравитационного поля это может рассматриваться как признак «всплытия» массива. Отражение долины Кукисвум в рельефе поверхности Мохо, если это не является случайностью, может свидетельствовать о существовании здесь глубинного разлома.

В результате работ, проведенных Е. А. Радченко, Р. С. Сокол и другими геофизиками к югу и к северу от Хибинского массива, выявлена система многочисленных разрывных нарушений, расположенных как концентрически, так и радиально по отношению к массиву. Известно, что существованием системы концентрических и радиальных трещин, возникших при формировании Хибинского массива, Г. Д. Рихтер (1936) объяснял происхождение рельефа оз. Б. Имандры. Позднее (1946 г.) тот же автор допускал, что Хибинские горы — результат денудационной препарировки более устойчивых пород массива. В настоящее время

такая точка зрения развивается А. С. Сахаровым, И. В. Буссен (1967) и Л. А. Кириченко (1970) применительно к Ловозерским горам.

Звукогеолокационные исследования дна оз. Б. Имандры (Федоров, 1965) показали, что мощность донных осадков даже в самых глубоких частях озера очень невелика, это подтверждает сравнительно недавнее происхождение впадины озера.

Учитывая изложенные данные, а также материалы, проанализированные А. Д. Армандом (легкую разрушаемость нефелиновых сиенитов (рис. 7), наличие признаков молодых вертикальных движений, сейсмичность, столовую форму гор с вершинной поверхностью типа пенеплена), логично прийти к выводу, что морфоструктура Хибинских гор возникла вследствие блокового поднятия денудированного массива щелочных пород в результате новейших тектонических движений. Это предположение, высказанное З. С. Сементовской в 1935 г., было поддержано И. К. Тихомировым и Н. Г. Кассиным, развито А. Д. Армандом (1960) и отражено на картах неотектоники СССР (1960) и Балтийского щита, составленных под редакцией Н. И. Николаева. В настоящее время доводы в пользу происхождения Хибинских гор за счет неотектонического поднятия могут быть дополнены. Как показал Л. И. Кириченко (1970), отложения ловозерской свиты девона должны были располагаться на близких гипсометрических отметках как близ Контозера, так и в районе Хибин и Ловозерских тундр. Следовательно, необходимо допустить перемещение блоков с амплитудой 700—1000 м либо в одном, либо в другом районе. Далее, если предположить, что Хибин и Ловозерские тундры — отпрепарированные денудацией интрузии, то, учитывая мощность ловозерской свиты и ее сохранность в виде ксенолитов, необходимо допустить, что с прилегающей части Балтийского щита на протяжении мезозоя снесена толща пород мощностью более 0.7 км. Это представляется маловероятным, так как многочисленные находки мезокайнозойских кор выветривания свидетельствуют, что величина слоя пород, денудированных почти за весь кайнозой, была в среднем небольшой и исчислялась лишь десятками метров.

Таким образом, явление поднятия Хибинского массива после выработки денудационной поверхности его вершин не должно вызывать сомнения. К сожалению, очень мало точных данных о времени проявления поднятия. Возраст вершинной поверхности Хибин, строго говоря, неизвестен. Ясно лишь, что эта поверхность выработана после вскрытия массива щелочных пород в результате сноса всей толщи пород покрывки (ловозерской свиты) и денудационного выравнивания до уровня, несколько возвышающегося над окружающей местностью. Если возраст интрузии оценивается в 280—300 млн лет (т. е. относится к концу карбона), то денудационная поверхность современных вершин не могла быть выработана раньше начала пермского периода.

Попробуем теперь подойти к решению вопроса по-иному. Процесс поднятия должен был вызвать образование и углубление речной сети современных очертаний. Судя по тому что в широких речных долинах Хибин сохранились остатки линейных кор выветривания, являющихся «корнями» глубоко измененной площадной коры выветривания (Арманд, Дорфман, 1959), развитие долин началось еще в период существования умеренно теплого влажного климата. Таким периодом, самым близким к современности, был палеоген. Видимо, процесс поднятия мог начаться не ранее конца палеогена.

Существенным элементом орографии Хибинского массива являются участки среднего яруса рельефа в виде субгоризонтальных площадок или пологих водоразделов на высотах 500—800 м. Они располагаются приблизительно вдоль долин главных рек и срезают различные породы, следовательно, имеют денудационное происхождение. Данных о возрасте этих

поверхностей не имеется. А. Д. Арманд (1960, 1964) продолжительно связывает их формирование со временем предпоследнего оледенения и рассматривает как плечи трогов. Исходя из общих закономерностей развития рельефа северной части СССР, нам кажется более правильным отнести образование рельефа среднего яруса к миоцену. Не исключена возможность, что упомянутые поверхности можно сопоставить с двумя последними эпохами корообразования (палеогеновой или мезозойско-палеогеновой и миоценовой).

Пассивное влияние геологической структуры на современный рельеф Хибин и Прихибинской равнины проявилось довольно заметно. Сама форма горного массива на картах, которую в генерализованном виде можно изобразить как два вложенных одно в другое неполных кольца, отражает кольцевой характер строения интрузивного тела. Особенно хорошо выраженные участки платообразных вершин располагаются вдоль внутренней кольцевой зоны развития эгириновых нефелиновых сиенитов и вдоль зоны контакта массивных и трахитоидных нефелиновых сиенитов по внешнему кольцу.

С. В. Икорский (устное сообщение) заметил, что наиболее высокие участки обеих колец гор, имеющие, кстати, и наиболее крутые склоны, приурочены к зонам интенсивной альбитизации, вследствие чего породы приобретают наибольшую прочность и устойчивость к денудации. Поэтому, по его мнению, склоны Суолауйва, Китчапахка и других восточных частей Хибин круче, чем западные склоны, слагаемые легко разрушающимися массивными хибинитами.

Первичная расслоенность пород Хибинского массива проявляется в мезорельефе верхних частей отдельных склонов (например, в цирке горы Айкуайвенч), а в нижних частях склонов она обычно маскируется делювиальными шлейфами и приледниковыми террасами, которые широко развиты на западных склонах Хибинских гор до высот 600—700 м.

Окружающая массив зона озер и низменностей может рассматриваться как район компенсационного опускания, т. е. как морфоструктура, генетически сопряженная с поднятой морфоструктурой массива, что и уловил Г. Д. Рихтер, который лишь ошибочно связал время рельефообразования с внедрением плутона.

В рельефе погружающейся Прихибинской морфоструктуры заметны элементы, концентрически окружающие приподнятую морфоструктуру массива. Не рассматривая классического примера — образования впадины оз. Имандра, укажем, что на прилегающей с юга Прихибинской низине ориентировка увалов и варака меняется от широтной, совпадающей с простиранием структур, до секущей геологические структуры северо-восточной и до почти меридиональной на берегу Умбозера. По наблюдениям А. Д. Арманда (1959), берег Умбозера имеет здесь признаки погружения. От северной части Умбозера (зал. Чудалухт) к оз. Имандра протягивается депрессия, к которой приурочена система озер (Чудозеро, Козлово, Куна и др.).

Надо отметить, что большая часть находок кор выветривания каолинового типа в этом районе приурочена именно к депрессии, окружающей массивы (Сидоренко, 1958; Лихачев, Афанасьев, 1969).

Депрессии, окружающие Хибинский массив, совпадают с зонами наиболее высоких градиентов поля силы тяжести. Повторные нивелировки вдоль ж. д. Апатиты—Кировск показали, что Хибинский массив поднимается относительно Прихибинской низины. Нивелировки вдоль ж. д. Кандалакша—Мурманск свидетельствуют о погружении впадины оз. Имандра. Хотя эти расчеты являются предварительными, они подтверждают тенденцию, которую можно подметить, детально рассматривая орографию Хибинской сложной морфоструктуры.

Система элементов рельефа, так или иначе отражающих разрывные нарушения, оказывается единой для обеих морфоструктур — приподнятого массива и окружающей депрессии, составляющих Хибинскую сложную морфоструктуру. Самые крупные радиальные трещины, связанные с формированием массива, отражаются не только в расположении речных долин Хибин, но и в очертаниях заливов оз. Имандры и рек, вплоть до подножий Главного хребта. От самых крупных до самых мелких трещин можно наметить систему многочисленных переходов. А. В. Пэк (1935), Е. А. Каменев (1963, 1966), И. В. Сумин, А. В. Галахов и другие геологи, специально занимавшиеся изучением трещин, выделили системы пластовых, поперечных, диагональных и продольных (радиальных) трещин. Считается, что кольцевые и радиальные трещины имеют тектоническую природу (Каменев, 1966). Этот вывод подтверждается комплексом геоморфологических данных, рассматриваемых с позиций обновления древних структурных элементов на неотектоническом этапе.

В ряде случаев на дне четко выраженных трещин не обнаруживаются морены, на основании чего иногда делается заключение, что трещины образовались в послеледниковое время (Карпов, 1960). Такова, например, система трещин, освоенная р. Айкуайвенчйок. Однако гнейсовые валуны на дне трещин-ущелий надо считать остатками морены, которая позднее была размывта. Н. И. Николаев (устное сообщение) склонен рассматривать эти трещины как сейсмогенные, возникшие в результате сильного землетрясения.

Выявленные Р. С. Сокол и Е. А. Радченко серии разломов в мощной толще гнейсов на Прихибинской равнине объясняют возможность роста гор как блоков без отражения подвижек в контурах геологических карт.

Разделяя Хибинскую сложную морфоструктуру на две, можно уверенно говорить о поднятом блоке горного массива. Сложнее дать точное определение окружающей кольцеобразной зоне депрессий, которая, вероятно, представляет собой систему мелких блоков, в целом испытавших слабое опускание. Объединяющую их амплитуду движений можно пытаться объяснить единой компенсационной природой перемещения подкоровых масс в слое пониженной вязкости.

Луяввуртская сложная морфоструктура

Морфоструктура Ловозерских тундр, или Луяввурта, подобна Хибинской. Это поднятый массив, также окруженный круговой системой низин (Ловозеро и Умбозеро — на востоке и на западе, системы озер Пунча—Саранча и Сикир—Ревдинское — на юге и на севере). Ширина депрессий составляет около 15 км. Границей всей морфоструктуры предлагается считать внешнюю границу депрессии, хотя она и не всюду четко выражена в рельефе. Границей между массивом и депрессией является линия подножий гор, которая в первом приближении совпадает с контактом гнейсов и щелочных пород.

Ловозерский горный массив сложен нефелиновыми сиенитами, среди которых преобладают более плотные разновидности, нежели в Хибинах. Особенно это относится к эвдиалитовым луювритами, слагающим вершинную часть гор. Поэтому, вероятно, Ловозерские горы отличаются массивностью очертаний и меньшей степенью расчлененности. В плане их орография проще, чем Хибин: это плосковершинный столовый массив подковообразной формы, охватывающий открытое к востоку Сейдозеро. Вершинная поверхность Луяввурта представляет собой денудационную равнину, поверхность которой не совпадает с залеганием пластов луювритов (Граев, Евзеров, 1964). Участки высокой, почти нерасчлененной поверхности вы-

равнивания здесь самые обширные на всем Кольском полуострове (до 5—10 км в поперечнике).

Речные долины в горах расположены радиально по окраинам и центростремительно в восточной части, в бассейне Сейдозера. Такое расположение речной сети можно объяснить приспособлением ее к системе радиальных тектонических трещин, которые в отличие от Хибин проявились здесь в меньшей степени и вовсе не наблюдаются за пределами горного массива. И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1967) указывают, что приуроченность даек к долинам рек является признаком приспособления долин к зонам интенсивной трещиноватости. Крутопадающие трещины отдельности, проявляющиеся в формах ущелий и крутых склонов, имеют преимущественно широтное направление, а на северо-восточных и юго-западных окраинах массива они простираются на 3—5 км в направлении, перпендикулярном краю гор. Видимо, они могут быть отнесены к радиальным элементам. Системы концентрических трещин не наблюдаются ни в геологическом строении, ни в рельефе Ловозерского массива.

В рельефе склонов Ловозерского массива заметно проявляется первичная расслоенность пород, которую И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1967) считают определяющей чертой геологии массива. Наиболее заметные уступы в верхних частях склонов приурочены к выходам уртитов (горы Куфтнют, Суолуайв, Вавибед и др.). Ниже по склонам переслаивание луявритов, фойяитов и уртитов также проявляется в виде ступенчатости, которая часто либо маскируется ледниковыми и делювиальными наносами, либо совпадает с приледниковыми террасами.

Для речных долин бассейна Сейдозера, где поверхность плато сложена эвдиалитовыми луявритами, характерны крутые, почти отвесные верхние части склонов и корытообразные днища долин. Однако долины вряд ли следует рассматривать как ледниковые трогги, хотя они и продвигались оледенению, так как их форма обязана своим формированием в первую очередь литологии пород. Литоморфность проявляется в рельефе Луяврурта также в том, что хорошо развитые здесь цирки располагаются вблизи контакта эвдиалитовых луявритов с комплексом луявритов—фойяитов—уртитов, преимущественно в местах ксенолитов легко разрушающихся пород (Буссен, Сахаров, 1967).

Подчеркивая значительное влияние литоморфности на рельеф, нельзя тем не менее делать вывод, что современное гипсометрическое положение Ловозерских гор — только следствие денудационной препарировки интрузивного массива, сложенного более стойкими породами, чем окружающие гнейсы. Как уже указывалось при рассмотрении Хибинской морфоструктуры, подобное заключение влечет за собой маловероятное допущение, что в течение мезозоя со значительной площади северо-восточной части Балтийского щита была снесена толща разнообразных пород мощностью 500—1000 м. Если принять подобное допущение, то будет неясно, почему поверхность Хибин и Луяврурта (а также, видимо, и других гор) оказалась практически едва затронутой денудацией, поскольку И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1967) подтверждают заключение В. Рамсея и В. Гакмана (Ramsay, 1898) о том, что поверхность плато близка к кровле массива.

В результате работ сотрудников Западного геофизического треста Р. С. Сокол и Е. А. Радченко установлено наличие в пределах окружающей Луяврурт депрессии многочисленных разломов, которые ранее не были известны. Выявление разломов дает дополнительное подтверждение концепции формирования морфоструктуры Ловозерского горного массива путем блокового неотектонического поднятия по системе серий разломов. Отрицательную аномалию силы тяжести, свидетельствующую

о недостатке масс, можно в этом случае объяснить неполной компенсацией процесса поднятия на уровне верхней мантии.

Депрессия, окружающая поднятый блок Ловозерских тундр, рассматривается нами как морфоструктура относительного опускания по периферии поднятия. Она развита на толще гнейсов, относимых к кольской серии архея. Морфологический облик этой части — два огромных озера и два соединяющих их понижения, заполненных рыхлыми отложениями, — согласуется с предположением об опускании территории. Находки в районе пос. Ревды каолиновых глин, относящихся к формации коры выветривания предположительно мезозойско-палеогенового возраста (Лихачев, Афанасьев, 1969) и залегающих под верхнечетвертичными отложениями, свидетельствуют о том, что северная часть Приловозерской депрессии не испытала ни значительного сноса в кайнозой, ни существенной аккумуляции. Кора выветривания является линейной — она приурочена к ложбинам в гнейсах, соответствующим зонам разломов, простирающимся параллельно или под углом к контактам гнейсов и щелочного массива. Благодаря разломам рельеф фундамента оказывается глубже расчлененным, чем рельеф поверхности предгорий равнины, покрытой ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Разломы, по данным Р. С. Сокол и Е. А. Радченко, лишь изредка с предгорной равнины проникают в пределы массива, но они не образуют правильной концентрически-радиальной системы, существование какой-либо можно допустить в районе оз. Имандры.

Рассматривая приподнятые массивы Хибинских и Ловозерских гор в общей системе морфоструктур полуострова, следует обратить внимание на некоторые особенности. Обе морфоструктуры обязаны своим возникновением существованию герцинских щелочных интрузий, которые приурочены к району пересечения древних зон разломов широтного и меридионального направлений. На форму интрузий и соответственно горных массивов большое влияние оказали широтно направленные разломы, на расположение отрицательных элементов рельефа (озерных впадин и рек) — разломы меридионального направления. Вероятно, меридионально вытянутая полоса вдоль Главного хребта и оз. Имандры была наиболее ослабленной зоной еще в догерцинское время. Поэтому здесь активнее проявились и разломы, связанные с формированием Хибинского массива, включая и их обновление в кайнозой. Различия в строении интрузий (многофазная кольцевая Хибинская и сложная грибообразная Ловозерская) отразились в рельефе через литоморфность, главным образом в процессе поднятия, которое вывело оба щелочных массива в зону денудации.

Если принять, что верхние слои мантии Земли имеют вязкость, на 1—2 порядка меньшую, чем более глубокие (Артюшков, 1967), то мы вправе ожидать, что погружение земной коры, компенсирующее перемещение масс на уровне верхней мантии, которое вызывает воздымание гор, должно проявиться в непосредственной близости к горам. Приблизительно такую картину мы и наблюдаем вокруг массивов.

Как указывалось, есть данные, свидетельствующие о довольно длительной приостановке процесса поднятия, когда была выработана поверхность «среднего яруса» на уровне 500—700 м. Для суждений о возрастных рубежах формирования рельефа Хибинской и Ловозерской морфоструктур прямых данных не имеется. По ряду косвенных признаков, которые систематизированы в разделе VI, можно предположить, что процесс поднятия гор проявился в палеогене, замедлился в миоцене и вновь усилился к концу неогена. Процесс новейшего поднятия стимулировал трещинную тектонику, которая проявилась как по древним швам, так и по вновь заложеным, вплоть до предположительно постморенных (Карпов, 1960; Буссен, Сахаров, 1967).

В настоящее время оба горных массива продолжают подниматься. Скорость поднятия Хибин оценивается в 0.3—1—2 мм/год (Арманд, 1964; В. И. Богданов, устное сообщение), а Ловозерских тундр — около 1.2 мм/год (Граве, Евзеров, 1964).

Пиренго-Канозерская блоковая морфоструктура

Территория, лежащая между Кандалакшским заливом на юге и Хибинскими горами на севере и протягивающаяся с запада на восток от оз. Пиренга до Канозера, за вычетом возвышенностей Колвицких тундр, относится к единой морфоструктуре. Она характеризуется преобладающей ровностью рельефа, небольшими абсолютными высотами (150—120 м) и четкой ориентировкой структурных элементов рельефа в северо-западном направлении с отклонением в районе оз. Имандра к запад-северо-западу.

По геологическому строению территория Пиренго-Канозерской морфоструктуры принадлежит к области развития различных гнейсов беломорской серии архея, а на севере к ней относится широтная полоса пород тундровой серии.

Границы морфоструктуры выражены главным образом в смене простираний структурных элементов и отчасти в изменении абсолютных высот. В западной части Пиренго-Канозерской морфоструктуры границы ее на большом протяжении совпадают с геологически установленными зонами разломов. Разломы с большей или меньшей степенью уверенности могут быть установлены и в предгорьях Колвицких тундр и на берегу Белого моря. Восточная граница проводится по линии пос. Умба—Пончозеро—Панские тундры, вдоль которой по геоморфологическим признакам намечается серия разломов, хотя на геологических картах они не отражены. Северную границу морфоструктуры, как указано выше, можно проводить несколько южнее Хибинского массива, относя к последнему обрамляющую его зону погружений. Эта граница приблизительно совпадает с южным контактом пород свиты имандра—варзуга.

По геофизическим показателям территория Пиренго-Канозерской морфоструктуры относится к области пониженных значений силы тяжести, на фоне которых проявляются сугубо локальные максимумы, соответствующие крупным интрузиям (Африканда, Салмагора и др.). Выделяется обширная, довольно резко очерченная отрицательная аномалия силы тяжести, расположенная между Колвицким озером и Капустными озерами. Она отвечает району развития гранитов, выделенному Л. Я. Харитоновым и Л. Н. Потрубович. Вдоль западного края аномалии, приблизительно линия разлома (Цирульникова, Сокол, 1968). В рельефе она не выражена, а линейные морфоструктурные элементы пересекают ее под углом около 45°. Вдоль северной границы морфоструктуры, по простиранию свиты имандра—варзуга, также фиксируется зона разломов, выраженная линейной магнитной аномалией. Глубинный разлом северо-восточного направления, обнаруженный еще Г. Д. Рихтером (1936) и идущий от пос. Умба через весь Кольский полуостров к Контозеру и далее по р. Харловке, в рельефе рассматриваемой морфоструктуры наиболее ярко проявился близ побережья.

По рельефу Пиренго-Канозерская морфоструктура представляет собой денудационную равнину с отметками 140—200 м, лишь отдельные возвышенности поднимаются здесь до 300—400 м. Как правило, ориентировка пологих увалов совпадает с простиранием гнейсовидности пород, которая влияет также на форму возвышенностей, создавая возможность появления куэстообразного рельефа. Второй фактор — влияние разрывных структур —

оказывается определяющим. Северо-западная часть морфоструктуры (бассейн озер Пиренга, Бабинской Имандры и Иокостровской Имандры) — пример наиболее раздробленного линейного озерно-варакового рельефа, где проявились интенсивные разрывные нарушения, совпадающие с простиранием пород. В восточной и юго-восточной частях рассматриваемой территории наблюдается виргация простираний складчатых структур от широтного к юго-восточному. Ориентировка разрывных нарушений в общем следует этому изменению, но местами сечет складчатые структуры, обуславливая появление «диагональных» элементов рельефа: Вороньих и Капустных озер, Ингозера, отрезков долины р. Умбы, Умбской возвышенности и др. Как уже отмечалось при описании других морфоструктур, разрывные нарушения заметнее проявляются в расположении отрицательных элементов рельефа, чем положительных. Отдельные округлые возвышенности часто отражают расположение интрузивных тел.

Пиренго-Каюзерская морфоструктура в генеральных чертах рельефа, как мы видели, не отражает влияния ни Терского антиклинория, ни Имандро-Варзугского синклинория. Ее гипсометрическое положение определяется слабой положительной направленностью новейших движений, а общая характеристика рельефа — сочетанием влияния зон разрывных нарушений и литоморфности.

Благодаря тому что направление движения ледников в этом районе преимущественно совпадало с простиранием структурных элементов, аккумулятивные формы рельефа имеют здесь близкую с ними ориентировку и не всегда легко от них отличаются. Рыхлые отложения распространены неравномерно. Они относятся преимущественно к ледниковым и послеледниковым осадкам.

Терская сложная морфоструктура

Южная часть Кольского полуострова между устьями рек Умбы на западе и Стрельны на востоке, ограниченная на севере морфоструктурами Панских тундр и Малых Кейв, отличается общими чертами строения поверхности и выделяется в единую Терскую морфоструктуру. По рельефу она представляет собой слегка волнистую денудационную равнину, во многих районах закрытую четвертичными отложениями, слагающими наложенный холмистый рельеф или прибрежные террасы. Высоты равнины колеблются в пределах 120—160 м, лишь отдельные холмы достигают 250—300 м (горы Лягушка, Пурумпахк и др.).

Граница морфоструктуры на севере совпадает с зоной разлома вдоль северного контакта свиты имандра-варзуга с более древними протерозойскими и архейскими образованиями. Западная граница по особенностям рельефа хорошо совпадает с разломом, к которому приспособлена устьевая часть р. Умбы. Далее граница, намечаемая по геоморфологическим признакам, несколько отклоняется к западу от линии древнего разлома, который пересекает Кольский полуостров почти по прямой линии Каюзеро—р. Харловка. Восточная граница в рельефе выражена неотчетливо. Условно ее можно провести к востоку от Бабозера, где она совпадает с разломом север-северо-западного направления, намечающимся по геофизическим данным. Южная граница совпадает с побережьем Белого моря.

По геологическому строению территория Терской морфоструктуры разнородна. На юге в нее входят архейские породы беломорской серии, включающей крупные интрузии гранитоидов, севернее расположена зона карелид протерозойской свиты имандра—варзуга, образующей синклинорную структуру с разломами по краям. Вдоль побережья на породы архея налегают терские песчаники рифейского возраста, образующие самостоятельный структурный ярус в строении Кольского полуострова.

Интрузивные образования здесь различны по составу. В гипсометрии основные геологические структуры проявляются в общем малозаметно, лишь при детальном исследовании в рельефе можно заметить отражение южного контакта свиты имандра—варзуга и ряда других элементов (устное сообщение Г. Ю. Пушкина).

Терская морфоструктура характеризуется общими, несколько повышенными значениями силы тяжести, на фоне которых выделяется зона максимумов, соответствующая южному контакту свиты имандра—варзуга. В районе нижнего течения Варзуги в виде субширотной полосы расположена отрицательная гравитационная аномалия, отвечающая области распространения архейских гранитов.

Вследствие небольшой глубины расчленения рельефа морфоструктуры положительные структурные элементы выражены в общем слабо, высоты их редко превосходят 100 м абсолютной высоты. Складчатая структура свиты имандра—варзуга проявляется в виде очень пологих низких увалов, которые сложены метадиабазами и по своей ориентировке совпадают с простираем свиты. В области развития пород беломорского блока и терских песчаников геологические структуры читаются в рельефе еще слабее. Напротив, такие структурные элементы рельефа, как речные русла и долины, отражающие разрывные нарушения, на территории Терской морфоструктуры развиты довольно хорошо. Так как системы ориентировки речных долин в пределах развития свиты имандра—варзуга и в области распространения архейских пород заметно различаются, территорию Терской морфоструктуры можно разделить на две соответствующие геологическому строению части — северную и южную.

В северной части преобладают два направления рек. Одно из них совпадает с простираем пликативных структур и изменяется от восточно-восточного до субширотного. Это большая часть отрезков рек Паны, Роуксы, Варзуги, а также их притоки второго порядка. Второе направление, перпендикулярное первому, проявляется в север-северо-восточной ориентировке сравнительно небольших отрезков уже упомянутых рек и их притоков первого порядка. Очень редко отмечается меридиональная ориентировка рек, например Варзуги и Стрельны на участке их сближения.

В южной части Терской морфоструктуры наблюдается более сложная ориентировка речных долин, отражающая вероятнее всего расположение разрывных нарушений. Здесь преобладает север-восточная и северо-западная, т. е. диагональная по отношению к градусной сетке, ориентировка, но встречается ее и запад-северо-западное направление, почти параллельное направлению побережья Белого моря. Эта ориентировка совпадает с ориентировкой разрывных нарушений, установленных в районе мыса Корабль. На существование двух или трех ступеней в рельефе фундамента, тянущихся вдоль берега Белого моря, указывают также линии порогов и водопадов на реках, которые располагаются параллельно побережью или под небольшим углом к нему. Эпицентры землетрясений, располагающиеся вдоль берега, свидетельствуют о продолжающейся тектонической жизни берегового сброса или флексуры.

По перечисленным признакам упомянутые части Терской морфоструктуры можно предположительно считать самостоятельными морфоструктурами более низкого ранга, однако для обоснованного проведения границ необходимы более детальное исследование.

Некоторые линементы фиксируют сквозные древние нарушения, они пересекают обе части Терской морфоструктуры и уходят в пределы Кейв. Таков, например, линемент, тянущийся от устья р. Оленицы на север-северо-восток через весь Кольский полуостров и находящий отражение в геофизических данных (Цирульникова, Сокол, 1968).

Терская морфоструктура испытала новейшие тектонические движения очень небольшой суммарной амплитуды (в пределах 100 м). Это обстоятельство явилось одной из причин довольно широкого распространения здесь четвертичных отложений, которые сглаживают денудационный рельеф фундамента. Вдоль побережья преобладают морские и водно-ледниковые осадки. Краевые ледниковые образования, известные под названием Терских Кейв, тянутся вдоль побережья Белого моря на расстоянии 35—45 км от берега. Расположение маргинальных кейвских гряд местами отвечает структурному уступу.

Можно отметить также приуроченность некоторых участков наложенного ледникового рельефа к районам, где фундамент наиболее расчленен. Высоты послеледниковых морских террас, по данным Б. И. Кошечкина, на побережье Белого моря не превышают 40 м. Впрочем, террасовидные уровни наблюдаются также на отметках около 70, 80—85 и 100 м, однако строение их недостаточно ясно для того, чтобы решить, являются они морскими или водно-ледниковыми.

В целом Терская морфоструктура — пример территории, где вследствие слабой дифференцированности и малой активности кайнозойских тектонических движений влияние различных архейских и протерозойских структур на рельеф оказалось слабым. В этих условиях синклиновая структура свиты имандра—варзуга получила прямое отражение в рельефе в виде низкой равнины, слабо наклонной к югу, от контакта с относительно приподнятыми морфоструктурами, лежащими на севере.

Ковдоро-Алакурттинская блоковая морфоструктура

Территория, лежащая приблизительно между Ковдором, Кандалакшей и Алакуртти и уходящая на запад в Финляндию, выделяется нами в Ковдоро-Алакурттинскую блоковую морфоструктуру. Она отличается повышенными гипсометрическими отметками, высокой степенью дифференцированности и преобладанием северо-западных и широтных структурных элементов в рельефе.

Граница морфоструктуры на юге проводится по ступени рельефа, обращенной к лежащим к югу от нее оз. Толвауд и Нязозеро. Северо-восточную границу можно провести по линейной депрессии, тянущейся на северо-запад от вершины Кандалакшского залива через Вадозеро к оз. Сейто. На севере морфоструктура граничит с Ното-Чунским блоком также по гипсометрической ступени.

Рассматриваемая территория относится к области распространения гнейсов беломорской серии архея (до восьми свит по К. А. Шуркину и В. Л. Дуку), среди которых встречаются интрузивные тела либо сложного происхождения, либо преимущественно гранитного состава и жилы пегматитов. По вопросу о тектоническом строении взгляды исследователей расходятся. Согласно последним работам (Граве, Макиевский, 1966; Шуркин, 1968), на фоне общего крупного синклинория Беломорского блока выделяются Ёнский и Лоухский синклинории, нередко объединяемые в один, и Кандалакшский антиклинорий. Структуры архея имеют в общем северо-западное простирание, что не всегда совпадает с ориентировкой структурных элементов, проявляющихся в рельефе.

По геофизическим данным Ёнский и Лоухский синклинории состоят из синклиналей, выраженных в поле силы тяжести локальными отрицательными аномалиями. Магнитные аномалии отражают главным образом расположение свит амфиболовых гнейсов хеталамбинской и лоухской толщ.

Как уже указывалось, поверхность пород фундамента Ковдоро-Алакурттинского блока довольно сложна. Тундры и возвышенности высотой 500—600 м разделяются довольно пологими ложбинами с отметками дна 200—300 м.

Возвышенности имеют либо широтно вытянутые, либо более или менее изометричные очертания. В строении некоторых из них, например горы Гремьяхи и Каменных гор, наблюдается асимметрия склонов, придающая возвышенностям кузстообразный вид с крутым склоном, обращенным к югу. Линейные элементы в виде узких ложбин, вытянутых с северо-запада по азимуту 35—40°, используются речными долинами (реки Гунтсайоки, Ватсиманйоки, Касса, Канда и др.). Небольшую роль играют линейные элементы меридиональной ориентировки (долина р. Ёны). По-видимому, упомянутые линейные элементы являются структурными и отражают систему разрывных нарушений, не фиксированных крупными линейными интрузивными телами и поэтому не отражающихся в магнитном поле. Ориентировка их соответствует направлению впадины Кандалакшского залива и обрамляющих его разломов. Разломы северо-восточных румбов в рельефе рассматриваемой морфоструктуры не проявляются, хотя на карте М. Я. Циркульниковой и Р. С. Сокол (1968) нанесена по геофизическим данным линия глубинного разлома Вуориярви—Хибины. Надо отметить, что при общей интенсивной расчлененности территории здесь мало крупных озер. Видимо, это связано с общей приподнятостью морфоструктуры и отсутствием заметных грабенообразных впадин.

Судя по геолого-геоморфологическому профилю $V-V'$ (см. рис. 6), в некоторых случаях вершины возвышенностей отвечают небольшим массивам интрузивных пород, т. е. мы имеем дело с проявлением литоморфности. Однако четкая приуроченность долин к разрывным нарушениям и некоторые признаки смещения пород вдоль них свидетельствуют о возможности существования и мелких блоковых перемещений, обусловивших дополнительное осложнение рельефа фундамента.

Существенная расчлененность подстилающей поверхности обусловила неравномерное распределение четвертичных отложений, среди которых главное место занимают ледниковые и водно-ледниковые. Местами аккумулятивные ледниковые формы столь хорошо развиты, что возникает предположение о наличии здесь краевых образований, являющихся аналогами стадии сальпаусселькя (Арманд, Гунова, Лебедева, 1969).

Высокую расчлененность рельефа кристаллического фундамента и одновременно некоторую приподнятость всей Ковдоро-Алакурттинской блоковой морфоструктуры логично объяснять неравномерностью и сложной дифференцированностью новейших тектонических движений. Конфигурация морфоструктуры в виде треугольника, одна сторона которого является продолжением тектонических линий, обусловивших возникновение Кандалакшского залива, а вторая несомненно отражает зону более молодых широтных разломов, есть признак непосредственного проявления тектоники в рельефе морфоструктуры. Широкая зона разломов, тянущихся от Кандалакшского залива к вершине Ботнического, отличается высокой современной сейсмической активностью. В последние годы здесь зафиксирована серия подземных толчков с магнитудой до 4—5, очаги которых приурочены к нижним горизонтам земной коры (Панасенко, 1966; Кошечкин, Панасенко, Стрелков, 1970).

По обилию в этом районе очень небольших по размеру, но разнообразных по составу интрузий, внедрявшихся от архея до палеозоя, а также по совокупности геоморфологических и геологических признаков Ковдоро-Алакурттинская морфоструктура является перспективной областью для поисков эруптивных трубок, с которыми могут быть связаны алмазы и другие ценные минералы. Как известно, породы эруптивного типа уже обнаружены на островах Кандалакшского залива (Шуркин, 1960). Рассматриваемая морфоструктура может быть непосредственно разделена на несколько блоков — морфоструктур четвертого порядка.

Колвицкая блоковая морфоструктура

Эта морфоструктура выделяется в виде горного массива округловыпуклых очертаний высотой до 600—800 м, сложенного различными габбро-анортозитами, входящими в состав гранулитовой формации. Границы морфоструктуры, устанавливаемые прежде всего по гипсометрическим признакам, на юге и западе близки к контурам гранулитового массива, изображенного на геологической карте, а на севере и востоке не совпадают с ними. Приподнятыми оказываются только те части массива пород гранулитового комплекса, которые лежат к западу и отчасти к северу от Колвицкого озера — это Колвицкие и Кандалакшские тундры. К востоку и к югу от озера габбро-анортозит-диоритовые породы слагают низкие равнины, частично заболоченные. Граница между приподнятыми частями гранулитового массива и окружающей равниной всюду довольно четкая, а местами, например у оз. Жемчужного, выражена столь резким перегибом, что напрашивается вывод о наличии здесь разлома, который при геологических съемках не выявлен. Породы архея кое-где лежат высоко на склонах гор, будучи, очевидно, втянутыми в поднятие. Таким образом, уже основные черты строения рельефа и сравнение их с геологической основой морфоструктуры свидетельствуют о том, что Колвицкие тундры образовались в результате тектонического поднятия части массива гранулитовых пород.

В расположении тектонических разрывов, фиксируемых по геологическим данным, и структурных элементов рельефа преобладают два направления: северо-западное (берег залива, Колвицкое озеро—оз. Глубокое, р. Скопинская, Порьягуба) и северо-восточное (Колвицкая губа, разломы близ оз. Келейного и др.). Приблизительно с этими же направлениями совпадают и более мелкие элементы рельефа, также отражающие влияние тектоники (линейно вытянутые котловины Келейных озер, долины рек Лувенги, Порьей и др.).

Колвицкая морфоструктура выявляется на картах гравитационного поля, составленных Р. В. Горной и Э. К. Чечель, по интенсивной положительной аномалии (см. рис. 2). На юго-востоке аномалия уходит за пределы Колвицких тундр, отвечая всей площади, занятой породами гранулитового комплекса. Архейские гнейсы беломорской серии, развитые непосредственно к северу, проявляются в ослаблении напряженности силы тяжести, отчего оконтуривающие массив градиенты оказываются еще более значительными.

На примере Колвицкой морфоструктуры мы встречаемся с неполным совпадением новейшей и древней тектонических структур, когда лишь половина верхнеархейского массива испытала в кайнозой интенсивное поднятие. В то же время есть данные и о некотором единстве поведения территории побережья Белого моря, сложенной гранулитами, в течение голоцена. В результате наблюдений А. Д. Арманда и Б. И. Кошечкина установлено, что поздние- и послеледниковые береговые образования на участке побережья от Кандалакши до мыса Шомбоч (т. е. как раз на всем протяжении гранулитового массива) оказываются приподнятыми относительно остальных частей побережья Кандалакшского залива. Тем не менее юго-восточную часть гранулитового массива правильнее относить к смежной морфоструктуре, руководствуясь в первую очередь ее гипсометрическим положением.

На склонах Колвицких тундр моренные гряды, оставленные скандинавским ледниковым покровом, встречаются до отметок 600—700 м, т. е. почти до вершин.

Куолярвинская сложная блоковая морфоструктура

К западу от пос. Алакуртти, частично на территории Финляндии, расположена меридионально вытянутая морфоструктура, характеризующаяся более высоким гипсометрическим положением, чем смежные территории, и преимущественно меридиональным расположением структурных элементов. Ее геологической основой являются Куолярвинско-Панаярвинская зона протерозойских образований (карелид), сложенная породами панаярвинской свиты (аркозовыми песчаниками, кварцитами, сланцами и др.), и прилегающая с востока часть беломорид.

Зона разлома, отделяющая карелиды от беломорид, хорошо прослеживается в рельефе в виде цепи ориентированных вдоль нее озер. Однако по структурно-геоморфологическим признакам границу Куолярвинской морфоструктуры следует проводить восточнее, приблизительно вдоль р. Тунтсайоки, которая течет в области беломорид, но повторяет очертания отмеченной зоны разлома. Вдоль этой линии происходит смена широтно ориентированных структурных элементов рельефа (оз. Толванд, Ориярви и др.) на преобладающие субмеридиональные или север-северо-западные, соответствующие простиранию панаярвинской свиты, которая начинается западнее.

Средняя высота поверхности Куолярвинской морфоструктуры составляет около 250—300 м. Она имеет преимущественно сельговый рельеф с отметками возвышенностей до 500—600 м. Как возвышенности, так и линейно вытянутые озера ориентированы преимущественно на север-северо-запад (оз. Куолярви, Анаярви, Нилуттиярви, горы Саллатунтури, Юнгоайвасельга и др.). Кое-где проявляются перпендикулярные направления в ориентировке озер (Вуоснаярви и др.). Линейные озера приурочены, как правило, к зоне разломов, возвышенности отвечают либо гранитам (на востоке), либо метадиабазам панаярвинской свиты (на западе). Массивы щелочных пород (Салланлатвинский, Вуориярвинский) в целом плохо читаются в рельефе.

По геоморфологическому строению Куолярвинскую морфоструктуру в ее современном виде нельзя, разумеется, считать целиком поверхностью выравнивания, однако элементы такой поверхности здесь несомненно имеются. В пределах распространения панаярвинской свиты и на массивах щелочных пород встречаются сохранившиеся коры выветривания (Сидоренко, 1958; Афанасьев, 1968). К северу от оз. Панаярви на серицитовых сланцах нами была обнаружена кора выветривания в виде белых или зеленоватых мелкозернистых глинистых песков, состоящих из кварца (песчаная фракция) и каолина местами с примесью хлорита (глинистая фракция, составляющая около 20% породы). Возможно, что аналогичные образования могут быть распространены и в смежных районах. По-видимому, основные черты рельефа Куолярвинской морфоструктуры были сформированы еще в мезозое. С начала палеогена на протяжении длительного времени, когда ландшафтная обстановка допускала возможность образования каолиновых кор на севере Балтийского щита (Страхов, 1962), денудационный срез рассматриваемой территории был очень незначительным. Поэтому наблюдаемые ныне гипсометрические различия местности должны быть объяснены неодинаковой величиной новейших тектонических движений.

Куолярвинская морфоструктура является частью Северокарельской возвышенной полосы, которая отвечает в общем Северокарельскому синклинию. Таким образом, в первом приближении (в масштабе морфоструктур первого порядка) здесь наблюдается инверсионный характер рельефа (Граве, Макиевский, 1966). При рассмотрении Куолярвинской морфоструктуры второго порядка, как мы видим, эта закономерность теряется,

поскольку геологическая основа морфоструктуры оказывается гетерогенной. Формирование морфоструктуры происходило в процессе слабого поднятия, охватившего территорию, прилежащую к зоне контакта карелид и беломорид. При этом в рельефе областей распространения этих пород наметилась некоторая разница, не столь значительная, чтобы разделить их на две морфоструктуры одинакового ранга, но достаточная для выделения двух морфоструктур третьего порядка.

По гравиметрическим данным хорошо вырисовывается Куолоярвинская структура карелид и расположенные непосредственно к востоку от нее участки пониженных значений силы тяжести, соответствующие гранитным массивам восточной части рассматриваемой территории.

В пределах Куолоярвинской морфоструктуры рыхлые отложения сосредоточены в депрессиях вдоль рек Саллайоки, Куолойоки и Нурмийоки. В них преобладают флювиогляциальные отложения, образующие системы маргинальных озера, заходящие в пределы СССР из Финляндии, где они хорошо исследованы (Окко, 1968). Вопрос о возможности позднеледникового соединения Белого моря с Ботническим заливом в последние годы решен отрицательно (Арманд и др., 1969).

Ковдозерская сложная блоковая морфоструктура

К югу от Нямозера, между западным побережьем Кандалакшского залива и меридиональной линией оз. Толванд—Пяозеро, лежит территория, характеризующаяся наиболее сложным оро- и гидрографическим устройством поверхности, которую мы выделяем под названием Ковдозерской сложной блоковой морфоструктуры.

Ее северная граница — широко вытянутая зона разрывных нарушений, к которым приурочены оз. Таванд, Толванд, Сенное, Нямозеро и др. Западная граница отвечает гипсометрической ступени, за которой уже нет больших озер. На юге границу можно провести по Топозеру, за которым изменяется направление выраженных в рельефе геологических структур.

Рельеф Ковдозерской структуры отличается необычайной раздробленностью, что подчеркивается пестротой сочетания холмов и впадин, озер и островов. Абсолютные высоты местности в общем невелики: большие озера лежат на отметках 30—100 м, возвышенности обычно не превышают 250—300 м и лишь на северо-западе достигают 400—450 м.

По геологическому строению северная и восточная части территории соответствуют Лоухскому синклинию и сложены гнейсами беломорской серии архея. Юго-западная часть Ковдозерской морфоструктуры в тектоническом отношении соответствует протерозойской структуре ранних карелид и обрамляющей ее зоне тектонитов (Шуркин, 1968). Существенной разницы в строении рельефа геологически различных областей не обнаруживается, так что морфоструктурное единство территории сложилось, очевидно, на более поздних этапах геологического развития. Следует отметить, что если в пределах Ковдоро-Алакурттинского блока почти не улавливалось связи между ориентировкой элементов рельефа и геологическими структурами, то в рельефе рассматриваемой территории отчетливо проявляется простираение как складчатых структур, так и зон разломов.

Наиболее сложная зона разломов, следующая дугообразно от оз. Панаярви к Кукаозеру и Тикшеозеру, выражается в виде полосы ориентированных вдоль нее грядовых возвышенностей, контактирующих с озерами линейно изогнутой формы. Однако продолжение этой зоны далее к югу никак не отражается в рельефе и целиком маскируется мелкими структурными элементами широтного направления. Менее четко выражены ориентированные возвышенности и озера, лежащие к северу и к югу от

дугообразной зоны разлома; они отражают простирание свит архея (на севере) и протерозоя (на юге). Чрезвычайно четкой системой озер фиксируется прямолинейная разрывная структура строго северо-восточного простирания Соколозеро—Кандалакшский залив, которая сечет складчатые структуры. В районе Ковдозера в структурном рисунке проявляются главным образом диагональные линии, северо-западные элементы которых параллельны берегам Кандалакшского залива. В районе озер Толванд—Тумчаозеро преобладают субширотные элементы, которые в виде разломов фиксируются на геологических картах, составленных К. А. Николаевой, В. А. Смирновой, М. М. Врачинской и Н. В. Карпинской.

Узкое, вытянутое с запада на восток оз. Ориярви расположено на линии широкого разлома, тянущегося, судя по карте М. Я. Цирульниковой и Р. С. Сокол (1968), от Vuoriajärvi сложного интрузивного массива. Сложная и закономерно распределяющаяся мелкая «блоковость» рельефа позволяет предположить, что фактически разрывные нарушения на рассматриваемой территории значительно более обильны, чем нарушения, изображенные даже на крупномасштабных геологических картах. Косвенным подтверждением этого служит обилие мелких интрузивных тел перидотитов, габбро-норитов, различных гранитов, а также различных даек и жил.

В гравитационном поле Ковдозерской морфоструктуры выявляется серия минимумов силы тяжести, расположенных в общем в соответствии с простиранием свит архея и отвечающих, вероятно, «ядрам гранитизации». Локальные максимумы силы тяжести соответствуют отдельным сложным интрузиям (оз. Vuoriajärvi и др.), расположенным часто на пересечении зон разломов. Положительная магнитная аномалия совпадает с Куксозерским дугообразным разломом (Цирульникова, Сокол, 1968).

Приведенная характеристика Ковдозерской блоковой морфоструктуры свидетельствует о том, что в формировании определяющих ее тектонических и морфологических признаков главную роль играли события палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр, т. е. отрезка времени, от которого не сохранилось прямых геологических документов. Признаки интенсивной тектонической раздробленности рельефа фундамента, которая лишь в небольшой степени отражает структуру и простирание свит архея, в сочетании с сохранившимися выровненными вершинами возвышенностей и остатками глубоко преобразованной коры выветривания (например, в районе Vuoriajärvi) дают основания считать, что окончательное оформление рельефа фундамента относится к концу кайнозоя, поскольку период интенсивного образования кор выветривания предположительно захватывал эоцен (Афанасьев, 1968).

В связи с расчлененностью рельефа фундамента рыхлые отложения распределяются здесь неравномерно и заполняют понижения и впадины.

Общая суммарная амплитуда новейших тектонических движений в этом районе невелика (порядка 100 м). В течение голоцена изменение положения береговой линии моря происходило в пределах 100—140 м. Представления о возможном соединении Белого моря с Ботническим заливом работами последних лет не подтверждаются (Арманд, Гунова, Лебедева, 1969).

Блоковые морфоструктуры два Белого и Баренцева морей

Кандалакшско-Двинская впадина

Кандалакшский залив и впадина, протягивающаяся к устью Северной Двины, рассматриваются нами как самостоятельная морфоструктура, характеризующаяся отрицательной направленностью новейших

тектонических движений и значительной их дифференцированностью. Существование зон разломов вдоль северного и южного побережий Канда-далакшского залива установлено как геологическими данными (съёмоч-ные работы З. А. Бурцевой, М. М. Врачинской и др.), так и геофизическими материалами. Вдоль оси залива протягивается серия минимумов гравита-ционного поля, которые частично связываются с влиянием интрузий кис-лых пород (Цирульникова, Сокол, 1968).

Сложность рисунка изобат в северо-западной части залива, где шхер-ные острова и банки сочетаются с замкнутыми впадинами, может свиде-тельствовать в пользу тектонической природы раздробленности территории. Напомним, что к выводу о первичнотектонической природе шхерных остро-вов Балтики приходят в последнее время финские исследователи (О. Гранё и др.). Косвенным подтверждением этого служит наличие на островах се-рии мелких интрузий и трубоподобных тел брекчий эруптивного типа (данные К. А. Шуркина, Г. Ю. Пушкина и др.).

По обобщенным уровням положения дна морфоструктура Канда-лакшско-Двинской впадины разделяется на две морфоструктуры более мелкого ранга: Кандалакшский залив, имеющий глубины до 150 м, и цент-ральную Беломорскую впадину, где глубины превышают 300 м. Граница между ними лежит на продолжении линии разлома, фиксируемого на суше в районе устья р. Умбы.

Центральная Беломорская впадина замыкается на меридиане устья р. Варзуги, где сменяется подводной равниной, лежащей на глубинах 100—120 м. Несомненно погружение дна Белого моря имеет тектоническую природу. В Кандалакшском заливе намечается некоторый перекося дна за-лива к северу, так что наиболее погруженные участки соседствуют с наи-более поднятыми Колвицкими тундрами; следовательно, самой активной зоной, вдоль которой происходило перемещение блоков, является зона разломов вдоль северного берега Кандалакшского залива.

Расположение впадины Белого моря в центральной части обширного архейского Беломорского блока земной коры (Харитонов, 1958; Цируль-никова, Чечель, Сокол, Шустова, 1968; Шуркин, 1968) не дает оснований предполагать, что она лежит на месте какой-то мобильной зоны. Вероятно, образование впадины Белого моря не сопровождалось заметным танген-циальным перемещением частей материковых глыб, хотя конфигурация Кандалакшского залива может навести на мысль о возможности этого яв-ления.

Современная сейсмичность Кандалакшского залива и района устья Северной Двины (Кошечкин, Панасенко, Стрелков, 1970) является до-казательством сохраняющейся активности в обрамляющих его зонах раз-ломов.

Суммарные амплитуды послеледникового поднятия берегов залива оказываются наибольшими в районе Колвицких тундр и наименьшими на южном побережье Белого моря (наблюдения А. Д. Арманда, Г. С. Бискэ, Б. И. Кошечкина, М. А. Лавровой).

Впадина горла Белого моря

Впадина горла Белого моря, как и Кандалакшско-Двинская, впервые была отмечена А. П. Карпинским еще в 1894 г. Он объяснил ее возникновение «грабеном между Терским берегом. . . и Зимним берегом, на котором выступают лишь горизонтальные девонские слои». Морфо-логически дно горла представляет собой подводную равнину с глубинами до 110 м. В рельефе дна намечаются небольшие поперечные возвышенности, которые примыкают к Терскому берегу и, возможно, являются отраже-нием горстообразных структур, сохранившихся в субаквальных условиях.

О возможности существования таких нарушений свидетельствует наличие мелких тектонических блоков вдоль берега моря.

Вдоль горла Белого моря проводят границу между Балтийским щитом и осадочным чехлом Русской платформы (Николаев, 1967). Впрочем, А. Д. Лукашов (Дедеев и др., 1969) границу Балтийского щита смещает к р. Кулою. На тектонической карте Арктики и Субарктики (1965) дно Белого моря отнесено В. Д. Дибнером к вендско-нижнепалеозойскому прогибу.

В горле Белого моря преобладают грубозернистые донные осадки, а местами бенчи, что связано с интенсивно развитыми здесь течениями. Грабен горла Белого моря не имеет непосредственного выхода к области соответствующих ему глубин в Баренцевом море, а заканчивается на изобатах 30—50 м в области, называемой «воронкой» Белого моря. Эту наиболее мелководную часть моря можно рассматривать как наименее погруженный блок.

Таким образом, морфоструктура впадины горла Белого моря должна быть разделена на две морфоструктуры третьего порядка. Это еще раз доказывает, что дно Белого моря представляет собой систему блоков (сложный грабен) с амплитудой погружения до 300 м, причем наиболее отчетливо выделяются ступени на глубинах 250, 100 и 50 м.

Прибрежная часть шельфа Баренцева моря

Пятидесятиметровая изобата подводного склона Баренцева моря повторяет все выступы Мурманского берега (исключая мелководный Лумбовский залив) и обходит с севера о. Кильдин. Этим подчеркивается тектоническая природа контура береговой линии, включая отражение сравнительно мелких разрывных нарушений, оперяющих разлом Карпинского. Подводный склон отличается наибольшей крутизной в пределах изобат 25—100 м. На нем, так же как и в Белом море, отмечается несколько выступов, часть которых не имеет видимого продолжения на суше.

На расстоянии 15—20 км от берега, на глубинах 150—250 м, параллельно береговой линии Мурманского блока расположено несколько вытянутых впадин. Возможно, их уже следует рассматривать как проявления структур рифейского прогиба, располагающегося вдоль Мурманского берега. К востоку от мыса Святой Нос в области прогиба фиксируются дайковые интрузивные образования, залегающие в породах рифея. К западу от полуострова Рыбачий вблизи побережья имеется несколько замкнутых впадин, дно которых погружено более чем на 200 м относительно прилежащих участков шельфа. Подобные морфоструктуры дна могут быть только грабенами. Многие другие морфологические признаки рельефа дна прибрежной части шельфа Баренцева моря также указывают на молодость формирования структурного шва, определившего очертания береговой линии Кольского полуострова в ее современном виде.

IV. MORFOСТРУКТУРЫ И НЕОТЕКТОНИКА

Рассмотренные выше морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита по характеру выражения в рельефе являются, как мы видели, блоками или глыбами. В условиях щита, где осадочный покров либо отсутствует, либо в общем имеет столь незначительную мощность, что ею можно пренебречь, морфоструктурные особенности поверхности могут проявиться либо пассивно — путем отражения древних тектонических и геологических структур через различную степень подверженности слагающих их пород процессам денудации (т. е. через литоморфность), либо активно — путем формирования основных неровностей в ре-

зультате новейших тектонических движений. Анализ фактического материала, приведенного выше, показал, что на территории Кольского полуострова имеют место оба процесса, однако процесс выработки структурных форм путем денудации имеет подчиненное значение.

Наличие во многих районах Кольского полуострова кор выветривания, образовавшихся в климатических условиях, которых не существовало на Кольском полуострове по крайней мере с миоцена (Сидоренко, 1958; Афанасьев, 1968), указывает на то, что поверхность основных морфоструктур не подвергалась коренному денудационному преобразованию и не испытывала значительного сноса на протяжении всего неотектонического этапа развития территории. Очевидно, что в этом случае генерализованные гипсометрические показатели положения поверхностей различных морфоструктур должны быть равны амплитуде перемещения участков донеогеновой поверхности, выраженной алгебраической суммой, а структурный рисунок должен являться отражением трещиноватости, обновленной (или заложеной) проявлением новейшей тектоники.

Таким образом, морфоструктуры Балтийского щита в принципе являются новейшими тектоническими структурами, а не литоморфоструктурами. Однако при этом нужно сделать несколько оговорок. Прежде всего это справедливо только применительно к геотектуре и к морфоструктурам первого и второго порядка, при выделении которых проводится определенная генерализация. Эта генерализация выражается в пренебрежении чертами морфоскульптуры, т. е. различиями между изначальной формой и современным видом, обусловленным деятельностью экзогенных процессов на протяжении конца неогена и всего четвертичного периода. При сопоставлении морфоструктур и неотектонических структур важно также отделить те черты строения поверхности морфоструктур, которые обязаны своим проявлением пассивному влиянию древних структур через литоморфность в процессе длительного формирования денудационной или тектоно-денудационной холмистой или местами низкогорной равнины в мезозое. Лишь с учетом этих замечаний мы можем согласиться с определением, что неотектоника — это морфоструктуры (Герасимов, 1969).

Блочные морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита довольно разнообразны по особенностям неотектонических характеристик. По суммарной амплитуде новейших движений выделяются блоки с различной интенсивностью поднятия. Интенсивно воздымающиеся блоки характеризуются амплитудой поднятия, достигающей за новейший период более 500 м. Это блоки Печенги, Сариселян—Сальных тундр, Хибин, Ловозерских, Заимандровских и Колвицких тундр, современные высоты которых превышают 600—800 м. Следует заметить, что при характеристике блоков с интенсивными восходящими движениями отождествлять амплитуду поднятия с современными высотными отметками можно с наименьшей уверенностью, поскольку мы почти не располагаем данными о строении и отметках их донеогеновой поверхности. Умеренно растущие блоки отличаются амплитудой поднятия в 300—500 м и имеют высотные отметки несколько более этих цифр. Это Кицкий и Ковдоро-Алакерттинский блоки, Большие Кейвы и др. Слабо приподнятые блоки характеризуются амплитудой в 100—300 м и близкими к этому интервалу средними отметками современного рельефа. Это Мурманский блок, Сосновская, Кольская, Вороньинская и другие морфоструктуры. Амплитуда новейшего поднятия очень слабо приподнятых блоков не превышает 100 м. Их современные высоты также невелики.

Погруженных неотектонических блоков в пределах Кольского полуострова достоверно не выявлено. Таковым частично может оказаться лишь впадина Умбозера, строение дна которой еще исследовано недостаточно. Все остальные озера сформировались либо за счет избирательной денуда-

ции в зонах разлома, либо за счет неравномерного поднятия блоков. Действительно погруженными морфоструктурами можно считать лишь систему грабенв Белого моря, амплитуда опускания которых близка к 300 м.

Кроме характеристики средних амплитуд неотектонических перемещений отдельных блоков, интересно проследить размещение блоков, испытавших неравномерное перемещение, т. е. перекося или одностороннее поднятие.

Заметный наклон к северо-востоку получила Западно-Кольская блоковая морфоструктура. Это является следствием перекося, который можно объяснить влиянием интенсивно воздымавшейся с юга смежной с ней глыбы гранулитового массива. Уклон к юго-востоку в связи с погружением дна горла Белого моря приобрела Сосновская морфоструктура. Некоторый перекося к югу, обусловленный той же причиной, можно заметить на территории Терской морфоструктуры.

В пределах Кейвской морфоструктуры намечается линия структурной оси запад-северо-западного простирания, к которой наклонены морфоструктуры, лежащие как к югу, так и к северу от нее. Расположенная к северо-западу от нее Вороньинская морфоструктура перекося на наклонном на юг-юго-запад. Это, видимо, можно объяснить двумя причинами: поднятием структур Больших Кейв и относительным погружением депрессии вокруг Ловозерского и Хибинского массивов. Возможно также влияние неравномерных движений участка, заключенного между Вороньинским и Цагинско-Харловским разломами.

Как было указано при описании выделенных морфоструктур, некоторые из них почти не отличаются от смежных с ними по амплитуде вертикальных перемещений (например, Кольская от Западно-Кольской), но имеют различную ориентировку разрывных структур; следовательно, формирование их происходило в условиях разных направлений тангенциального давления. Непосредственное проявление горизонтальных смещений на Балтийском щите в новейшее время достоверно не установлено. Поворот одного из мелких блоков в районе Панских тундр мог иметь место, видимо, также еще до новейшего времени; механизм его не выяснен.

Общая картина размещения морфоструктур с различными амплитудами неотектонических движений и различными признаками перекося не позволяет прийти к выводу, что неотектоническая структура Кольского полуострова является сводом. Правильнее заключить, что северо-восточная часть Балтийского щита представляет собой систему блоков, приподнятых на различную высоту. Закономерность размещения блоков по их высотному положению в настоящее время не вполне ясна. Если рассмотреть всю северную часть Балтийского щита, заключенную между Ботническим заливом, Белым и Баренцевым морями, то область расположения наиболее поднятых блоков смещена на северо-восток от ее центра. По отношению же к собственно Кольскому полуострову наиболее активно воздымающиеся блоковые структуры располагаются на его западных окраинах. Что касается процесса поднятия, имевшего гляциоизостатическую природу, то влияние его на перераспределение суммарных амплитуд движений блоков за неотектонический этап было весьма незначительным.

Морфоструктуры разделяются, как правило, разломами или зонами разломов, проявляющимися в рельефе. Роль разрывных тектонических нарушений в строении фундамента Кольского полуострова весьма велика и многообразна, поэтому неудивительно, что им посвящены многие работы (Пэк, 1935; Рихтер, 1936; Каменев, 1963, 1966; Козлов, 1966; Скуфьин, 1966; Токарев, 1968, 1969, и др.).

Для выяснения проблем развития рельефа геоморфолога в первую очередь интересуют вопросы генезиса, механизма формирования и времени заложения и обновления разрывов земной коры. Очевидно, что при изу-

чении рельефа приходится сталкиваться с самыми различными по величине и генезису трещинами. В кристаллических породах к трещинам первичной отдельности относят контракционные трещины, которые образуются при застывании расплава даже в спокойной тектонической обстановке. К прототектоническим обычно относят трещины интрузивных массивов, образующие систему пластовых, поперечных, диагональных и радиальных трещин. В результате последующих тектонических напряжений могут проявиться потенциально заложенные трещины первичной отдельности, а также образоваться трещины новых направлений, как связанные с прежними зонами нарушений, так и не связанные с ними.

Построение роз-диаграмм трещиноватости в самых различных районах СССР показало, что наиболее постоянными трещинами являются диагональные, расположенные под углами $42-45^\circ$ к сетке географических координат (П. С. Воронов, Г. Н. Каттерфельд, Е. Н. Пермяков, И. И. Чебаненко, С. С. Шульц и др.). Эту систему трещин С. С. Шульц (1965) назвал планетарной трещиноватостью. Направленность систем планетарной трещиноватости прямо или косвенно связывается с ротационными причинами, в частности с изменением угловой скорости вращения Земли. Такие общие причины, обуславливающие сравнительно небольшие напряжения, могут, видимо, приводить к появлению значительных и протяженных трещин только в тех случаях, когда с этими напряжениями полностью или частично совпадают стрессы региональных тектонических напряжений. Последние обуславливают также раскрытие потенциальных первичных трещин отдельности. В связи с тем что в строении фундамента Балтийского щита отразились тектонические напряжения самых разных эпох и направлений, трещиноватость пород оказывается здесь очень сложной. Однако преобладающими направлениями мелкой тектонической трещиноватости, создающей структурный рисунок поверхности многих морфоструктур, являются, как мы могли убедиться, диагональные направления.

Крупные прямолинейные тектонические трещины, или разломы Балтийского щита, проявляющиеся в рельефе и в общем ландшафте (линеаменты или линеивенты), на Кольском полуострове также имеют преимущественно диагональную, реже ортогональную ориентировку, хотя, вообще говоря, совпадение направлений структурного рисунка и линеивентов не является правилом (Шульц, 1969). Преобладание диагональной ориентировки тектонических элементов рельефа установилось здесь еще в начале протерозоя, когда начали формироваться первые подвижные зоны земной коры.

По масштабам и глубине проникновения в земную кору В. А. Токарев (1968) разделяет разломы на пять групп: сверхглубокие (до поверхности Мохо), глубокие (8—12 км, до поверхности Конрада), средней глубины, небольшой глубины и поверхностные.

Зоны сверхглубоких разломов являются границами самых крупных блоков земной коры и областью внедрения интрузий или излияния лав, массивы которых выделяются в самостоятельные морфоструктуры (например, массив Заимандровских тундр, Печенгский блок).

Зоны глубоких разломов отделяют многие морфоструктуры второго порядка (Кейвскую и Вороньинскую от Мурманской, Терскую от Кейвской, Вороньинскую от Кейвской и т. д.). Это Цагинско-Харловский и Стрельцинский разломы север-северо-восточного направления, разломы Карпинского, Имандра-Варзугский, Колмозеро-Воронья-Кейвский, Хибинский (Рихтер, 1936; Козлов, 1966). Они также сопровождаются интрузиями, из которых наиболее крупные могут быть выражены в рельефе в виде морфоструктур мелкого порядка (Панский массив, массивы щелочных гранитов и др.).

Разломы средней и небольшой глубины заложения могут разграничивать морфоструктуры второго порядка (например, Кицкую, Ното-Чунскую и др.), но могут и проникать из одной морфоструктуры в другую, иногда даже не образуя крупных структурных уступов или иных существенных различий в рельефе. В этом случае они разграничивают лишь морфоструктуры мелких порядков или вовсе не являются морфоструктурными границами.

О возрасте заложения разломов можно говорить с большой долей условности. Судя по геологическим данным, многие сверхглубокие разломы возникли в архее, глубокие — в процессе замыкания нижне- и среднепротерозойских подвижных зон. Возраст самых молодых разломов средней и небольшой глубины заложения может датироваться лишь односторонне: судя по наличию или отсутствию приуроченных к ним интрузий, он может быть либо послесреднепротерозойским, либо послепалеозойским (в местах развития даек щелочных пород).

Сложность, естественно, заключается, во-первых, в том, что подвижки по разломам неоднократно повторялись и, во-вторых, в том, что новейшие кайнозойские движения могли как обновить древние разломы, не фиксированные интрузиями, так и создать молодые разломы, которые в этом случае трудно отделить от древних.

Поверхностные разломы в рельефе проявляются большей частью в виде структурного рисунка или непосредственно выраженных трещин-ущелий.

У. СООТНОШЕНИЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО ПЛАНА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И НЕКОТОРЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геофизические показатели, отражающие состав и физические свойства земной коры, как известно, наряду с другими факторами зависят от рельефа и тех перестроек, которые произошли в нем на новейшем этапе развития земной коры. Если сравнить сведения о характере геофизических полей и положении границ раздела земной коры в каждой морфоструктуре, то обнаружатся некоторые черты совпадения тех или иных геофизических факторов с неотектоническими особенностями (см. рис. 2).

Наибольший интерес представляет соотношение структур с гравитационными полями, поскольку напряженность силы тяжести должна непосредственно зависеть от гипсометрического положения местности. Например, Э. Э. Фотиади считает, что гравитационные аномалии являются непосредственным выражением современных движений. Повышенная напряженность поля силы тяжести среди интенсивно поднятых блоков характерна для тех из них, которые сложены основными интрузивными породами (Кольвицкий блок, блок Главного хребта, Панский блок) или осадочно-вулканогенными (Сальютундровский блок, Печентский блок).

Морфоструктуры, характеризующиеся значительными амплитудами новейшего поднятия, но сложенные щелочными породами (Хибинский и Ловозерский блоки), совпадают с отрицательными аномалиями гравитационного поля. Это иногда объясняется меньшей плотностью щелочных пород (около 2.75 против плотности габбро 3.00—3.05 и плотности палеогитных эффузивов около 2.80—2.85 — данные В. А. Тюремнова), однако специальные расчеты нами не проводились. Блоковая структура Заимандровских тундр отличается сложной характеристикой напряженности силы тяжести. По данным Л. Е. Шустовой (1966), а также по материалам карты, составленной Э. К. Чечель и Р. С. Горной, вдоль Главного хребта проходит узкая положительная гравитационная аномалия, сменяющаяся

через зоны высоких градиентов отрицательными или слабыми положительными аномальными значениями силы тяжести.

Морфоструктуры, характеризующиеся умеренными значениями амплитуд новейшего поднятия, не имеют однозначных показателей поля силы тяжести. Так, умеренно приподнятая блоковая структура Больших Кейв имеет пониженные значения силы тяжести, а слабо приподнятая Кольская — повышенные. Отдельные части Терской морфоструктуры почти не различаются по гипсометрии, однако имеют совсем разные гравитационные характеристики: повышенную в районе развития свиты имандра—варзуга и пониженную в полосе гранитоидов близ устья р. Варзуги. Слабо поднятый Мурманской блок на западе имеет преимущественно слабые отрицательные, а на востоке слабые положительные значения поля силы тяжести.

На основании изложенного можно заключить, что аномалии силы тяжести, рассчитанные в редукции Буге, не отражают особенностей строения коры и рельефа, обусловленных новейшими тектоническими движениями, или во всяком случае влияние строения глубоких частей фундамента оказывается более сильным и затушевывает влияние рельефа.

Напряженность вертикальной составляющей магнитного поля изменяется от одной морфоструктуры к другой, однако установить определенные закономерности, связанные с гипсометрическим положением блоков, не удается. Повышенные значения напряженности магнитного поля отвечают интенсивно поднятым блокам, в фундаменте которых преобладают породы основного ряда (Главный хребет, Сариселян-Сальнотундровский блок, Колвицкий, Панский). Однако так же интенсивно поднятый Печенгский блок, сложенный осадочно-вулканогенной толщей преимущественно основного состава, слабо выделяется в магнитном поле. Слабо приподнятые морфоструктуры, основанием которых служат породы архея и протерозоя, характеризуются преимущественно пониженными или близкими к общему фону значениями напряженности магнитного поля (таковы Мурманский блок, Западно-Кольский, Кейвский, за исключением Панских тундр, и др.).

Таким образом, характеристика магнитного поля, как и характеристика гравитационного, дает возможность различить отдельные морфоструктуры, но не по их неотектоническим особенностям, а по тем качествам геологической основы, которые были приобретены в процессе длительного геологического развития территории Балтийского щита. Сами по себе новейшие тектонические движения и гипсометрическое положение блоков магнитным полем не фиксируются, что имеет и естественное физическое объяснение, поскольку в новейшем периоде на Балтийском щите не происходило магматической деятельности.

Существенное значение для морфоструктурного районирования имеет то обстоятельство, что линии и зоны разломов хорошо совпадают с линейными зонами магнитных аномалий, а в тех случаях, когда по разломам входят в контакт резко различные геологические тела, — и с повышенными гравитационными градиентами. Такие напряженные геофизические зоны соответствуют всем глубинным и долгоживущим разломам. К сожалению, более молодые разломы, не сопровождающиеся интрузивными телами, выделяются далеко не всегда. Все же в результате магнитометрических работ Р. С. Сокол и Е. В. Радченко в районе Хибинского и Ловозерского блоков намечена серия нарушений, секущих фундамент и не содержащих интрузий. Эти данные подтверждены наземными исследованиями (Лихачев, Афанасьев, 1969).

Мощность земной коры на Кольском полуострове определена еще не очень детально и данные нередко расходятся (Шустова, 1966; Литвиненко и др., 1968а), но все же можно наметить некоторые черты связи мощности

коры с основами морфоструктурного плана. Прежде всего достаточно хорошо фиксируется переход от полуострова к шельфу, где мощность коры уменьшается от 38—40 до 36 км. По данным Л. Е. Шустовой (1966), наибольшая мощность коры в 30—40 км приурочена к юго-западной части полуострова, средняя высота которой несколько больше, чем на юго-востоке полуострова, где мощность коры уменьшается до 34—36 км. И. В. Литвиненко с соавторами (1968а) неоднократно отмечал, что блоковое строение земной коры на Кольском полуострове фиксируется при проведении глубинного сейсмического зондирования.

Расположение сейсмогенных зон на Балтийском щите, по данным, систематизированным Г. Д. Панасенко (Кошечкин, Панасенко, Стрелков, 1970), отвечает северной и южной границам Кольского полуострова (см. раздел III). Особо выделяются район Хибинских гор, отличающийся сейсмической активностью, а также линейная зона, уходящая на запад от вершины Кандалакшского залива. Сейсмологическое изучение Кольского полуострова (Никонов, Панасенко, 1963; Панасенко, 1969) позволяет сделать вывод о том, что крупные структурные элементы Балтийского щита обновлены на новейшем этапе его геологической истории и что зоны их разграничения продолжают сохранять активность в современности.

VI. СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО ПЛАНА ВО ВРЕМЕНИ

Соотношение морфоструктур с элементами плана геологических структур фундамента

В результате сравнения схемы расположения морфоструктур с картой геологических структур Кольского полуострова установлено сходство их основных контуров. Это самый общий признак определяющего влияния геологического строения фундамента северо-восточной части Балтийского щита на рельеф.

В общих чертах строения рельефа полуострова выделяется несколько зон, ориентированных с северо-запада на юго-восток. Они приблизительно совпадают с ориентировкой главных тектонических структур, по отношению к которым современный рельеф часто оказывается обращенным (Граеве, Макиевский, 1966; Макиевский, 1969), и являются морфоструктурами первого порядка. В масштабе отдельных морфоструктур второго порядка аналогичная корреляция местами проявляется хорошо, местами хуже, местами вовсе отсутствует, но зато выявляются некоторые другие закономерности.

Сравнивая характеристику рельефа морфоструктур с их геологическим строением, можно заметить более или менее определенную зависимость между интенсивностью поднятия блоков и возрастом и составом слагающих их пород. Морфоструктуры, занимающие наиболее высокое гипсометрическое положение и соответственно отличающиеся более интенсивным новейшим поднятием, слагаются в большинстве случаев породами протерозойского или палеозойского возраста. Таковы Ловозерский, Хибинский, Сариселян-Сальютундровский, Колвицкий, Печенгский и Панский блоки, а также блоки Больших Кейв. Возраст пород, слагающих блок Займандровских тундр, в настоящее время является дискуссионным (Шуркин, 1968), поэтому он может лишь условно подтвердить намечающуюся закономерность. Низкое гипсометрическое положение поля пород свиты имандра—варзуга, входящего в Терскую морфоструктуру, и вовсе противоречит подмеченному правилу. Объяснений этому пока не найдется.

Морфоструктуры, сложенные в основном породами архея и частично нижнего протерозоя, испытали преимущественно менее интенсивные под-

дихлорэтана прибавляют 0.05 г-мол трихлоризоциануровой кислоты и осторожно нагревают. Выделение хлора начинается при 35—40°. По мере уменьшения интенсивности выделения хлора температуру в бане поднимают до 80—90°. Смесь кипятят 1 час до полного прекращения выделения хлора. Растворитель отгоняют и остаток перегоняют в вакууме. Выход изоцианата 52%, т. кип. 84—85° (0.05 мм). Найдено %: Cl 42.19. $C_4H_6Cl_2N_2O$. Вычислено %: Cl 42.0. ИК-спектр (пленка): 2950, 2270 ($\nu N=C=O$), 1730 ($\nu C=O$), 1620 ($\nu C=N$), 1475, 1430, 1400, 1255, 1163, 1080, 907, 790, 685, 462 cm^{-1} .

1-Диэтиламино-1,1-дихлорметилизоцианат (II, $R=C_2H_5$) получают аналогично. Выделение хлора начинается при 60—70°, выход изоцианата 61%, т. кип. 93—96° (0.04 мм). Найдено %: Cl 36.3. $C_6H_{10}Cl_2N_2O$. Вычислено %: Cl 36.04.

1-Пиперидино-1,1-дихлорметилизоцианат [II, $R_2=(CH_2)_5$] получают аналогично, выход 24%, т. кип. 120—124° (0.07 мм). Найдено %: Cl 34.19. $C_7H_{10}Cl_2N_2O$. Вычислено %: Cl 33.9.

N,N-Диметил-*N'*-фенил-*N''*-фенилкарбамойлгуанидин (III). К раствору 0.017 г-мол изоцианата (II, $R=CH_3$) в 20 мл четыреххлористого углерода медленно прибавляют смесь 0.034 г-мол анилина, 0.034 г-мол триэтиламина и 20 мл четыреххлористого углерода. Смесь нагревают 30 минут до 60°, выпавший осадок солянокислого триэтиламина отделяют и растворитель отгоняют. Остаток растирают с водным метанолом. Выход гуанидина 90%, т. пл. 132—134°, иглы (из водного метанола). Найдено %: N 19.8. $C_{16}H_{18}N_4O$. Вычислено %: N 19.8. ИК-спектр (KBr): 3330, 3290, 1645, 1590, 1550, 1490, 1440, 1310, 1290, 1230, 755, 700 cm^{-1} .

N,N-Диалкил-*N'*-карбометокси-*O*-метилизомочевина (IV, $R=Me$). К раствору 0.014 г-мол изоцианата (II, $R=CH_3$) в 15 мл эфира медленно прибавляют раствор 0.028 г-мол метанола и 0.028 г-мол триэтиламина в 30 мл эфира. После окончания экзотермической реакции (охлаждение ледяной водой) смесь нагревают 30 минут при 35—40° и осадок солянокислого триэтиламина отделяют. Растворитель отгоняют в вакууме и остаток перегоняют. Выход изомочевины 45%, т. кип. 67—69° (0.05 мм). Найдено %: N 17.83. $C_6H_{12}N_2O_3$. Вычислено %: N 17.50. ИК-спектр (пленка): 2990, 2960, 1717, 1650, 1450, 1420, 1285, 1230, 1200, 1130 cm^{-1} .

N,N-Диэтил-*N'*-карбометокси-*O*-метилизомочевина (IV, $R=C_2H_5$) получена аналогично с выходом 51%, т. кип. 76—77° (0.06 мм). Найдено %: N 14.82. $C_8H_{16}N_2O_3$. Вычислено %: N 14.89.

N,N-Диметил-*N'*-(диэтоксифосфонилкарбонил)-*S*-диэтоксифосфонилформамидин (V, $R=CH_3$). К 0.017 г-мол изоцианата (II, $R=CH_3$) добавляют по каплям 0.034 г-мол триэтилфосфита. Реакция начинается при 25—30°. Смесь постепенно нагревают до 80—90° в течение 30 минут и затем перегоняют в вакууме. Выход формамидина (V) 54%, т. кип. 115—120° (0.08 мм). Найдено %: P 16.7. $C_{12}H_{26}N_2O_7P_2$. Вычислено %: P 16.6. ИК-спектр (пленка): 2990, 2945, 1700, 1603, 1567, 1470, 1392, 1290, 1162, 1140, 980, 950, 805, 512, 537 cm^{-1} .

Формамидин (V, $R=C_2H_5$) получен аналогично, выход 50%, т. кип. 98—103° (0.04 мм). Найдено %: P 15.6. $C_{14}H_{30}N_2O_7P_2$. Вычислено %: P 15.5. ИК-спектр (пленка): 2990, 2945, 2923, 1710, 1645, 1570, 1475, 1370, 1290, 1220, 1195, 1160, 1045, 980, 950, 810, 513 cm^{-1} .

Трихлорацетилизотиоцианат. К 0.02 г-мол трихлоризоциануровой кислоты прибавляют 2 мл трихлорацетилхлорида и нагревают на масляной бане при 160—170°. Когда начинается выделение хлора, постепенно из капельной воронки прибавляют 7 мл трихлорацетилхлорида и нагревают до полного прекращения выделения хлора. Хлор улавливают раствором щелочи и оттитровывают. Остаток перегоняют. Выход изоцианата 71%, т. кип. 145—147° (760 мм), 83—84° (75 мм). Идентифика-

ция по физическим свойствам и превращением в трихлорацетамид при гидролизе.

n-Дихлорбензол. Смесь 0.03 г-мол *n*-хлорбензолсульфохлаорида и 0.01 г-мол трихлоризоциануровой кислоты нагревают при 170—180° до прекращения выделения газообразных продуктов реакции. Реакционную массу охлаждают до 20—25° и отделяют жидкую часть, которая через несколько часов кристаллизуется. Выход *n*-дихлорбензола 98%, т. пл. 53—54°, идентификация пробой смешения.

Литература

- [1] В. П. Кухарь, А. М. Пинчук, М. В. Шевченко, ЖОрХ, 9, 43 (1973). — [2] W. Yottardi, D. Henn, Monatsh. Chem., 100, 1860 (1969). — [3] K. Brederick, R. Richter, Chem. Ber., 99, 2454 (1966). — [4] R. Neidlein, W. Haussmann, Chem. Ber., 99, 240 (1966); Л. И. Самарай, О. В. Вишневский, Г. И. Деркач, ЖОрХ, 6, 468 (1970). — [5] В. В. Дорошенко, Е. Н. Стукало, В. А. Шокол, Б. Н. Кожушко, ЖОХ, 41, 2155 (1971). — [6] O. Wallach, Lieb. Ann., 214, 219 (1882).

Поступило 14 VIII 1972

Институт органической химии
Академии наук
Украинской ССР

Журнал органической химии
том IX, вып. 9 (1973)

УДК 547.78

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВТОРИЧНЫХ АМИНОВ С N-АЦИЛ-2,2-ДИХЛОРВИНИЛАМИНАМИ И N-АЦИЛ-1-ЦИАНО-2,2-ДИХЛОРВИНИЛАМИНАМИ

Б. С. Драч, Э. П. Свиридов, А. А. Кисиленко, А. В. Курсанов

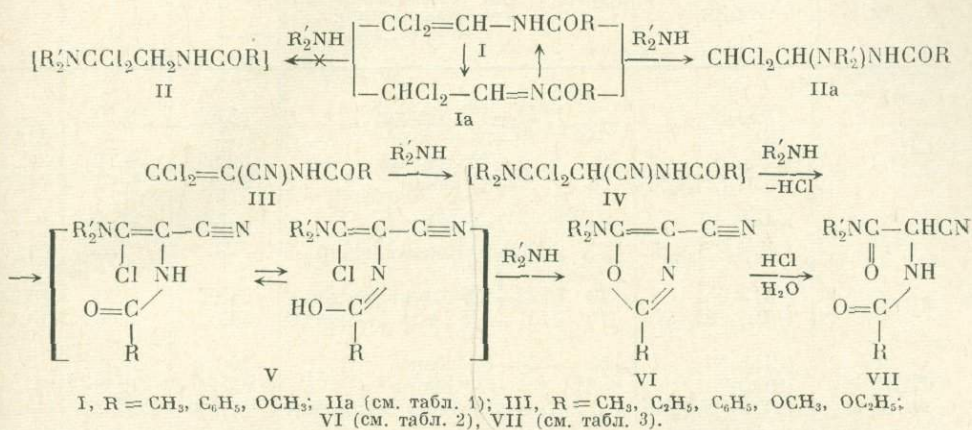
N-Ацил-2,2-дихлорвиниламины и N-ацил-1-циано-2,2-дихлорвиниламины по-разному реагируют с диалкиламинами. В первом случае реакция идет в соотношении 1 : 1 и приводит к 1-диалкиламино-1-ациламино-2,2-дихлорэтанам. Во втором случае взаимодействие протекает в соотношении 1 : 3 и дает производные 4-циано-5-аминооксазола, строение которых доказано кислотным расщеплением и ИК-спектрами.

N-Ацильные производные енаминов (енамиды) интересны тем, что легко присоединяют нуклеофильные реагенты [1-4]. Причины активации C=C связи амидными остатками еще мало понятны и для выяснения их необходимо тщательное изучение свойств енамидов.

В этой работе подробно исследовано действие диалкиламинов на N-ацил-2,2-дихлорвиниламины [5] и N-ацил-1-циано-2,2-дихлорвиниламины [6-8]. Несмотря на то что эти енамиды близки по своему строению, они совсем по-разному реагируют с диалкиламинами (см. схему). N-Ацил-2,2-дихлорвиниламины (I) дают с диметиламином, диэтиламином, пиперидином и морфолином эквимолекулярные продукты присоединения, для которых возможны две изомерные структуры — (II) и (IIa). Полученные продукты присоединения не гидролизуются холодной водой и не вступают в реакцию с нуклеофильными реагентами, что не согласуется со структурой (II), в которой есть реакционноспособная группировка — NCCl_2 —. Гораздо более вероятна структура (IIa), которая косвенно подтверждается также тем, что продукт присоединения метанола к N-карбонметокси-2,2-дихлорвиниламину имеет аналогичное строение [4]. Кроме того, вполне возможно, что в реакцию с аминами вступают не сами енамиды (I), а их более реакционноспособные таутомеры — ацильные произ-

водные дихлорацетальдимины (Ia). В этом случае направление присоединения аминов не вызывает сомнений и может приводить только к структуре (IIa).

Схема исследованных превращений



Некоторые аналогичные реакции

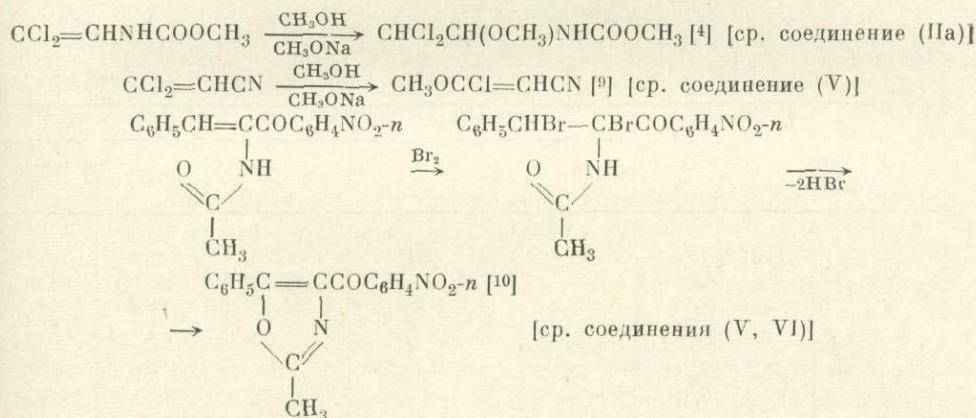


Таблица 1

1-Диалкиламино-1-ациламино-2,2-дихлорэтаны (IIa, см. схему)

R	NR ₂ '	Выход, %	Т. разл.	Растворитель для кристаллизации	Найдено %	Формула	Вычислено %
CH ₃	N(CH ₃) ₂	51	77—80°	ТГФ + гексан	Cl 35.39	C ₆ H ₁₂ Cl ₂ N ₂ O	Cl 35.62
	N(CH ₂) ₅	74	111—112	Хлористый метилен + гексан	Cl 29.91	C ₆ H ₁₆ Cl ₂ N ₂ O	Cl 29.65
C ₆ H ₅	N(CH ₂ CH ₂) ₂ O	70	133—134	ТГФ + гексан	N 11.50	C ₈ H ₁₄ Cl ₂ N ₂ O ₂	N 11.62
	N(CH ₂) ₅	61	104—105	Гексан	Cl 27.84	C ₉ H ₁₆ Cl ₂ N ₂ O ₂	Cl 27.79

N-Ацил-1-циано-2,2-дихлорвиниламины (III) взаимодействуют с вторичными аминами гораздо сложнее, чем енамиды (I). Реакция идет в соотношении 1 : 3, сопровождается выделением двух молей солянокислой соли соответствующего диалкиламина и дает, очевидно, производные 4-циано-5-аминооксазола (VI). Эмпирическая формула этих соединений доказана элементным анализом и определением молекулярного веса

* Выходы всех веществ после очистки.

Таблица 2
Производные 4-циано-5-аминоксазола
(VI, см. схему)

R	R ₂ N	Выход, %	Т. пл. (растворитель для кристаллизации), т. кип. (р, мм)	Найдено %			
				C	H	N	
CH ₃	{	(CH ₃) ₂ N	71	41—43° (гексан)	55.60	6.20	—
		(C ₂ H ₅) ₂ N	74	89—94 (0.05) **	—	—	23.78
		(CH ₂) ₅ N	85	42—43 (гексан)	62.68	6.79	21.75
		O(CH ₂ CH ₂) ₂ N	78	77—80 (вода)	55.91	5.77	21.65
C ₂ H ₅	{	(C ₂ H ₅) ₂ N	74	90—95 (0.05) ***	62.12	7.78	—
		O(CH ₂ CH ₂) ₂ N	77	89—90 (циклогексан)	—	—	20.20
C ₆ H ₅	{	(CH ₂) ₅ N	80	125—127 (циклогексан)	71.02	6.03	16.63
		O(CH ₂ CH ₂) ₂ N	70	131—133 (водный ацетон)	66.03	5.06	16.43
CH ₃ O	{	(CH ₃) ₂ N	65	53—55 (эфир)	50.23	5.42	—
		(CH ₂) ₅ N	68	34—36 (эфир)	58.11	6.33	—
		O(CH ₂ CH ₂) ₂ N	67	65—67 (бензол+гексан)	51.89	5.37	—
C ₂ H ₅ O	{	(CH ₂) ₅ N	72	126—130 (0.03) ****	59.62	6.71	18.74
		O(CH ₂ CH ₂) ₂ N	70	78—79 (циклогексан)	53.79	5.72	18.94

Таблица 2 (продолжение)

R	Формула	Вычислено %			M *		
		C	H	N	найдено	вычислено	
CH ₃	{	C ₇ H ₉ N ₃ O	55.62	6.00	—	156	151
		C ₉ H ₁₃ N ₃ O	—	—	23.45	187	179
		C ₁₀ H ₁₃ N ₃ O	62.81	6.85	21.97	198	191
		C ₉ H ₁₁ N ₃ O ₂	55.95	5.74	21.75	194	193
C ₂ H ₅	{	C ₁₀ H ₁₅ N ₃ O	62.15	7.82	—	191	193
		C ₁₀ H ₁₃ N ₃ O ₂	—	—	20.28	203	207
C ₆ H ₅	{	C ₁₅ H ₁₅ N ₃ O	71.13	5.97	16.59	255	253
		C ₁₄ H ₁₃ N ₃ O ₂	65.87	5.13	16.46	261	255
CH ₃ O	{	C ₇ H ₉ N ₃ O ₂	50.29	5.43	—	165	167
		C ₁₀ H ₁₃ N ₃ O ₂	57.96	6.32	—	214	207
		C ₉ H ₁₁ N ₃ O ₃	51.67	5.30	—	215	209
C ₂ H ₅ O	{	C ₁₁ H ₁₅ N ₃ O ₂	59.71	6.83	18.99	218	221
		C ₁₀ H ₁₃ N ₃ O ₃	53.80	5.87	18.82	220	223

(табл. 2). Все соединения типа (VI) являются слабыми основаниями и растворяются легко только в конц. HCl. После разбавления и подщелачивания этих растворов большинство оснований (VI) выделяется в неизменном состоянии. Однако продукты взаимодействия диалкиламинов с N-карбоалкокси-1-циано-2,2-дихлорвиниламинами расщепляются конц. HCl уже на холоду и дают диалкиламиды карбоалкоксиамидоциануксусных кислот (VII). Аналогичное расщепление описано в литературе для некоторых замещенных оксазолов [12].

* Крикопия в бензоле.
** d_4^{20} 1.0611, n_D^{20} 1.5112.
*** d_4^{20} 1.0420, n_D^{20} 1.5076.
**** d_4^{20} 1.1531, n_D^{20} 1.5242.

Таблица 3

Диалкиламиды карбоалкоксамидоциануксусных кислот
(VII, см. схему)

R	R ₂ 'N	Выход, %	Т. пл. (растворитель для кристаллизации)	Найдено %		Формула	Вычислено %		M *	
				С	Н		С	Н	най-дено	вычис-лено
CH ₃ O	(CH ₂) ₅ N	56	107—109° (вода)	53.08	6.66	C ₁₀ H ₁₅ N ₃ O ₃	53.32	6.71	217	225
CH ₃ O	O(CH ₂ CH ₂) ₂ N	50	135—137 (вода)	47.51	5.63	C ₉ H ₁₃ N ₃ O ₄	47.57	5.77	—	—
C ₂ H ₅ O	(CH ₂) ₅ N	54	130—131 ** (водный метанол)	55.05	7.16	C ₁₁ H ₁₇ N ₃ O ₃	55.22	7.16	246	239

Строение оснований (VI) подтверждено также ИК- и ПМР-спектрами. В ИК-спектрах этих оснований проявляются интенсивные полосы поглощения нитрильной группы при 2220—2230 см⁻¹ и нет поглощения в области 3100—3600 см⁻¹, что однозначно доказывает отсутствие в них связи N—H, которая легко обнаруживается в исходных енамидах (III) и продуктах гидролиза (VII). Характерной особенностью ИК-спектров оснований (VI) является наличие в них двух интенсивных полос поглощения при 1590—1610 и 1630—1690 см⁻¹. Таких полос нет в спектре незамещенного оксазола [13], но они характерны для 2-аминооксазола и его производных [14]. Интенсивная полоса поглощения в основаниях (VI) при 1630—1690 см⁻¹ на первый взгляд похожа на полосу поглощения карбонильной группы, которая отчетливо проявляется при 1680—1720 см⁻¹ в спектрах исходных енамидов (III). Однако это сходство только кажущееся. При замене обычного атома азота в оксазольном кольце оснований (VI) изотопом ¹⁵N наблюдается заметное смещение рассматриваемой полосы, а подобная замена в N-ацетил-1-циано-2,2-дихлорвиниламине практически не влияет на колебания карбонильной группы. Очевидно, и полоса 1630—1690, и полоса 1590—1610 см⁻¹, которая тоже подвергается изотопному смещению, не связаны с валентными колебаниями карбонильной группы. Отсутствие связей N—H и C=O в продуктах взаимодействия енамидов (III) с диалкиламидами служит важным подтверждением участия в реакции амидного остатка и легко объясняется образованием оксазольного кольца. Строение простейшего из полученных оснований — 2-метил-4-циано-5-диметиламинооксазола подтверждено также спектром ПМР, в котором, как и следовало ожидать, есть два сигнала с соотношением интенсивностей 1 : 2. Сигнал меньшей интенсивности вызван, очевидно, метильной группой, соединенной непосредственно с оксазольным ядром (δ 2.62 м. д., CCl₄), а сигнал большей интенсивности вызван двумя равноценными метильными группами, связанными с атомом азота (δ 3.45 м. д., CCl₄).

Наличие оксазольного ядра в основаниях (VI) подтверждается не только их химическими и физическими свойствами, но и методом получения. Образование различных продуктов при действии вторичных аминов на енамиды (I) и (III) связано, очевидно, с различным направлением присоединения аминов (см. схему). Енамиды (III) в отличие от енамидов (I) можно рассматривать как аналоги акрилонитрила и весьма вероятно, что они присоединяют вторичные амины с образованием промежуточных соединений (IV), которые содержат реакционноспособную группировку —NCCl₂—. Высокая подвижность атомов хлора в этой группировке способствует отщеплению хлористого водорода, что приводит к соедине-

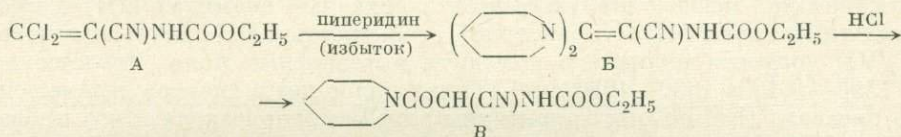
* Криоскопия в нитробензоле.

** Литературные данные [11]: т. пл. 131.5—132.5°.

ниям (V) и (VI). Возможность образования промежуточных соединений (V) подтверждается тем, что β, β -дихлоракрилонитрил реагирует с метилатом натрия аналогично [9]. Превращение промежуточных соединений (V) в замещенные оксазолы (VI) в значительной степени напоминает описанный в литературе [10] синтез 2-метил-4-*n*-нитробензоил-5-фенил-оксазола (см. схему).

Рассмотрение отдельных стадий получения оснований (VI) показывает, что на каждую молекулу енамида (III) расходуется три молекулы вторичного амина. При этом к енамиду присоединяется только одна молекула амина, а две другие необходимы для связывания хлористого водорода. Такая двойственная роль аминов в этой реакции подтверждена экспериментально. Основания (VI) получают с высокими выходами не только при обработке енамидов (III) избытком вторичных аминов, но и при действии на них смеси диалкиламина и триэтиламина в молярном соотношении 1 : 2.

В заключение отметим, что реакцию пиперидина с *N*-карбоэтоксидо-1-циано-2,2-дихлорвиниламином исследовали еще в 1910 г. О. Дильс и А. Гукасянц [11]. Они не смогли выделить в чистом виде непосредственный продукт этого взаимодействия, но при обработке неочищенного продукта реакции конц. HCl получили пиперидид карбоэтоксидоциануксусной кислоты, который, по их мнению, образуется по схеме:



Эта схема является ошибочной. Нам удалось выделить непосредственный продукт взаимодействия пиперидина с енамидом (А). Его эмпирическая формула $\text{C}_{11}\text{H}_{15}\text{N}_3\text{O}_2$ явно не соответствует соединению (Б). Взаимодействие енамида (А) с пиперидином ничем не отличается от аналогичных реакций других енамидов типа (III) и приводит не к соединению (Б), а к 2-этокси-4-циано-5-пиперидинооксазолу, который легко расщепляется концентрированной соляной кислотой и дает соединение (В).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

ИК-спектры записаны на двухлучевом спектрометре UR-20. Спектр ПМР записан на спектрометре Tesla-bs-487Б с рабочей частотой 80 Мгц и гексаметилдисилоксаном в качестве внутреннего стандарта.

N-Ацил-2,2-дихлорвиниламины (I, см. схему) получены восстановлением продуктов конденсации хлорала с амидами кислот цинковой пылью в уксусной кислоте по известным методикам [4, 5, 15].

1-Диалкиламино-1-ацилаמידо-2,2-дихлорэтан (IIa, табл. 1). К раствору 0.01 г-мол енамида (I) в 15 мл эфира добавляют раствор 0.05 г-мол соответствующего вторичного амина в 15 мл эфира. Смесь оставляют на неделю, выпавший продукт присоединения (IIa) отфильтровывают, промывают эфиром и высушивают в вакууме. Из филтратра можно выделить еще значительное количество загрязненного продукта присоединения. При действии диметиламина на *N*-ацетил-2,2-дихлорвиниламин продукт присоединения не выпадает в осадок, так как он хорошо растворим в эфире. Соединения (IIa) термически неустойчивы: их не следует кристаллизовать из высококипящих растворителей.

N-Ацил-1-циано-2,2-дихлорвиниламины (III, см. схему). К раствору 0.11 г-мол цианистого натрия в 100 мл воды при энергичном перемешивании и охлаждении до -10° добавляют по каплям в течение 20—30 минут насыщенный раствор 0.05 г-мол 1,2,2,2-тетрахлорэтиламида соответствующей кислоты [16] в диоксане. Смесь перемешивают 2 часа при $-10 \div -5^\circ$, а затем еще 2 часа при $-5 \div 0^\circ$. Осадок отфильтровывают, промывают небольшим количеством воды, высушивают при 20°

на воздухе, тщательно растирают и высушивают в вакуум-эксикаторе над фосфорным ангидридом. Для очистки енамиды (III) кристаллизуют из бензола, выходы чистых веществ 70—80%. Неизвестный ранее N-пропионил-1-циано-2,2-дихлорвиниламин получен с выходом 75%, т. пл. 111—112° (из бензола). Найдено %: Cl 36.94. $C_6H_6Cl_2N_2O$. Вычислено %: Cl 36.73. N-Карбометокси-1-циано-2,2-дихлорвиниламин синтезирован с выходом 82%, т. пл. 114—115° (из бензола). Найдено %: Cl 36.41. $C_5H_4Cl_2N_2O_2$. Вычислено %: Cl 36.36.

Другие енамиды типа (III) уже описаны в литературе [6-8]. ИК-спектры енамидов (III) (таблетки с KBr): 1610 (C=C), 1680—1720 (C=O), 2240—2250 (C≡N) и 3260—3280 (N—H) $см^{-1}$. Положение максимума поглощения карбонильной группы в ИК-спектрах N-ацетил-1-циано-2,2-дихлорвиниламина с изотопами ^{14}N и ^{15}N — 1705 и 1704 $см^{-1}$. (В обоих случаях использованы 0.01 M. растворы этих веществ в хлористом метиле, *d* 1 мм).

Производные 4-циано-5-аминооксазола (VI, табл. 2). К раствору 0.01 г-мол енамида (III) в 40 мл тетрагидрофурана при охлаждении ледяной водой добавляют 0.035 г-мол вторичного амина. В случае диметиламина добавляют его раствор в эфире или тетрагидрофуране. После прекращения разогревания смесь оставляют при 20—25° на ночь, отфильтровывают солянокислую соль соответствующего амина и фильтрат упаривают в вакууме. Большинство оксазолов (VI) получается в виде густых масел, которые кристаллизуются при охлаждении и добавлении небольшого количества воды. Их отфильтровывают, высушивают в вакуум-эксикаторе над фосфорным ангидридом и очищают перекристаллизацией. Жидкие основания (VI) смешивают с небольшим количеством воды, экстрагируют эфиром, сушат эфирный раствор сульфатом натрия и остаток после отгонки эфира перегоняют в вакууме. По этой методике и был выделен непосредственный продукт взаимодействия N-карбоэтокси-1-циано-2,2-дихлорвиниламина с пиперидином, который не смогли выделить О. Дильс и А. Гукасянц [11].

Основания (VI) можно получить и без обработки реакционной смеси водой, но в этом случае они всегда загрязнены солянокислыми солями аминов. При действии на енамиды (III) смеси соответствующего диалкиламина и триэтиламина в соотношении 1 : 2 основания (VI) тоже получаются с хорошими выходами.

В ИК-спектрах оснований (VI), снятых в таблетке с KBr или в тонком слое, в области 1590—1690 $см^{-1}$ есть две интенсивные полосы поглощения, которые подвергаются изотопному смещению на 6—10 $см^{-1}$ при замене обычного атома азота в оксазольном кольце изотопом ^{15}N . Так, в спектре 2-метил-4-циано-5-диметиламинооксазола с изотопом ^{14}N имеются полосы поглощения при 1607 и 1648 $см^{-1}$, а с изотопом ^{15}N — 1597 и 1642 $см^{-1}$. В аналогичных спектрах 2-метил-4-циано-5-морфолинооксазола есть полосы поглощения при 1597, 1637 $см^{-1}$ (^{14}N) и 1590, 1630 $см^{-1}$ (^{15}N). Для измерений использованы 0.08 M. растворы оснований в CCl_4 (*d* 0.6 мм).

Диалкиламин карбоалкоксиамидоцианукусных кислот (VII, табл. 3). Растворяют 0.01 г-мол соответствующего 2-алкокси-4-циано-5-диалкиламинооксазола в 3 мл конц. HCl, нагревают до 40—50° и через 5—10 минут добавляют 6 мл воды. Соляную кислоту нейтрализуют бикарбонатом натрия, выпавшую густую липкую массу охлаждают и растирают до полного затвердевания. Для получения чистых соединений (VII) их необходимо по меньшей мере дважды кристаллизовать из воды или водного метанола. ИК-спектры (таблетки с KBr): две интенсивные полосы поглощения в области 1660—1720 (C=O), 2260 (C≡N), 3320—3330 (N—H) $см^{-1}$.

Литература

- [1] Masao Sato, J. Org. Chem., 26, 770 (1961). — [2] А. В. Ставровская, Т. В. Протопопова, А. П. Сколдинов, ЖОрХ, 6, 19 (1970). — [3] А. Н. Мирскова, Э. Ф. Зорина, А. С. Атавин, ЖОрХ, 7, 2221 (1971). — [4] Б. С. Драч, Э. П. Свиридов, ЖОрХ, 9, 680 (1973). —

[5] B. H. Yelburgi, T. S. Wheeler, J. Indian Chem. Soc., *11*, 216 (1934); A. N. Meldrum, M. G. Bhojraj, J. Indian Chem. Soc., *13*, 185 (1936). — [6] O. Diels, C. Seib, Ber., *42*, 4062 (1909). — [7] N. W. Hirwe, K. N. Rana, J. Indian Chem. Soc., *17*, 481 (1940); N. W. Hirwe, J. W. Deshpande, Proc. Indian Acad. Sci., *13A*, 277 (1941); C. A., *35*, 6250 (1941). — [8] В. В. Довлатян, Э. Н. Амбарцумян, Арм. хим. ж., *22*, 135 (1969). — [9] R. L. Soulen, D. B. Clifford, F. F. Crim, J. A. Johnston, J. Org. Chem., *36*, 3386 (1971). — [10] V. Petrow, O. Stephenson, B. Sturgeon, J. Chem. Soc., *1953*, 4066. — [11] O. Diels, A. Gukassianz, Ber., *43*, 3314 (1910). — [12] Гетероциклические соединения, ред. Р. Эльдерфильд, ИИЛ, т. 5, 260 (1961). — [13] E. Borello, A. Zecchina, A. Appiano, Spectr. acta, *22*, 977 (1966); G. Sbrana, E. Castellucci, M. Ginanneschi, Spectr. acta, *23A*, 751 (1967). — [14] H. Nayer, R. Gindicelli, J. Menin, Bull. Soc. chim., *1960*, 2052. — [15] А. С. Атавин, А. Н. Мирскова, Э. Ф. Зорина, ЖОрХ, *8*, 708 (1972). — [16] Г. Цаугг, М. Мартин, в сб. «Орг. реакции», *14*, 226 (1967).

Поступило 8 I 1973

Институт органической химии
Академии наук
Украинской ССР

Журнал органической химии
том IX, вып. 9 (1973)

УДК 547.412.723+547.539.222.3

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕАКЦИИ ГИДРАЗИДОВ КАРБОНОВЫХ КИСЛОТ С ПЯТИХЛОРИСТЫМ ФОСФОРОМ

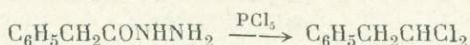
IV. ГИДРАЗИДЫ ЖИРНОАРОМАТИЧЕСКИХ, ДИКАРБОНОВЫХ И ТИОКАРБОНОВЫХ КИСЛОТ

В. С. Михайлов, Г. И. Матюшечева, Л. М. Ягупольский

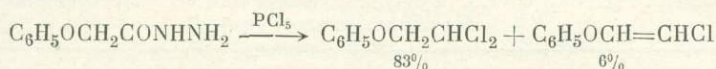
При взаимодействии гидразидов фенилуксусной, феноксиуксусной и алифатических дикарбонных кислот — адиновой, азелаиновой, себаценовой — с пятихлористым фосфором группа CONHNH_2 превращается в группу CHCl_2 . Дигидразиды ароматических дикарбонных кислот — изофталевой и терефталевой — образуют смеси трех возможных соединений, содержащих группировки CHCl_2 и CCl_3 . Гидразиды тиобензойных кислот дают с PCl_5 смеси замещенных бензальхлорида и бензотрихлорида с большим содержанием бензальхлоридов, чем гидразиды соответствующих бензойных кислот в одинаковых условиях.

Нами [1-3] найдена новая реакция превращения группы CONHNH_2 в CHCl_2 или CCl_3 при действии пятихлористого фосфора на гидразиды карбонных кислот. Образование дихлор- или трихлорметильных производных зависит главным образом от электронной плотности на атоме углерода, с которым связана группа CONHNH_2 . Гидразиды алифатических карбонных кислот дают дихлорметильные соединения. На направление реакции гидразидов ароматических кислот с PCl_5 сильно влияют природа заместителя в ядре и полярность растворителя.

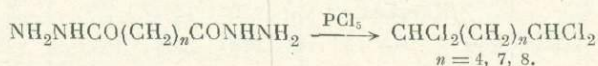
Интересно было выяснить, как будут реагировать с пятихлористым фосфором гидразиды жирноароматических, дикарбонных и тиокарбонных кислот. Оказалось, что взаимодействие гидразида фенилуксусной кислоты с PCl_5 , как и в случае гидразидов алифатических карбонных кислот, приводит к превращению группы CONHNH_2 в CHCl_2 . При использовании 2 молей PCl_5 на 1 моль гидразида в хлорбензоле образуется с выходом около 60% β, β -дихлорэтилбензол и лишь незначительное количество продуктов более глубокого хлорирования боковой цепи.



Гидразид феноксиуксусной кислоты в этих же условиях дает не описанный ранее β, β -дихлорэтилфениловый эфир, а также небольшое количество β -хлорвинилфенилового эфира и других более высококипящих хлорированных соединений.



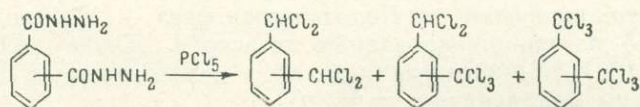
Гидразиды алифатических дикарбоновых кислот с числом метиленовых групп четыре и более реагируют с PCl_5 с образованием $\alpha, \alpha, \omega, \omega$ -тетрахлоралканов, содержание которых в смеси продуктов реакции составляет 85—90%.



При увеличении количества PCl_5 до 6 молей на 1 моль дигидразида содержание $\alpha, \alpha, \omega, \omega$ -тетрахлоралканов снижается до 70% за счет образования продуктов с большим содержанием хлора.

$\alpha, \alpha, \omega, \omega$ -Тетрахлоралканы труднодоступны и очень мало изучены. Полученные нами тетрахлоралканы в литературе не описаны. Выделение их в чистом виде легко достигается обработкой продуктов реакции концентрированной азотной кислотой и перегонкой в вакууме. Дигидразиды янтарной и глутаровой кислот реагируют с PCl_5 с образованием смолобразных продуктов.

Взаимодействие дигидразидов изофталевой и терефталевой кислот с PCl_5 приводит к смеси трех возможных соединений, содержащих группы CHCl_2 и CCl_3 .



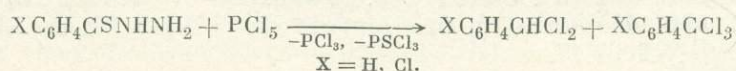
Соотношение продуктов реакции зависит от строения кислоты и количества взятого PCl_5 (табл. 1).

Таблица 1

Соотношение (%) продуктов реакции дигидразидов изофталевой и терефталевой кислот с PCl_5 в хлорбензоле при 130°

Дигидразид кислоты	Количество PCl_5 (в молях на 1 моль дигидра- зида)	Продукты реакции		
		$\alpha, \alpha, \alpha', \alpha'$ -тетра- хлорксилол	$\alpha, \alpha, \alpha', \alpha', \alpha'$ -пента- хлорксилол	$\alpha, \alpha, \alpha, \alpha', \alpha', \alpha'$ - гексахлорксилол
Изофталевой	4	70	25	5
	6	47	40	13
Терефталевой	4	35	43	18
	6	17	43	40

Известно [4], что эфиры дитиобензойных кислот при взаимодействии с PCl_5 образуют исключительно производные бензотрихлорида. Оказалось, что гидразиды тиобензойных кислот с PCl_5 дают смеси производных бензальхлорида и бензотрихлорида.



Результаты опытов приведены в табл. 2. Для сравнения в скобках даны соотношения (%) продуктов реакции гидразидов соответствующих бен-

Таблица 2

Соотношение (%) производных бензальхлорида (БХ) и бензотрихлорида (БТХ) при взаимодействии гидразидов тиобензойных кислот ($\text{XC}_6\text{H}_4\text{CSNHNH}_2$) с PCl_5 (в скобках данные для соответствующих бензойных кислот)

X	Количество PCl_5 (в молях на 1 моль тиогидразида)	Растворитель	Температура	Общий выход, %	БХ	БТХ	
H	2	Хлорбензол	130°	{	96 (82)	4 (18)	
	3				85 (60)	15 (40)	
	3	—	140	{	46	16	84
4-Cl	2	Хлорбензол	130	{	95	5	
	3				61	10 (26)	
	3	1,1,2,2-Тетрахлорэтан	130	{	60	58	42
	3				—	140	{

зойных кислот с PCl_5 . Содержание производных бензальхлорида в смеси продуктов реакции гидразидов тиобензойных кислот с PCl_5 значительно выше, чем при использовании гидразидов бензойных кислот в тех же условиях. Проведение реакции в неполярных растворителях или в отсутствие растворителей вызывает увеличение содержания производных бензотрихлорида.

Анализ полученных продуктов проводят на хроматографе Цвет с детектором по теплопроводности. Неподвижная фаза — 15% полифенилметилсилоксана-4 на силианизированном хезасорбе. Длина колонки 4 м, температура 160°, газ-носитель — гелий. α -Хлорксилолы и $\alpha, \alpha, \omega, \omega$ -тетрахлоралканы анализируют при 210°.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Взаимодействие гидразидов карбоновых и тиокарбоновых кислот с PCl_5 . Смесь 0.03 г-мол гидразида карбоновой или тиокарбоновой кислоты, 0.06—0.09 г-мол PCl_5 , 40 мл растворителя размешивают, постепенно нагревают до 100—140° и выдерживают до прекращения выделения хлористого водорода (1 час). При проведении реакции с дигидразидами дикарбоновых кислот используют 0.12—0.18 г-мол PCl_5 .

Отгоняют PCl_3 , POCl_3 или PSCl_3 и растворитель в вакууме водоструйного насоса. Остаток разбавляют водой, извлекают эфиром. Эфирный раствор промывают раствором бикарбоната натрия и водой, сушат, эфир отгоняют. Остаток перегоняют с елочным дефлегматором в вакууме и анализируют.

Из гидразида фенилуксусной кислоты получают β, β -дихлорэтилбензол 97% чистоты, по данным ГЖХ. Т. кип. 82—83° (4 мм), d_4^{20} 1.220, n_D^{20} 1.5424 [5], MR_D 45.17, выч. 45.28. Найдено %: Cl 40.62, 40.73. $\text{C}_8\text{H}_8\text{Cl}_2$. Вычислено %: Cl 40.54.

Из гидразида феноксиуксусной кислоты получают смесь, содержащую, по данным ГЖХ, 83% β, β -дихлорэтилфенилового эфира. Разгонкой в вакууме выделяют β, β -дихлорэтилфениловый эфир 95% чистоты, по данным ГЖХ. Выход 50%. Т. кип. 80—81° (1.2 мм), d_4^{25} 1.280, n_D^{25} 1.5382, MR_D 46.69, выч. 46.92. Найдено %: Cl 37.65, 37.70. $\text{C}_8\text{H}_8\text{Cl}_2\text{O}$. Вычислено %: Cl 37.17.

Из дигидразида адипиновой кислоты получают смесь, содержащую, по данным ГЖХ, 87% 1,1,6,6-тетрахлоргексана. 10 г смеси и 10 мл HNO_3 (d 1.50) размешивают, нагревают и выдерживают 4 часа

при 80°. Охлаждают, выливают в воду, извлекают хлороформом, промывают раствором карбоната натрия и водой, сушат. Хлороформ отгоняют, остаток перегоняют с елочным дефлегматором в вакууме. Получают 1,1,6,6-тетрахлоргексан 98% чистоты, по данным ГЖХ. Выход 55% на исходный дигидразид, т. кип. 128° (10 мм), d_4^{20} 1.3373, n_D^{20} 1.4983, MR_D 49.10, выч. 49.38. Найдено %: Cl 63.45, 63.58. $C_6H_{10}Cl_4$. Вычислено %: Cl 63.32.

1,1,9,9 - Тетрахлорнонан получают аналогично из дигидразида азелаиновой кислоты. Выход 50%, т. кип. 156—158° (8 мм), n_D^{20} 1.5032. Найдено %: Cl 53.45, 53.55. $C_9H_{16}Cl_4$. Вычислено %: Cl 53.30.

1,1,10,10 - Тетрахлордекан получают из дигидразида себациновой кислоты. Выход 50%, т. кип. 161—163° (5 мм), d_4^{20} 1.1807, n_D^{20} 1.4850, MR_D 67.98, выч. 67.85. Найдено %: Cl 50.18, 50.25. $C_{10}H_{18}Cl_4$. Вычислено %: Cl 50.06.

Литература

- [1] В. С. Михайлов, Г. И. Матюшечева, Г. И. Деркач, Л. М. Ягупольский, ЖОрХ, 6, 149 (1970). — [2] Л. М. Ягупольский, В. С. Михайлов, Г. И. Матюшечева, ЖОрХ, 6, 1648 (1970). — [3] Л. М. Ягупольский, В. С. Михайлов, Г. И. Матюшечева, ЖОрХ, 8, 838 (1972). — [4] R. Mayer, S. Schneithauer, Chem. Ber., 98, 829 (1965). — [5] A. P. Ter Borg, A. F. Bickel, Rec. trav. chim., 80, 1217 (1961).

Поступило 14 VIII 1972

Институт органической химии
Академии наук
Украинской ССР

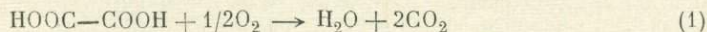
ДЕКАРБОКСИЛИРОВАНИЕ КАРБОНОВЫХ КИСЛОТ В ПРИСУТСТВИИ ФТАЛОЦИАНИНОВ ПЕРЕХОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

С. А. Борисенкова, Л. М. Ильина, Е. В. Леонова,
А. П. Руденко

Установлено влияние строения карбоновых кислот и природы металла во фталоцианине на скорость окислительного декарбоксилирования. Определены значения кажущейся энергии активации и предэкспоненциальных членов для реакции окислительного декарбоксилирования щавелевой кислоты в присутствии железных и кобальтовых фталоцианинов. Показано, что окислительное декарбоксилирование происходит при взаимодействии карбоновой кислоты с промежуточным комплексом фталоцианина с молекулярным кислородом.

В работе [1] обнаружена способность фталоцианина железа (PcFe) катализировать реакцию окислительного декарбоксилирования пировиноградной кислоты (ПВК). Декарбоксилирование ПВК в атмосфере азота проходило с незначительной скоростью. Настоящая работа посвящена выяснению влияния строения карбоновых кислот и природы металла во фталоцианинах на скорость окислительного декарбоксилирования.

Было обнаружено, что щавелевая кислота в водном растворе в атмосфере кислорода в присутствии PcFe легко декарбоксилируется с образованием CO_2 и H_2O со скоростью 0.28 мл CO_2 /мин,* которая в 7 раз выше, чем скорость декарбоксилирования ПВК в тех же условиях.

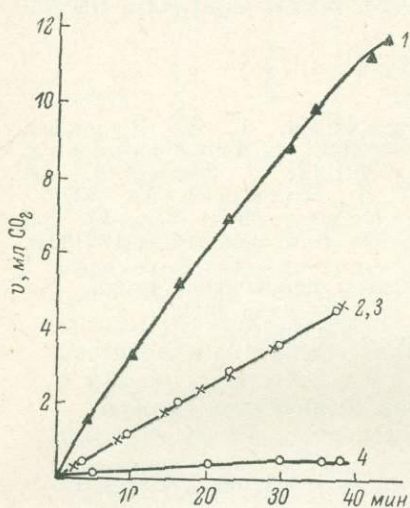


* Скорость приведена к нормальной температуре и давлению (НТД).

Других продуктов реакции не обнаружено. В отсутствие кислорода (в атмосфере азота) в тех же условиях реакция протекает с незначительной скоростью * (см. рисунок, 4). Как видно из рисунка, в течение всего опыта скорость постоянна, что связано с небольшой общей глубиной превращения (до 10% в случае щавелевой кислоты) и кажущимся нулевым порядком реакции.

Опыты, проведенные с малоновой и 1-этил-4-ацетоксивалериановой кислотами, показали, что в наших условиях они не декарбоксилируются, несмотря на то что этот процесс легко идет в присутствии ионов переходных металлов в растворах.

Из сказанного следует, что для протекания реакции (1) необходима как активация молекулы кислоты, так и активация кислорода. В ряде работ [2-4] описана активация молекулярного кислорода фталоцианинами вследствие координации O_2 по атому металла с образованием комплекса $[PcMe^{\delta+} \cdot \cdot O_2^{\delta-}]$. При взаимодействии карбоновой кислоты с таким комплексом возможно образование промежуточного каталитического комплекса $HOOC(R)C \cdot \cdot [(O_2)PcMe]$ за счет при-



Декарбоксилирование щавелевой кислоты на $PcFe$ в статической системе в атмосфере кислорода (1-3) и азота (4) при 41° (2-4) и 55° (1).

Кривые 2 и 3 соответствуют повторным опытам на одном и том же образце катализатора. Концентрация кислоты 0.8 М., соотношение $[C_2H_2O_4] : [PcFe] = 50 : 1$.

соединения молекулы кислоты углеродом группы $C=O$ к активированному кислороду.

Тот факт, что в присутствии фталоцианинов декарбоксилируются лишь карбоновые кислоты, содержащие карбонильную группу в α -положении к отщепляющемуся карбоксилу, позволяет предположить, что активация кислоты состоит не только в ослаблении связи $C-COOH$ за счет взаимодействия карбонильной группы с активированным кислородом комплекса, но и за счет дополнительного взаимодействия отщепляемой карбоксильной группы с азометилком фталоцианина. Только в этом случае возможно структурное соответствие молекулы кислоты и катализатора, необходимое для образования комплекса и осуществления процесса декарбоксилирования.

Сравнение каталитической активности фталоцианинов в реакции (1) показало (см. таблицу), что она сильно зависит от природы входящего в них металла. Наиболее активными оказались фталоцианин железа ($PcFe$), фталоцианин кобальта ($PcCo$) и сульфированный фталоцианин кобальта $Pc(SO_3H)Co$; фталоцианин трехвалентного железа ($PcFeCl$) менее активен.** Фталоцианин меди ($PcCu$) не катализировал этой реакции; оказался неактивным также воднорастворимый фталоцианин $Pc(SO_3H)Cu$. Не содержащий металла фталоцианин (PcH_2) также не катализирует реакцию (1). Тот факт, что $PcFeCl$ менее активен, чем $PcFe$, подтверждается, по предварительным данным, и в случае декарбоксилирования ПВК, которое с участием $PcFe$ протекает ~6 раз быстрее. Отмечено, что актив-

* Протекание реакции с небольшой скоростью в атмосфере азота здесь, как и в случае с ПВК, связано, по-видимому, с наличием адсорбированного кислорода в исходном фталоцианине и с примесью кислорода в применявшемся азоте, который очищался поглотителем со щелочным раствором вирогаллола и, по данным хроматографического анализа, после этого содержал до 0.25% O_2 .

** Специально проведенные опыты показали, что в условиях опытов соль двухвалентного кобальта (ацетат) и двухвалентного железа (сульфат) в водных растворах реакцию (1) не катализируют.

ность катализаторов не меняется в ходе процесса. Это видно из данных повторных опытов на работавших ранее образцах катализатора (см. рисунок, 2, 3).

Для реакции (1) были определены значения кажущейся энергии активации (E) и предэкспоненциального члена ($\lg k_0$) (см. таблицу). Как следует из этих данных, наибольшие величины энергий активации и констант k_0 соответствуют наиболее активным катализаторам. Существование логарифмической зависимости между константами k_0 и E свидетельствует о наличии компенсационного эффекта.

Обращает внимание тот факт, что значения E и k_0 для реакции (1) с участием фталоцианинов $PcFe$, $PcCo$ и $Pc(SO_3H)Co$ близки между собой. Из этого формально следовало бы заключить, что в окислительном декарбосилировании щавелевой кислоты на гетерогенных ($PcFe$, $PcCo$) и гомогенном [$Pc(SO_3H)Co$] катализаторах участвует приблизительно равное (с точностью до одного порядка) число активных центров с близкой абсолютной активностью.

Однако такое заключение явно не соответствует действительности, если учесть значительно большее число активных центров, принимающих участие в реакции в случае гомогенного катализатора. Очевидно, оценка числа и абсолютной активности центров катализа только по кинетическим параметрам не всегда правомерна.

Поскольку реакция (1) идет однозначно при невысоких температурах, а скорость ее легко контролируется, она может быть применена в качестве тестовой реакции при изучении каталитических свойств фталоцианинов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Специальными опытами показано, что скорость реакции (1) не зависит от концентрации реагирующей кислоты в пределах от 0.7 до 1.6 $M.$, т. е. процесс идет по кажущемуся нулевому порядку. Также было показано, что скорость реакции окислительного декарбосилирования щавелевой кислоты прямо пропорциональна количеству катализатора, т. е. исследуемый процесс протекает в кинетической области.

Декарбосилирование карбоновых кислот проводили в статической системе в жидкой фазе в интервале $40-75^\circ$. Система представляла собой двухкамерный реакционный сосуд, укрепленный на быстроходной качалке (350 кач/мин) и термостатируемый с точностью $\pm 0.5^\circ$. Скорость реакции измеряли волюмометрически, точность измерений 0.05 мл. Навеску кислоты и фталоцианина загружали в разные камеры, продутые кислородом, после чего включали качалку. В каждый стандартный опыт брали 10 мл 10% раствора кислоты и 0.1 г катализатора. Продолжительность опыта составляла 30 минут.

Фталоцианины получали: $PcFe$ — взаимодействием фталонитрила и железного порошка в среде нитробензола по методике [5] с последующим переосаждением из серной кислоты; $PcCo$ — сплавлением фталамида

Активность фталоцианиновых катализаторов в реакции окислительного декарбосилирования щавелевой кислоты при 41° ; энергия активации (E) и логарифм предэкспоненты ($\lg k_0$) в интервале $30-75^\circ$ (концентрация кислоты 0.8 $M.$; объем раствора 10 мл; молярное отношение $[C_2H_2O_4] : [катализатор] = 50 : 1$)

Катализатор	Скорость реакции, мл $CO_2/мин$ (НТД)	E , ккал/моль	$\lg k_0$
$PcFe$	0.12	11.8	7.4
$PcFeCl$	0.04	8.1	4.8
$PcCo$	0.13	12.9	8.5
$Pc(SO_3H)Co$	0.12	11.8	7.4
$PcCu$	0.00	—	—
$Pc(SO_3H)Cu$	0.00	—	—
PcH_2	0.00	—	—

с порошкообразным кобальтом в присутствии мочевины и молибдата аммония [6], очищали последовательным кипячением с 10% NaOH и разбавленной соляной кислотой; $\text{Pc}(\text{SO}_3\text{H})\text{Co}$ — сульфированием PcCo с последующей экстракцией этиловым спиртом в аппарате Соклета; PcFeCl — по методике [7] кипячением PcFe в концентрированной соляной кислоте; PcCu и $\text{Pc}(\text{SO}_3\text{H})\text{Cu}$ — по методикам [8, 9]. Все нерастворимые в воде фталоцианины предварительно растирали в агатовой ступке в течение 15 минут; $\text{Pc}(\text{SO}_3\text{H})\text{Co}$ полностью растворялся в воде.

В реакции использовали кислоты: ПВК, т. кип. 50° (10 мм), n_D^{20} 1.4290; 1-этил-4-ацетоксивалериановая, т. кип. 110° (0.2 мм), n_D^{20} 1.4410; щавелевая и малоновая кислоты (ЧДА).

Литература

- [1] Л. М. Ильина, С. А. Борисенкова, А. П. Руденко, Е. В. Лаврова, Вестн. МГУ, 1972, 249. — [2] Н. Кгоpf, Lieb. Ann., 637, 73 (1960). — [3] E. Ochiachi, Tetrahedron, 20, 1819 (1964). — [4] N. Uri, Nature, 177, 1177 (1956). — [5] Брит. пат. 457526 (1935); Zbl., 1937, II, 2467; Брит. пат. 805879 (1936); Zbl., 1939, III, 2682. — [6] А. П. Руденко, Н. П. Добросельская, ЖОХ, 30, 3077 (1960). — [7] P. A. Varret, D. A. Fyue, R. P. Linstead, J. Chem. Soc., 1938, 1162. — [8] А. П. Алешонков, В. Ф. Бородкин, В. А. Гусев, Изв. вузов, сер. хим. и хим. технол., 14, 151 (1971). — [9] В. Ф. Бородкин, К. В. Усачева, Изв. вузов, сер. хим. и хим. технол., 1, 142 (1958).

Поступило 22 V 1972

Московский
государственный университет
имени М. В. Ломоносова

Журнал органической химии
том IX, вып. 9 (1973)

УДК 547.391.1+547.496.3 : 451.127

ИЗУЧЕНИЕ КИНЕТИКИ ИЗОМЕРИЗАЦИИ МАЛЕИНОВОЙ КИСЛОТЫ В ФУМАРОВУЮ КИСЛОТУ ПОД ВЛИЯНИЕМ ТИОМОЧЕВИНЫ

А. И. Коновалов, Л. К. Коновалова, Е. Г. Катаев

Изучена кинетика изомеризации малеиновой кислоты (МК) в фуमारовую кислоту (ФК) под влиянием тиомочевин (ТМ) в водных и солянокислых растворах. Кинетическое уравнение реакции $w = k_2 [\text{ТМ}] [\text{МК}] + k_3 [\text{МК}] \cdot [\text{ТМ}] [\text{H}_3\text{O}^+]$ свидетельствует о протекании реакции по двум параллельным путям: катализ тиомочевинной и совместный катализ тиомочевинной и ионом гидроксония. Предполагается, что роль иона гидроксония заключается в активации МК путем протонирования по карбоксильной группе.

Ранее было показано [1, 2], что МК при действии ТМ как в присутствии, так и в отсутствие HCl изомеризуется в ФК. Для выяснения механизма изомеризации мы изучили кинетику этой реакции при 20° . За ходом реакции следили по выделению ФК, определяя ее количество весовым методом.

В серию колб вливали термостатированные водные или солянокислые растворы ТМ определенной концентрации и двумольные водные растворы МК (по 50 мл). Время сливания растворов принимали за начало реакции. Через определенные промежутки времени колбы вынимали, выпавшую ФК отделяли с помощью стеклянного фильтра № 4 и высушивали до постоянного веса при 100° . Количество ФК определяли, учитывая ее растворимость.

Изменение концентрации МК в ходе реакции описывается кинетическим уравнением первого порядка

$$w = k_{\text{эф}} [\text{МК}]. \quad (1)$$

Временные порядки по ТМ и H_3O^+ равны нулю, т. е. концентрации ТМ и H_3O^+ при протекании реакции не изменяются. Но эффективная константа скорости реакции первого порядка $k_{\text{эф.}}$ зависит как от концентрации ТМ, так и H_3O^+ (см. таблицу). Линеиный характер зависимости (рис. 1 и 2) свидетельствует о том, что соблюдаются первые концентрационные порядки по этим реагентам. Это подтверждает заключение о каталитическом действии ТМ и H_3O^+ .

Следует отметить, что в отсутствие ТМ изомеризация не протекает; в отсутствие HCl реакция идет. Можно предположить, что реакция описывается кинетическим уравнением (2) и течение реакции в отсутствие HCl обусловлено тем, что в растворе создается определенная концентрация H_3O^+ за счет диссоциации МК.

$$w = k_3 [\text{МК}] [\text{ТМ}] [\text{H}_3\text{O}^+] \quad (2)$$

Действительно, расчет показывает, что в одномолярном водном растворе МК $[\text{H}_3\text{O}^+] \approx 0.1$ М. ($K_{1\text{МК}} = 1.17 \cdot 10^{-2}$ л/моль). Однако такому предположению противоречат полученные результаты (рис. 2).

При $[\text{HCl}] \geq 0.2$ М., $[\text{H}_3\text{O}^+] = [\text{HCl}]$ и тогда в соответствии с кинетическим уравнением (2) прямая на рис. 2 должна пересекать оси координат в нулевой точке, что не имеет места. Наблюдаемая зависимость соответствует кинетическому уравнению (3), которое предполагает протекание двух

Значения эффективной константы скорости первого порядка при различных концентрациях ТМ и H_3O^+ , $[\text{МК}]_0 1.0$ М.

[ТМ], М.	[HCl], М.	$k_{\text{эф.}} \cdot 10^5$, сек ⁻¹
0.025	0.6	2.33
0.050		4.90
0.100		10.30
0.150		16.00
0.200		21.50
0.050	0.2	3.1
	0.4	4.0
	0.6	4.9
	0.8	5.6
	1.0	6.6

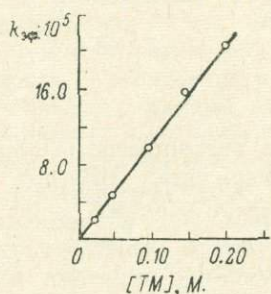


Рис. 1. Зависимость эффективной константы скорости (сек⁻¹) от концентрации ТМ. $[\text{МК}]_0 1.0$ М., $[\text{H}_3\text{O}^+] 0.6$ М.

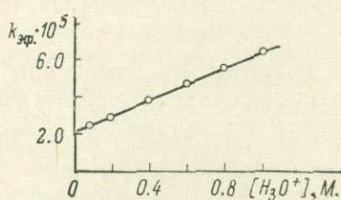


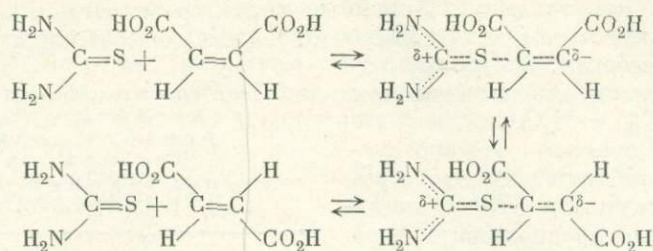
Рис. 2. Зависимость эффективной константы скорости (сек⁻¹) от концентрации H_3O^+ . $[\text{МК}]_0 1.0$ М., $[\text{ТМ}] 0.05$ М.

параллельных процессов: изомеризация МК при каталитическом действии ТМ и совместном действии ТМ и H_3O^+ .

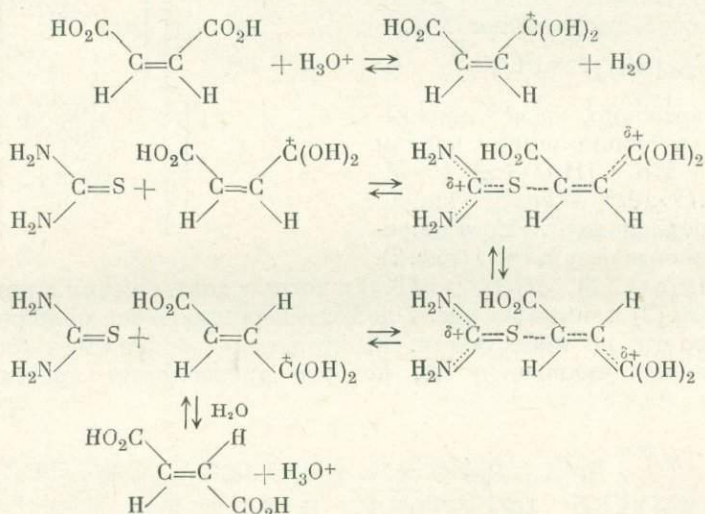
$$w = k_2 [\text{МК}] [\text{ТМ}] + k_3 [\text{МК}] [\text{ТМ}] [\text{H}_3\text{O}^+] \quad (3)$$

Согласно уравнению (3), при $[\text{ТМ}] = 0$ $k_{\text{эф.}} = k_2 [\text{ТМ}] + k_3 [\text{ТМ}] \times [\text{H}_3\text{O}^+] = 0$; при $[\text{H}_3\text{O}^+] = 0$ $k_{\text{эф.}} = k_2 [\text{ТМ}]$, что соответствует полученным результатам. По экспериментальным данным были рассчитаны значения констант скоростей $k_2 = (4.4 \pm 0.2) \cdot 10^{-4}$, л/моль·сек и $k_3 = (9.0 \pm 0.4) \times 10^{-4}$, л²/моль²·сек.

ТМ является активным нуклеофилом и атакует кратную углерод-углеродную связь МК, разрыхление которой делает возможным процесс изомеризации:



В присутствии иона гидроксония происходит протонирование карбоксильной группы МК, вследствие чего нуклеофильная атака кратной связи облегчается.



В процессе реакции ФК, имеющая низкую растворимость в воде, выпадает в осадок. Согласно работе [3], изомеризация МК под действием изотиоцианатов протекает по аналогичному механизму.

Литература

- [1] Пат. США 2454387 (1948). — [2] Е. Г. Катаев, Л. К. Барина, ДАН СССР, 141, 1373 (1961). — [3] К. Nozaki, R. Ogg, J. Am. Chem. Soc., 63, 2583 (1941).

Поступило 2 X 1972

Казанский
государственный университет
имени В. И. Ульянова-Ленина

А. Л. Кудлаева

РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В целях расшифровки и детализации неструктурного плана территории, относящейся по схеме морфоструктурного районирования северо-восточной части Балтийского щита (см. статью С. А. Стрелкова в наст. сб.) к Кейвской сложной морфоструктуре, нами были применены метод изодеф, позволяющий выделять локальные тектонические поднятия и опускания и оценивать относительные амплитуды их перемещений, и структурное дешифрирование аэрофотоснимков для выявления систем линеаментов, отражающих положение разломов (под понятием «линеаменты» здесь подразумеваются прямолинейные элементы рельефа, отчетливо видимые на аэрофотоснимках, частично отражающие разрывные нарушения).

В основу метода изодеф, предложенного Н. Г. Волковым (1964), положено представление о том, что «аномальные» участки фактических продольных профилей рек — их отклонения от математически рассчитанных, теоретических, — следствие новейшей тектонической активности структур, пересекаемых реками. Метод заключается в количественном учете этих отклонений, или «деформаций», путем сравнения топографических продольных профилей рек и их геометрических аналогов и изображения этих отклонений на схеме при помощи изодеф — линий одинаковой деформированности продольных профилей. Изодефы, имеющие положительные значения, оконтуривают участки, испытывающие поднятия, а изодефы, имеющие отрицательные значения, — участки опускания.

Метод был применен нами для анализа блоковой тектоники в пределах территории Мурманского побережья и дал положительные результаты (Кудлаева, 1971). В упомянутой работе анализировались продольные профили рек, русла которых проложены в породах, близких по составу (гранитоиды Мурманского блока); следовательно, деформации их продольных профилей могли быть вызваны только действием тектонического фактора. В пределах же рассматриваемой территории, сложенной различными по составу породами, очевидно, должна быть определена и роль литологического фактора.

Исследуемый район занимает часть бассейнов рек Иоканьги и Поноя. По схеме тектонического районирования Л. Я. Харитонова (1958) он относится к зоне сочленения двух тектонических структур первого порядка — Мурманского антиклинория и Кольского мегасинклинория, разделенных глубинным разломом северо-западного простирания. В свою очередь Кольский мегасинклинорий, занимающий основную часть иссле-

дуемой территории, в пределах рассматриваемого района представлен двумя структурами первого порядка — Кольско-Кейвским синклиниорием и Централно-Кольским антиклиниорием. В пределах Мурманского антиклиниория развиты гнейсо-граниты и граниты докембрия. Кольский мега-синклиниорий сложен сильно метаморфизованными и дислоцированными суперкрупными образованиями кейвской серии нижнего протерозоя — гнейсами, кристаллическими сланцами и разновозрастными интруз-



Рис. 1. Схема расположения структур, выявляемых с помощью изодеф, и систем линеаментов, полученных по аэрофотоснимкам.

Структуры: I — Лебяжья-Лосингская, II — Сахарная-Ельёнская, III — Ельёк-Лосингская, IV — Ефимозерская.
1 — изодефы; 2 — системы линеаментов.

живными породами, из которых самыми молодыми являются щелочные граниты среднего протерозоя.

Реки, продольные профили которых анализировались, являются транзитными по отношению к древним тектоническим структурам северо-западной ориентировки. Такую же ориентировку имеют области поднятий и опусканий, выявленные при анализе поля изодеф, что свидетельствует о том, что рисунок изодеф отражает направление разломов. Для оценки роли литологического фактора в образовании деформаций продольных профилей рек были сопоставлены участки «деформированности» с составом слагающих их пород. Оказалось, что наиболее значительные перегибы продольных профилей не обнаруживают прямой связи с литологией. Так, в пределах развития полосы гнейсов лебяжьинской свиты продольные профили рек Лосинги, Лебяжьей, истоков р. Пятчемы образуют как вогнутые, так и выпуклые участки. Руслу рек Сахарной и Куль-

йюка в зоне распространения щелочных гранитов имеют выпуклую форму продольного профиля, а русло р. Ельюк в этих же породах образует вогнутый участок. Влияние состава пород на форму продольных профилей рек проявляется, возможно, в образовании относительно мелких перегибов, которые при принятом в данной работе сечении изодеф (через 5 м) не улавливаются. Схема изодеф показана на рис. 1.

При интерпретации схемы учитывались некоторые выводы из работы Л. И. Фердмана (1967), а именно: резкие изгибы изодеф, высокая частота заложения, малые радиусы кривизны характеризуют участки блокового строения, в то время как выдержанные в одном направлении, часто заложённые, нередко прямолинейные изодефы указывают на наличие в данном районе дизъюнктивного нарушения.

К югу и к северу от водораздела Больших Кейв по расположению изодеф — их прямолинейности, взаимопараллельности, ступенчатости — намечаются зоны разломов северо-западного направления. Все реки, текущие к югу от водораздела, имеют вогнутую форму продольного профиля с максимумом относительного отрицательного движения в верховьях р. Лосинги ($d = -46$ м). В месте перегиба продольного профиля этой реки — перехода от вогнутой его формы к выпуклой — русло резко, под углом 90° , меняет свою ориентировку с юго-восточной на юго-западную, подчеркивая форму опускающегося участка.

Южнее отмеченной зоны отрицательных значений изодеф протягивается полоса их положительных значений, объединяющая средние и нижние течения рек, впадающих в р. Поной. Выпуклая форма продольных профилей, значительная расчлененность рельефа, большие абсолютные его отметки в пределах полосы позволяют считать, что данный участок находится в стадии поднятия. По относительной амплитуде движения выделяются следующие структуры: Лебяжья-Лосингская (рис. 1, I), оконтуренная изодефой $+15$ м, и Сахарная-Ельюкская (рис. 1, II) с максимумом в районе среднего течения р. Сахарной ($d = +14$ м). Между этими двумя структурами расположена область невысоких значений деформаций продольных профилей рек, где $d < 5$ м (рис. 1, III). Ей соответствует обширная заболоченная депрессия, в центре которой расположены озера. Слабо выпуклая форма продольного профиля р. Пятчемы, дренирующей этот участок, свидетельствует о его поднятии с небольшой амплитудой.

В пределах области небольших значений деформаций продольных профилей, объединяющей низовья рек Пятчемы, Ельюка и Сахарной, участки их русел имеют в плане дугообразную форму.

В северо-восточной части исследуемой территории, относящейся к зоне сочленения Мурманского антиклинория и Кольско-Кейвской синклинорной зоны, намечается еще одна область поднятия (рис. 1, IV) с максимумом ($d = +18$ м) в районе Ефимозера. Русло р. Сухой, огибающей этот поднимающийся участок, также имеет в плане дугообразную форму.

Таким образом, подводя итог анализу схемы изодеф, следует отметить, что не только продольные профили, но и форма речных долин в плане в пределах исследуемого участка отражают характер тектонических движений.

Поле изодеф дает общее представление о форме и расположении неоструктур. Изгиб изодеф под прямым углом отражает блоковый характер строения земной коры на исследуемом участке. Эти блоки, как установлено рядом исследователей, обособляются по разломам, имеющим древний возраст заложения, причем эти древние разломы находят отражение в современном рельефе в виде сложной сети линеаментов. Отмечалось также, что даже в случае коренной перестройки плана движений, вызвав-

нию позволило восстановить промежутки между установленными при полевых исследованиях участками этого разлома.

Структура *II* с востока обособляется по разлому северо-восточного простирания, представленного в рельефе системой линеаментов, на юго-западе — пересеченной системой северо-западной ориентировки, а на северо-востоке — системой, прослеживающейся за границами данной территории, в пределах Мурманского антиклинория. С запада структура *II* подчеркивается уступом коренных пород, обрывающимся в сторону обширной линейной депрессии северо-западной ориентировки, в пределах которой участок долины р. Поноя и его притока Кукши образуют дугообразные в плане изгибы и усиленно меандрируют. Повышенное меандрирование названных рек, а также низовий р. Пессарьйоки относится к областям небольших значений изодеф. В этих же местах отмечается сгущение линеаментов субмеридиональной ориентировки и пересечение их линеаментами северо-восточного простирания.

Как уже было отмечено выше, по максимальной относительной амплитуде движения в пределах структуры *II* выделяется участок среднего течения р. Сахарной (величина деформации $d = +14$ м). Этому участку отвечает система линеаментов северо-восточного простирания, прослеживающаяся и в пределах Мурманского антиклинория; ей принадлежат участки русел Поноя и Сахарной.

С севера структуры *I* и *II* обособляются по разлому северо-западного направления, проявившегося в рельефе значительно слабее, чем разломы северо-восточной ориентировки, в виде системы небольших по размеру линейных депрессий и долин притоков рек.

Структура *IV* ограничена с юга разломом, зоне которого соответствуют участки русел рек Иоканги и Сухой.

Почти все выявленные структуры находят орографическое обособление в рельефе. Так, областям поднятий соответствуют положительные формы рельефа, высокая степень его расчлененности; часто эти области служат водораздельным пространством для более мелких рек. Областям невысоких значений деформаций, а также их отрицательных значений отвечают заболоченные депрессии.

Отмечается приуроченность линеаментов субмеридиональной ориентировки к областям с небольшой амплитудой движений. Сгущение линеаментов этой ориентировки наблюдается в пределах структуры *III*. Эта система линеаментов прослеживается на расстоянии около 80 км. На севере она включает истоки р. Пятчемы, на юге подчеркивается следующими параллельно друг другу участками рек Стрельны и Варзуги и затухает в пределах южной зоны смятия (Козлов, 1968).

Системы линеаментов субмеридиональной ориентировки меньшей протяженности равномерно распределены на исследуемой территории. С ними связана ориентировка участков долин притоков р. Поноя и некоторых форм возвышенностей. Линеаменты субмеридионального направления почти всегда приурочены к центральным частям куполовидных складок, хорошо дешифрирующихся по аэрофотоснимкам. В местах пересечения этих линеаментов с линеаментами других ориентировок часто образуются понижения типа грабен, иногда заполненные озерами.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Анализ продольных профилей рек, деформации которых отражают характер новейших тектонических движений, перспективен для детального изучения блоковой тектоники Кольского полуострова.

2. Проведение анализа продольных профилей рек с применением материалов дешифрирования аэрофотоснимков способствует более полному выявлению разломов.

3. Плановый рисунок гидросети в ряде случаев находится в соответствии с характером тектонических движений структур.

4. Четко проявляющаяся связь отрицательных форм рельефа со сгущениями линеаментов субмеридиональной ориентировки свидетельствует об определенной роли систем линеаментов этой ориентировки в формировании молодых грабенов.

ЛИТЕРАТУРА

- В о л к о в Н. Г. Карта изодеф Днепровско-Донецкой впадины и ее тектоническая интерпретация — ДАН СССР, т. 155, № 5, 1964.
- Г о л ь б р а й х И. Г. Палеотектонический анализ мегатрещиноватости. В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л., «Недра», 1969.
- К о з л о в М. Т. Структура зоны сочленения комплексов протерозоя и архея в юго-восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1968.
- К у д л а е в а А. Л. Опыт применения метода изодеф к изучению блоковой тектоники северо-восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы формирования рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., «Наука», 1974.
- С т р е л к о в С. А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. Наст. сб., стр. 5—80.
- Ф е р д м а н Л. И. Метод изодеф и его тектоническая интерпретация в пределах Норильского района северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Методы геоморфологических исследований, т. I. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Х а р и т о н о в Л. Я. Тектоника. — В кн.: Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. Ч. 1. Геологическое описание. М., Гостеолтехиздат, 1958.

*Б. И. Кошечкин, Л. Я. Каган, А. Л. Будлаева,
Е. С. Малясова, Н. А. Первунинская*

БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ НА ЮГЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Первые приближенные представления о возрасте и высотах морских террас в отдельных пунктах южного побережья Кольского полуострова принадлежат В. Рамсею (Ramsay, 1898). На его схеме поздние и послеледниковые поднятия амплитуды последних увеличиваются от нуля в пределах Летнего берега Белого моря до 150 м в районе Кандалакши.

Более детальные наблюдения были выполнены в западной части Терского побережья С. В. Эпштейном (1934, 1941), а в восточной — Л. В. Введенским (1934) и Г. Д. Рихтером (1936). В 1935 г. и в последующие годы террасовые образования Кандалакшского и Терского побережий Белого моря исследовались М. А. Лавровой. В 1960 г. ею проведена полная синхронизация береговых образований Баренцева и Белого морей (в схеме В. Таннера) и для южного побережья полуострова указаны высоты, начиная с уровней бассейна портландия. К близким возрастным оценкам и характеристике высот распространения поздних и послеледниковых береговых линий на юго-западе полуострова пришли А. Д. Арманд и Л. Я. Самсонова (1969).

К иным выводам относительно возраста террас побережья Белого моря пришли Г. С. Бискэ и ряд других авторов при исследовании морских отложений непосредственно примыкающего к рассматриваемой части побережья Карельского берега Белого моря (Бискэ, 1959; Бискэ, Горюнова, Лак, 1961). Вывод о неоднократной смене трансгрессий и регрессий в районе Белого моря не был подтвержден. Рядом исследователей также устанавливается своеобразная «геоморфологическая разорванность» в истории развития побережья и подводного склона, объясняемая длительным сохранением тающего льда в пределах котловины Белого моря. В. С. Медведев и Е. Н. Невеский (1971а, 1971б) относят начало чисто морского осадкообразования к бореальному времени.

Отсутствует единство взглядов и в вопросе оценки амплитуд и характера проявления молодых движений земной коры в пределах южного побережья полуострова.

Учитывая существование противоречий в трактовке основных моментов поздних и послеледниковой истории Белого моря, сотрудниками Лаборатории геоморфологии и геологии антропогена Геологического института Кольского филиала АН СССР было организовано комплексное изучение береговых образований побережий полуострова. Пункты, где проводилось такое изучение, показаны на рис. 1.

Параллельно с исследованием береговых образований отряд Ленинградского отделения Института археологии АН СССР (руководитель Н. Н. Гурина) проводил изучение археологических памятников. Предварительные результаты этих работ, имеющие отношение к датировке береговых образований, также учтены в данной статье.

При аналитической обработке полученных материалов основной объем спорово-пыльцевых анализов был выполнен Н. А. Первунинской, а интер-

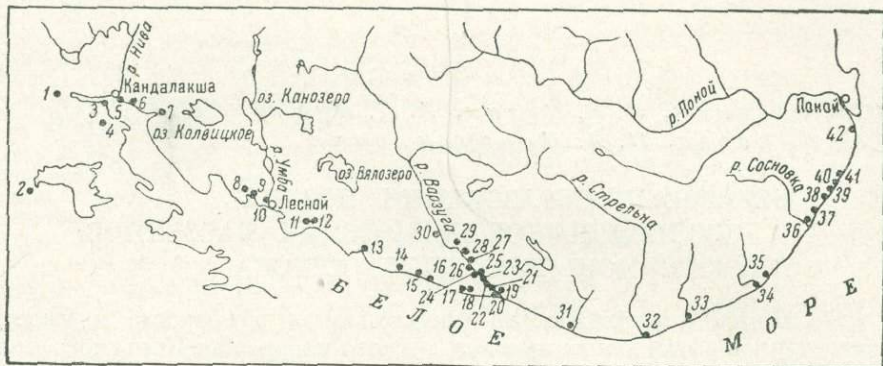


Рис. 1. Схема расположения участков изучения древнебереговых образований на южном побережье Кольского полуострова.

- 1 — долина р. Канды; 2 — долина р. Иовы; 3 — о. Олений; 4 — южный берег Кандагубы; 5 — устье р. Нивы; 6 — подножие горы Крестовой; 7 — долина р. Колвицы; 8 — Левгуба; 9 — Пильская губа; 10 — долина р. Умбы; 11 — долина р. Черной; 12 — долина р. Кузереки; 13 — долина р. Оленицы; 14 — устье р. Сальницы; 15 — устье руч. Кашкаранского; 16 — долина руч. Бучия; 17 — мыс Корабль; 18 — мыс Толстик; долина р. Варзуги (19—30); 19 — левый берег р. Варзуги напротив с. Кузомень, 20 — устье р. Кицы, 21 — тонь Колониха, 22 — близ о. Нергино, 23 — избы «Яма», 24 — с. Варзуга, 25 — долина руч. Собачьего, 26 — у порога Паракуша, 27 — устье р. Серги, 28 — устье руч. Пертианского, 29 — у порога Сухой Иовас, 30 — устье р. Ареньги; 31 — долина р. Чаваньги; 32 — долина р. Стрельны; 33 — долина р. Чапомы; 34 — долина р. Пляжи; 35 — устье р. М. Кумжевой; 36 — долина р. Сосновки; 37 — долина р. Снежницы; 38 — долина р. Глубокой; 39 — устье руч. Вилватого; 40 — долина р. Пялки; 41 — губа Даниловская; 42 — устье руч. Красного.

претация результатов этих анализов — Н. А. Первунинской и Е. С. Малясовой. Изучение отдельных разрезов осуществлялось Е. А. Ельчаниновой и Р. М. Лебедевой. Диатомовая флора в целом анализировалась Л. Я. Каган, а по отдельным разрезам — Е. М. Вишневецкой, Н. Н. Давыдовой и Р. Н. Джиноридзе. Определения фауны моллюсков принадлежат С. А. Стрелкову. Радиоуглеродные определения возраста органических остатков выполнены в Радиоуглеродной лаборатории Ленинградского отделения Института археологии АН СССР, Радиогеохронологической лаборатории Научно-исследовательского института Ленинградского государственного университета и в Лаборатории абсолютного возраста Московского государственного университета и Института океанологии АН СССР.

В итоге вводная часть статьи, вопросы возрастной корреляции береговых образований и заключение были написаны Б. И. Кошечкиным, а раздел, посвященный изучению древнебереговых образований, — Б. И. Кошечкиным, А. Л. Кудлаевой (результаты инструментального определения высот береговых линий), Н. А. Первунинской, Е. С. Малясовой (интерпретация данных спорово-пыльцевого анализа) и Л. Я. Каган.

Результаты изучения береговых образований

1. Долина р. Канды. При слиянии рек Канды и Рябины, по левому берегу р. Канды, развита серия прекрасно выраженных террас, располагающихся на отметках 32—53 м.

В разрезе террасы высотой 32.6 м (5—6 м над урезом воды в реке) под почвой вскрыты пески, в основании которых на глубине 0.65 м замечен горизонт размыва. С глубины 2.70 м начинается серая горизонтальная супесь, местами переходящая в суглинок. На глубине 3.30 м встречена древесина сосны, возраст которой 6820 ± 60 лет (ЛЕ-972).

В образцах этого разреза сохранность спор и пыльцы в основном хорошая, степень фоссиллизации слабая, содержание их достаточно высокое. В общем составе спектров (рис. 2)¹ превалирует пыльца древесных растений (45—60%); споры папоротников, плаунов и мхов составляют 25—45%. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сосны (12—58%) и березы (12—52%) с примесью пыльцы ольхи (8—12%),

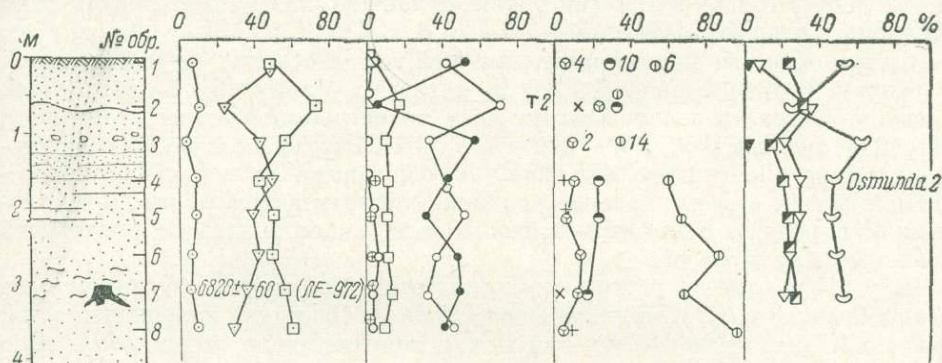


Рис. 2. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений террасы высотой 32.6 м на левом берегу р. Канды.

карликовой березки (1—8%) и отдельных зерен ивы. Пыльца кустарничков и трав представлена в основном разнотравьем (60—95%). Здесь встречается преимущественно пыльца растений луговых ценозов — гвоздичных, зонтичных, сложноцветных, розоцветных и других, а также прибрежно-водной урути. Меньше пыльцы вересковых (3—12%), злаков (до 22%) и полыни (до 8%). В группе спор преобладают папоротники (46—62%). Споры зеленых мхов составляют 20—30%, а плаунов (лесных и тундровых) — 15—28%. На глубине 1.6 м встречены споры рода осмунда.

Выше границы размыва обнаружены спикулы губок, пыльца и споры различной степени фоссиллизации и сохранности с примесью переотложенной и перемытой пыльцы, что подтверждает наличие размыва.

Остальные террасы располагаются на отметках 34.1 и 40.1 м. В разрезе последней, продолжающем по простиранию разрез террасы на отметке 32.6 м, наблюдается чередование аналогичных песков и супесей. Нижняя часть обнажения закрыта осыпью, в основании которой, близ уреза воды, обнажаются суглинки, подобные суглинкам в основании разреза террасы с отметкой 32.6 м.

Образцы из описанного разреза содержат большое количество пыльцы и спор хорошей сохранности и слабой степени фоссиллизации. Состав и процентные соотношения спор и пыльцы также очень близки к спектрам разреза террасы, отметка которой 32.6 м. Пыльца древесных растений составляет здесь 22—50%, споры — 30—70%, пыльца кустарничков и трав — 10—18%. Среди пыльцы древесных пород также преобладает пыльца сосны (18—52%) и березы (20—50%). Отмечена пыльца ольхи (8—22%) и карликовой березки (0—6%). На глубинах 6.80 и 8.25 м

¹ Условные обозначения к рис. 2 и к последующим аналогичным см. в Приложении в конце книги.

встречено по одному зерну липы и лещины. В группе пыльцы кустарничков и трав господствует пыльца лугового разнотравья (46—62%). Пыльца злаков составляет 8—42%, вересковых — 0.22%, полыни — 0.12%, маевых — 0—8%. Споры папоротников составляют 50—57%, зеленых мхов — 10—38%, плаунов — 7—35%.

Выделенные спектры дают основание предполагать, что образование представленных в разрезе отложений протекало в относительно благоприятных климатических условиях. Господство лесной растительности и произрастание березово-сосновых лесов в этой части Кольского полуострова, а также присутствие в некоторых образцах пыльцы широколиственных пород указывает на довольно теплый и сухой климат, что может соответствовать времени начала атлантической климатической фазы до климатического оптимума.

Таким образом, формирование нижней толщи осадков, представленной в разрезе террасы высотой 32.6 м, согласно с полученной датировкой, следует связывать с одной из частных трансгрессий среднеголоценового бассейна, размыв между нижней и верхней толщами соотносить с регрессией среднеголоценового бассейна, последовавшей за первой трансгрессивной фазой, а формирование верхней толщи, наиболее полно представленной в разрезе террасы высотой 40.1 м, сопоставлять со следующей трансгрессивной фазой.

В разрезе нижней части террасы высотой 32.6 м (рис. 3) обнаружена разнообразная и богатая диатомовая флора — 166 видов и разновидностей диатомей (диатомист Н. Н. Давыдова), причем число видов постепенно убывает по разрезу снизу вверх. Наиболее массовыми как по обилию отдельных видов, так и по числу форм являются пресноводные диатомей, олигогалобы. Их насчитывается 80—90% от общего числа встреченных видов. Среди них выделяются холодолюбивые реофильные виды, характерные для текучих вод, — *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Hust., *Meridion circulare* Ag., большая группа обитателей обрастаний: *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Ophephora martyi* Heib., представители родов *Fragilaria*, *Epithemia*, *Cymbella*, *Eunotia*, *Synedra*, холодолюбивые стенотермные виды *Tetracyclus*, *Melosira scabrosa* Ostr. и др. Число пресноводных планктонных диатомей невелико; наиболее обычны из них североальпийские *Melosira distans* var. *alpigena* (Ehr.) Ktz., *M. italica* subsp. *subarctica* O. Müll., *M. italica* var. *valida* (Grun.) Hust.

Наряду с пресноводными видами, олигогалобами, во всей толще присутствуют морские диатомей, мезо- и эвгалобы. Среди них встречены сублиторальные бентосные *Amphora proteus* Greg., *Diploneis didima* (Ehr.) Cl., *D. interrupta* (Ktz.) Cl., *D. smithii* (Breb.) Cl., *Grammatophora arctica* Cl., *G. marina* (Lyngb.) Ktz., *Mastogloia smitii* Thw., *Navicula humesora* Breb., *N. solida* Cl., *Plagiogramma staurophorum* (Greg.) Heib., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *R. arcuatum* var. *robusta* (Grun.) Hust., *Synedra pulchella* (Ralfs.) Ktz., *S. tabulata* Ktz. В значительном количестве встречены также морские планктонные виды — мезо- и эвгалобы.

В почвенном горизонте в массе присутствуют аэрофильные виды, развивающиеся на влажных почвах и мхах.

Толща осадков в разрезе террасы высотой 40.1 м характеризуется очень незначительным содержанием диатомей. Здесь преобладают пресноводные бентосные диатомей, значительную роль играют реофилы. Одновременно встречены солоноводные *Diploneis interrupta* и *Synedra tabulata*. В массе развита галофильная *Navicula clementis*.

Судя по составу диатомовых, формирование осадков протекало в условиях неглубокой морской лагуны, в непосредственной близости от устья реки, выносящей большое количество створок пресноводных, часто холодноводных диатомей. Отсутствие изменений в соотношении экологи-

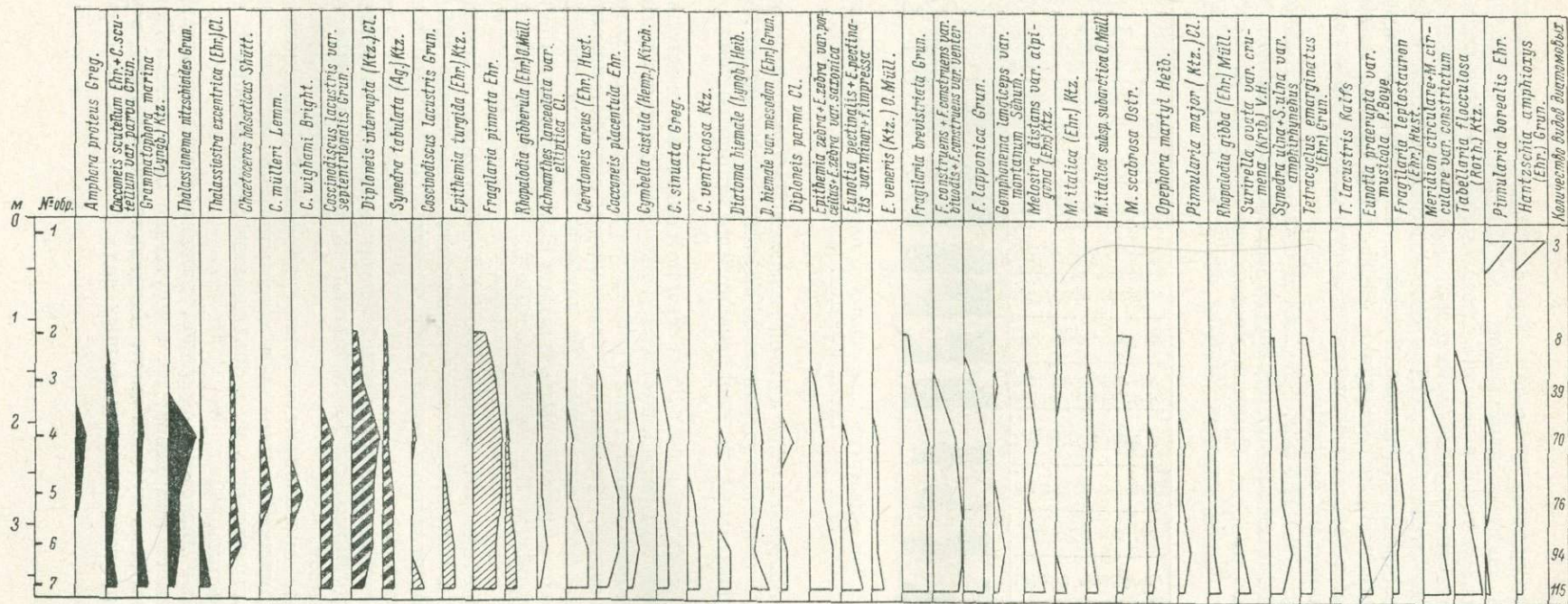


Рис. 3. Диаграмма диатомовых из отложений террасы высотой 32.6 м на левом берегу р. Канды.

ческих групп по разрезу отложений террасы высотой 32.6 м согласуется с обоснованным выше представлением о формировании обеих участвующих в его строении толщ в течение единой климатической фазы.

Опираясь на данные о возрасте осадков, слагающих террасы, береговые линии на отметках 32.6, 34.1 и 40.1 м можно отнести к береговым образованиям среднеголоценового бассейна. Песчаные аккумулятивные террасы, отметки которых составляют 43.3, 47.1 и 52.6 м, по-видимому, можно связывать с береговыми линиями, сформированными в ходе регрессии раннеголоценового бассейна.

2. Долина р. Иовы. В 250 м ниже здания Иовской ГЭС, в отводном канале, на его правом берегу, наблюдалась залежь ракушечника мощностью до 3 м. Отметка кровли залежи 55.0 м. Ракушечник образован скоплением створок *Mytilus edulis* L. и *Saxicava arctica* L.

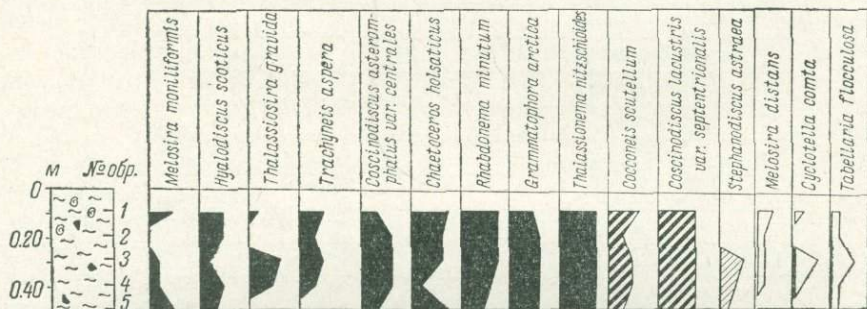


Рис. 4. Разрез и диаграмма диатомовых из отложений губы Глиняной на о. Оленьем.

По раковинам *Saxicava arctica* из этой залежи в Лаборатории геохронологии НИГЭИ ЛГУ получены датировки 8300 ± 100 и 8220 ± 190 лет (ЛУ-162А, ЛУ-162Б); следовательно, залежь относится ко второй половине бореального времени.

3. Остров Олений. Близ северной оконечности острова, в губе Глиняной, в зоне литорали, обнажаются голубовато-серые глины. Шурф, заложенный на отметке 0.5 м над уровнем моря в момент полного отлива, вскрыл глину серую, супесчаную, однородную, с неокатанными крупными обломками коренных пород. До глубины 0.2 м в толще глины рассеяны раковины моллюсков, среди которых С. А. Стрелковым определены *Portlandia lenticula* (Möll.), *Mytilus edulis* L., *Mya arenaria* L. и *Macoma baltica* L.

В результате анализа пяти образцов, отобранных в стенке шурфа через 0.10 м, в охарактеризованных осадках обнаружено 106 видов и разновидностей диатомовых водорослей, из них 30 олигогалобов и 76 эв- и мезогалобов (рис. 4).

Экологический анализ диатомовой флоры позволяет говорить об едином этапе ее формирования и, следовательно, об едином возрасте вскрытой толщи осадков.

В комплексе преобладают морские диатомеи (76 таксонов), многие встречаются с оценкой «часто» и «в массе»; пресноводных насчитывается 30 таксонов, встречаемость их в большинстве случаев единичная, иногда с оценкой «нередко».

Пресноводные диатомеи, очевидно, являются второстепенными компонентами данного комплекса; их присутствие объясняется формированием отложений близ кутовой части Кандалакшского залива, в условиях интенсивного притока пресных речных вод.

Среди морских диатомовых преобладают эвгалобы. Доминируют северобореальные виды (39), затем арктические и аркто-бореальные (19), встречаются южнобореальные (6).

По отношению к местообитанию доминируют сублиторальные — *Rhabdonema minutum*, виды рода *Grammatophora* и *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* с оценками «часто» и «в массе». Участие океанических и перитических также значительно, это *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus* var. *centrales*, *Thalassionema nitzschioides*; виды рода *Grammatophora* встречаются с оценками «нередко» и в «в массе».

На основании сравнения состава диатомей рассматриваемого разреза и их соотношения по экологическим группам с таковыми в донных осадках

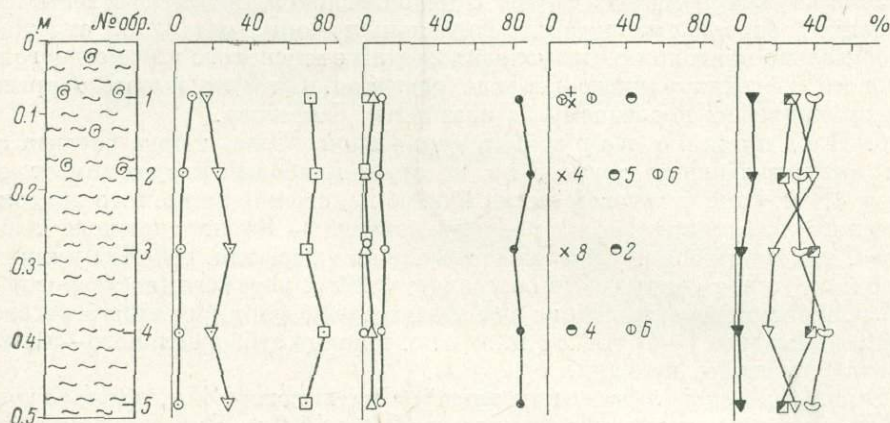


Рис. 5. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений губы Глиняной на о. Оленьем.

Белого моря (Забелина, 1969; Джиноридзе, 1971) можно сделать вывод об их сходстве с комплексами позднего голоцена.

Близкий по существу вывод о возрасте отложений может быть сделан и на основании результатов спорово-пыльцевого анализа (рис. 5). В общем составе спектров превалирует пыльца древесных пород (70—80%), количество спор составляет 20—30%, процентное содержание пыльцы трав и кустарничков не превышает 2%. Среди пыльцы древесных пород ведущее место принадлежит сосне (80—90%). Пыльца березы (высокоствольной) составляет 10—12%, карликовой березки — 0.5—2%, ели — 2—7%. Среди спор попеременно преобладают или споры зеленых мхов (20—40%), или плаунов (25—40%), или папоротников (35—45%), количество спор сфагновых мхов не превышает 7%. Все спектры аналогичны выделенному из поверхностного слоя как по видовому составу, так и по их облику. Из этого следует заключить, что образование рассматриваемых осадков происходило в недавнее, близкое к нашему, время.

4. Ю ж н ы й б е р е г К а н д а г у б ы. Здесь, к югу от пос. Пролывы, развита серия песчаных аккумулятивных террас с отметками 8.8, 17.7 и 22.9 м. В районе основного балластного карьера имеется еще одна скульптурная терраса, отметка которой 33.9 м; сформирована она в ходе абразионной деятельности послеледникового моря, «срезавшего» поверхность флювиогляциальной дельты.

5. У с т ь е р. Н и в ы. На левом берегу реки, близ впадения ее в Кадалакшский залив, фрагментами отчетливо выражена преимущественно скульптурная терраса с отметкой 9.8 м, выработанная в толще неслоистых разнородных песков, содержащих примесь щебня и гравия (морена). В пределах площадки террасы в виде островков наблюдаются

участки концентрации окатанной гальки, очевидно, отложенной в процессе формирования самой террасы.

С восточной стороны мыса, выступающего в море в устье реки, наблюдается аккумулятивная терраса высотой 14.2 м, сложенная гравием и песком. В 0.4—0.5 км к востоку от кладбища в искусственной выемке наблюдаются также участвующие в строении террасы и образующие горизонт мощностью 0.5 м тонкозернистые пески, переполненные ракушечным детритом, обломками и целыми раковинами *Maetra elliptica* Brown, *Modiolus modiolus* L., *Mya truncata* L., *Hiatella arctica* L., *Astarte elliptica* (Brown), *A. borealis* Chemn., *Cyprina islandica* L., *Pecten islandicus* Müll., *Actaea rubella* L.

Упомянутый комплекс фауны с преобладанием преимущественно бо-реальных, бореальных и аркто-бореальных форм, очевидно, отражает относительно благоприятные условия среднеголоценового или позднеголоценового бассейна раннего периода развития. Судя по высоте террасы, она принадлежит последнему из названных бассейнов.

6. Подножие горы Крестовой. Здесь также развита серия аккумулятивных террас, из которых наиболее низкая имеет отметку 4.4 м. Этой береговой линии близко положение известного археологического памятника эпохи раннего металла — Кандалакшского лабиринта, находящегося в пределах описываемого профиля. Отметка нижнего (западного) края сооружения составляет 3.39 м, верхнего (восточного) — 3.87 м. Присутствие памятника свидетельствует о формировании береговой линии не позднее I—II тыс. до н. э., т. е. в конце суббореального — начале субатлантического времени.

Выше береговой линии, находящейся на высоте 4.4 м, расположены еще две песчаные террасы с отметками 10.0 и 15.0 м. Более высокие террасы сложены хорошо окатанными глыбами коренных пород с небольшим количеством тонких морских песков. Они имеют отметки 24.1 и 43.5 м.

7. Д о л и н а р. К о л в и ц ы. В вершине Колвицкой губы наблюдалась терраса высотой 3.3 м и шириной до 120 м. Близ устья реки терраса имеет следующий разрез.

- 0.00—0.76 м — песок серый, тонкозернистый, местами пылеватый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью.
- 0.76—0.94 м — торф с обилием растительных остатков и древесиной.
- 0.94—2.74 м — супесь серая, тонкая.

Строение террасы свидетельствует о формировании представленной в нем толщи в два этапа. Супесчаные отложения в основании разреза, вероятно, принадлежат относительно более древней террасе, после размыва которой и падения уровня моря имела место фаза континентального развития, в ходе которой отложился горизонт торфа. Затем, при новом положительном перемещении уровня моря, торф оказался перекрытым толщей морских песков (интервал 0.00—0.76 м), образующих чехол террасы.

Такое разделение разреза на три отличающиеся по генезису и возрасту толщи нашло подтверждение в результатах диатомового анализа (рис. 6). В образцах из рассматриваемого разреза найдено 186 видов и разновидностей диатомовых, из них 80 мезо- и эвгалобов и 106 олигогалобов.

В отложениях нижней части разреза найден богатый комплекс диатомей (140 видов, или 80% от всего числа), из них 78 морских и 62 пресноводных. Большинство морских встречено с оценками «нередко», «часто», «в массе» в отличие от пресноводных, чье количественное участие значительно меньше (с оценками «нередко», «часто» — 14 видов, «в массе» — 1 вид). По числу видов (60 и 78) преобладают сублиторальные диатомеи

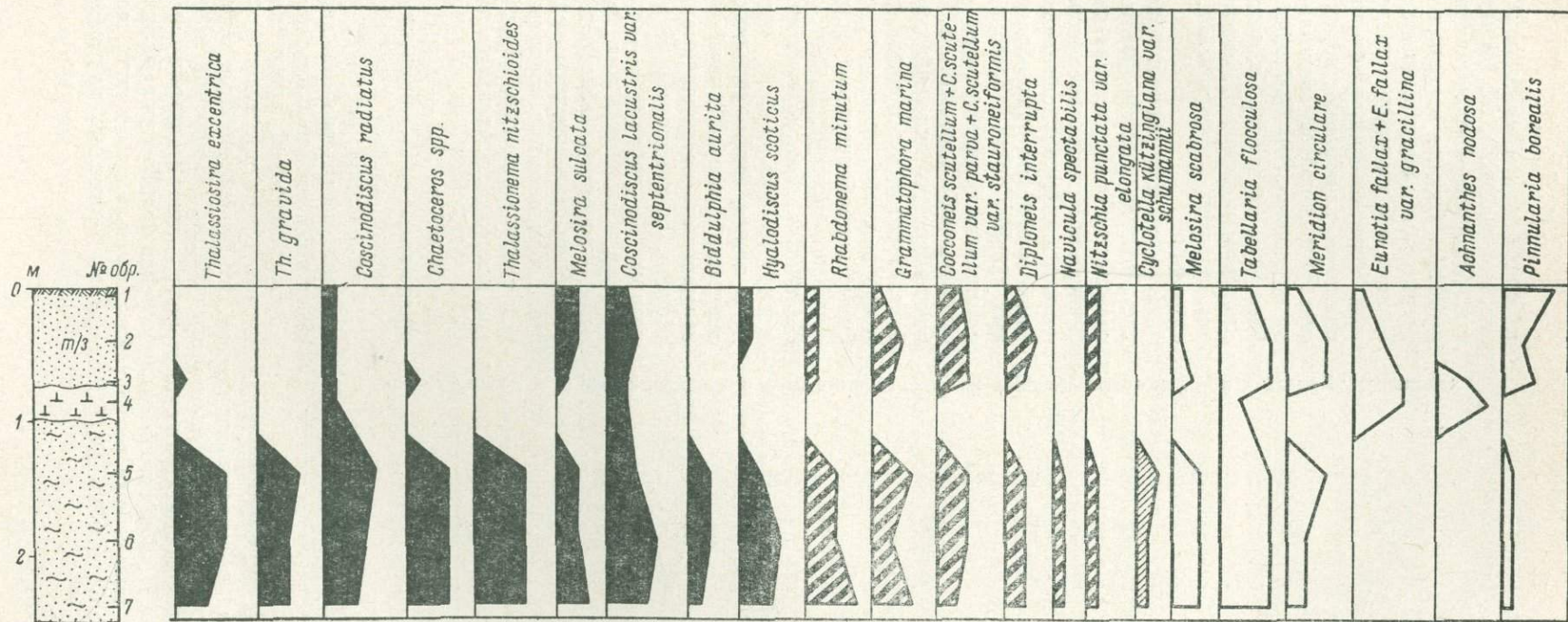


Рис. 6. Разрез и диаграмма диатомовых изложений террасы высотой 3.3 м в устье р. Колвицы.

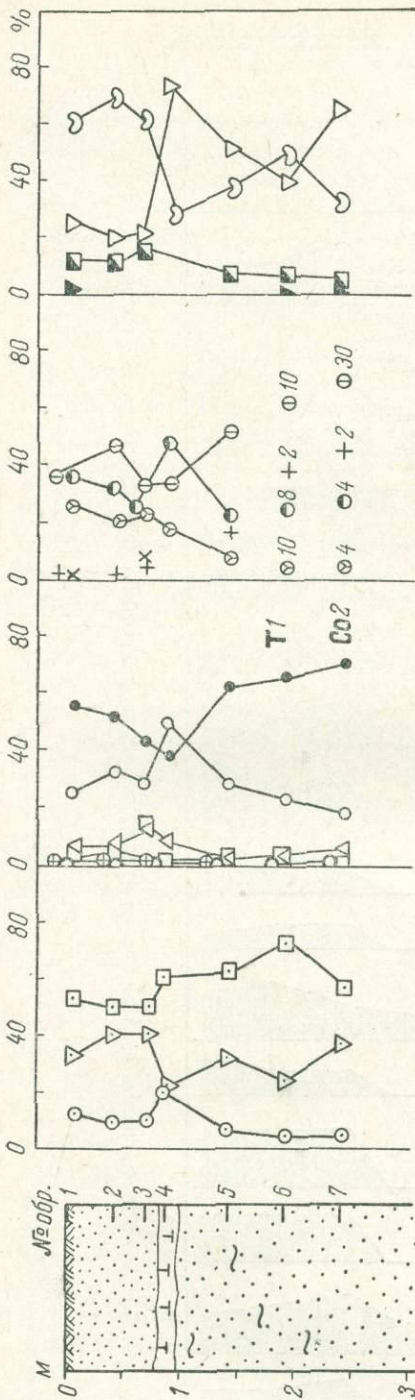


Рис. 7. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений террасы высотой 3,3 м в устье р. Колвицы.

и среди них *Coscinodiscus lacustri* var. *septentrionalis*, *Rhabdonema minutum*, *Grammatophora marina* и *Synedra pulchella*. Однако основная их часть встречается с оценкой «редко» и «единично». 18 таксонов, представляющих неретический и океанический планктон, по обилию створок (оценки «часто» и «в массе») составляют основу комплекса. Это *Thalassiosira excentrica*, *Th. kryophila*, *Th. gravida*, *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus* var. *centrales*, *C. oculus iridis*, *Chaetoceros* spp.

В самой нижней части рассматриваемой серии осадков участие неретического и океанического планктона снижается. Присутствие пресноводных и пресноводно-солончатых диатомей и видовое разнообразие таковых говорит об их вторичной роли в комплексе, свидетельствуя о существовавшем береговом стоке. Преобладают умеренно теплолюбивые северо-бореальные виды; в числе доминант и субдоминант участвуют теплолюбивые южнобореальные формы *Coscinodiscus asteromphalus* var. *centrales*, *C. radiatus*, *Navicula abrupta*, *Hyalodiscus scoticus*.

В толще торфа, отделяющей рассмотренный горизонт осадков от более молодых, состав диатомовых резко обеднен. Здесь отмечено 19 видов, из которых 2 морских — *Coscinodiscus radiatus*, *C. lacustri* var. *septentrionalis* — вероятно, заносного происхождения. Из числа характерных для этого горизонта пресноводных диатомей следует отметить *Eunotia fallax* var. *gracillina*, *Achnanthes nodosa*, *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*, *Pinularia subcapitata* — виды болот и орошаемых скал, найденные здесь с оценками «часто» и «в массе».

Для осадков верхней, наиболее молодой части разреза характерен смешанный комплекс пресноводных и морских диатомей, представленных в меньшем числе, чем в нижней части разреза. Среди пресноводных 44 вида встречается только в этой части разреза. Все это современные виды, характерные для болот, озер и ручьев этого района. Из морских преимущественно представлены обитатели сублиторали — планктонные и бентосные — *Melosira sulcata*, *Hyalodiscus scoticus*, виды родов *Rhabdonema* и *Grammatophora*.

Сравнивая полученные результаты с материалами других исследователей, следует сделать вывод, что комплекс диатомовых из нижней части

разреза можно сопоставить с подкомплексом IIa донных осадков Белого моря времени климатического оптимума (Джиноридзе, 1971); диатомеи верхнего морского комплекса датируются субатлантическим временем.

Образцы осадков из этого разреза оказались также насыщенными спорами и пылью (рис. 7). Различие в видовом составе спорово-пыльцевых спектров, выделенных из отложений, вскрытых в основании разреза (1.5—2.5 м), и спектров отложений, участвующих в строении верхней части разреза (0.30—0.75 м), позволяет установить два различных по времени формирования горизонта морских осадков.

Отложения первого характеризуются преобладанием пыльцы древесных растений (60—70%) и меньшим количеством пыльцы трав (2—5%) и спор (20—40%). Среди пыльцы древесной растительности господствует пыльца сосны (60—70%), береза высокоствольная составляет 20—30%, пыльца ели, ольхи и карликовой березки не превышает 3%. На глубине 1.7—2.5 м обнаружена пыльца широколиственных пород — липы и лещины. Пыльца кустарничков и трав на глубине 1.7—2.5 м присутствует в виде единичных зерен, выше (глубина 1.5 м) ее количество заметно возрастает и начинает господствовать пыльца разнотравья (60%). Среди спор попеременно выделяются то споры зеленых мхов (40—70%), то споры папоротников (35—50%).

По сравнению с отложениями первого горизонта спектры второго горизонта осадков, залегающих выше размыва и слоя торфа (глубина 0.30—0.75 м), содержат меньшее количество пыльцы древесных пород (45—50%), но большее количество пыльцы трав (10—15%) и спор (40%). Процентное содержание пыльцы сосны снижается здесь до 40—50% при возрастании роли пыльцы ели (10—15%), ольхи (до 18%) и березы (25—30%). Пыльца широколиственных пород не обнаружена.

Пыльца кустарничков и трав представлена разнотравьем (30—50%), злаками (20—30%), верескоцветными (20%), полынью и лебедой (до 52%). Среди спор выделяются споры папоротников (60—70%); споры зеленых мхов составляют 10—20%, плаунов — 10%.

На основании палинологических данных можно заключить, что образование осадков первого горизонта происходило в более благоприятных климатических условиях, характерных для атлантического времени. Спорово-пыльцевые спектры и отложения второго горизонта очень близки к спектру поверхностного слоя как по видовому составу, так и по процентному соотношению пыльцы и спор. По-видимому, образование этих отложений шло в условиях климата, близкого современному. Поэтому формирование террасы следует соотносить с субатлантическим временем.

Представленные в вершине Колвицкой губы другие аккумулятивные террасы имеют отметки 8.1, 10.9, 16.8 и 21.1 м. В отложениях последней отмечены ориентированные по направлению косой слоистости прослой торфа. При карпологическом анализе растительных остатков из этих прослоев, выполненном Т. Д. Колесниковой, были определены следующие виды: *Picea obovata* Ldb., *Carex rostrata* Stokes, *Betula alba* L. и *Thalictrum simplex* L.

Та же серия террас наблюдается в нижней части долины р. Колвицы. При удалении от устья отмечены более высокие террасы, характеризующиеся отметками 32.8 (отличается значительной шириной), 44.2 и 50.2 м.

8. Левгуба. В 2.5 км к востоку от мыса Шомбач, близ устья Левгубы (изба Педуниха) отмечены сложенные галькой и окатанными глыбами коренных пород терраса высотой 4.4 м и береговой вал высотой 5.8 м, а также состоящая из валунного материала терраса высотой

17.0 м. По западному берегу губы, в 0.5 км от устья, хорошо выражены песчаные террасы высотой 4.6, 11.7, 18.4, 20.8 и 26.7 м. Отчетливые следы морской аккумуляции прослеживаются и выше. Так, в 1.5 км от берега губы возвышенность высотой 83.0 м со стороны губы и моря опоясана террасами и береговыми валами вплоть до вершины (рис. 8). Плоская вершина возвышенности также представляет собой ровную террасовую поверхность, осложненную круглой котловиной диаметром 35—40 м и глубиной 8—10 м, очевидно, возникшей при вытаивании глыбы мертвого льда, что может указывать на формирование этой террасы в период таяния льдов. Наиболее высоко расположенные береговые образования выраба-

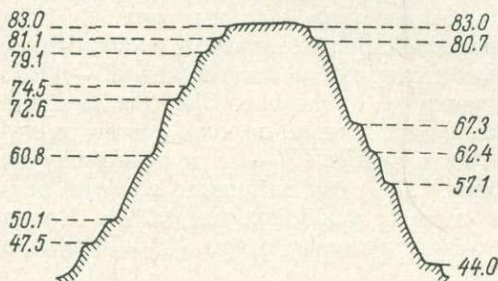


Рис. 8. Высоты береговых образований на склонах возвышенности с отметкой 83.0 м на западном берегу Левгубы.

таны во флювиогляциальных отложениях или наложены на них.

Материал, слагающий террасы и береговые валы, — хорошо окатанная галька и валуны размером до 0.4 м. Две террасы — высотой 57.1 и 72.6 м — сложены желтыми мелкозернистыми песками с участием мелкой гальки.

В отложениях этих террас обнаружены единичные зерна пыльцы сосны, березы, ольхи, ели, ивы, вересковых, папоротников и плаунов. Пыльца трав не обнаружена. Ввиду низкого содержания пыльцы возрастная интерпретация разреза по данным палинологического анализа невозможна.

Те же образования, слагающие террасу, были проанализированы на содержание диатомовой флоры. В отложениях террасы высотой 71.4 м встречены лишь немногочисленные пресноводные формы диатомовых, как то: *Melosira distans* (Ehr.) Ktz., *Pinnularia borealis* var. *minor* Schirchow, *Pinnularia* sp., *Epithemia zebra* (Ehr.) Ktz. В отложениях террасы высотой 57.1 м, наоборот, преобладают морские формы: *Grammatophora marina* (Lungb.) Ktz., *Rhabdonema arcuatum* (Lungb.) Ktz., *Thalassionema nitschioides* Grun., *Grammatophora arcuata* Ehr., обломки *Cocconeis scutellum* Ehr. и *Coscinodiscus* sp. Единично встречены также пресноводные — *Pinnularia borealis* var. *minuta* — и пресновато-солонатоводные — *Epithemia zebra* (Ehr.) — формы. В целом, установленный в отложениях террасы высотой 57.1 м комплекс диатомовой флоры характеризует условия морской сублиторали.

Далее по западному берегу губы почти повсеместно прослеживается низкая аккумулятивная терраса высотой 3.5 м. В 3 км от устья губы (в 0.5 км к югу от фактории) в расчистке в теле террасы под почвой вскрыты следующие породы.

- 0.05—1.03 м — песок серый, среднезернистый, неяснослоистый, с глыбы 0.46 переполненный гравием и галькой.
- 1.03—2.88 м — песок светлый, среднезернистый; в основании — горизонт размыва.
- 2.88—3.68 м — песок серый, тонкозернистый, с линзами супеси.

Отложения из верхней части разреза (до глубины 2.88 м), соответствующие времени формирования данной террасы, не содержат пыльцы и спор. В образце из нижней толщи (в интервале 2.88—3.68 м) выделен спектр с преобладанием пыльцы древесной растительности (много сосны, меньше березы, незначительная примесь ели). Пыльца кустарничков и

трав отмечена в небольшом количестве. Много спор, преимущественно зеленых мхов.

В противоположность спорово-пыльцевому диатомовый анализ позволил охарактеризовать верхнюю, более молодую толщу осадков. В ней обнаружен 31 вид диатомовых, в том числе мезо- и эвгалобов 27, олигогалобов 4. В списке диатомовых преобладают виды, ныне живущие в зоне литорали—верхней сублиторали, что позволяет соотносить время формирования террасы с субатлантической климатической фазой. Нижняя толща слагающих террасу осадков, согласно с неполными результатами спорово-пыльцевого анализа, может быть отнесена к образованиям среднеголоценового бассейна.

9. П и л ь с к а я г у б а. На западном берегу губы, в 3 км от устья, отмечена серия из трех аккумулятивных террас высотой 5.1, 7.1 и 10.5 м.² В уступе террасы высотой 5.1 м под почвой наблюдался следующий разрез.

- 0.10—0.65 м — песок желтовато-серый, среднезернистый, горизонтально-слоистый, книзу обогащенный гравием; в основании горизонта — редкая галька (размыв).
- 0.65—2.90 м — песок тонкозернистый, светло-серый, неяснослоистый, содержит редкую гальку; в интервале 1.30—1.40 м встречена фауна моллюсков,³ в составе которой определены *Mya arenaria* L., *Cyprina islandica* L., *Mytilus* sp., *Astarte* sp.

По заключению С. А. Стрелкова, определившего фауну, условия обитания данного комплекса были более благоприятными, нежели современные. Это дает основание связывать формирование нижней толщ осадков, представленной в разрезе, со временем, близким к последнему климатическому оптимуму, т. е. относить данные отложения к осадкам среднеголоценового бассейна.

Такая датировка отложений нижней части разреза подтверждена результатами спорово-пыльцевого анализа. Во всех образцах из этой толщ превалирует пыльца древесных пород (до 70%). Споры составляют 18—33%, пыльца трав и кустарничков — 8—18%. Среди древесных преобладает пыльца сосны, процентное содержание которой не резко, но закономерно падает снизу вверх (с 64 до 48% с глубины 3.6 до 1.65 м), тогда как доля пыльцы березы несколько возрастает (22—30%). Присутствует пыльца ольхи (0—22%) и ели (0—8%). Грушу трав и кустарничков составляет пыльца маревых (8—58%), злаков (5—18%), верескоцветных (0—42%), полыней (0—9%), разнотравья (30—57%), состоящего из кипрейных, сложноцветных, гвоздичных и др. Среди спор отмечены споры зеленых мхов (60—67%), папоротников (15—18%), плаунов (5—18%), сфагновых мхов (1—15%). Приведенный состав спектров и процентное соотношение отдельных компонентов свидетельствуют о произрастании березово-сосновых лесов с травянистым покровом на незатененных участках. В спектре пробы, взятой с поверхности, наблюдается иное соотношение компонентов. Преобладает пыльца березы (48%), пыльца сосны составляет 36%, ели — 8%, ольхи — 5%. Среди пыльцы трав и кустарничков господствуют верескоцветные (82%). Сравнение рассмотренных выше спектров свидетельствует о более благоприятной, нежели современная, климатической обстановке, в которой формировались осадки.

В рассматриваемой толще встречены немногочисленные морские диатомовые — *Rhabdonema arcuatum* и *Diploneis* sp.

Маломощный верхний горизонт осадков, соответствующий времени формирования самой террасы, не содержит пыльцы и спор.

² Высоты террас определены глазомерно.

³ Местонахождение фауны указано А. В. Лоскутовым.

Диатомовые представлены единичными морскими формами *Diploneis interrupta*, *Achnanthes brevipes* и пресноводными *Fragilaria construens* и *Navicula pussilla*.

На восточном берегу Пильской губы, в 1 км от губы Паромной, в вершине небольшого залива наблюдалась серия из трех аккумулятивных террас высотой 4.8, 10.3 и 15.2 м. Их разрезы сходны. Они сложены желто-бурыми песками до глубины 1—3 м, причем в средней части каждого разреза лежат галечники или гравий, свидетельствующие о размыве.

В образцах из разрезов трех отмеченных террас обнаружены лишь единичные зерна пыльцы, что не позволяет интерпретировать эти разрезы

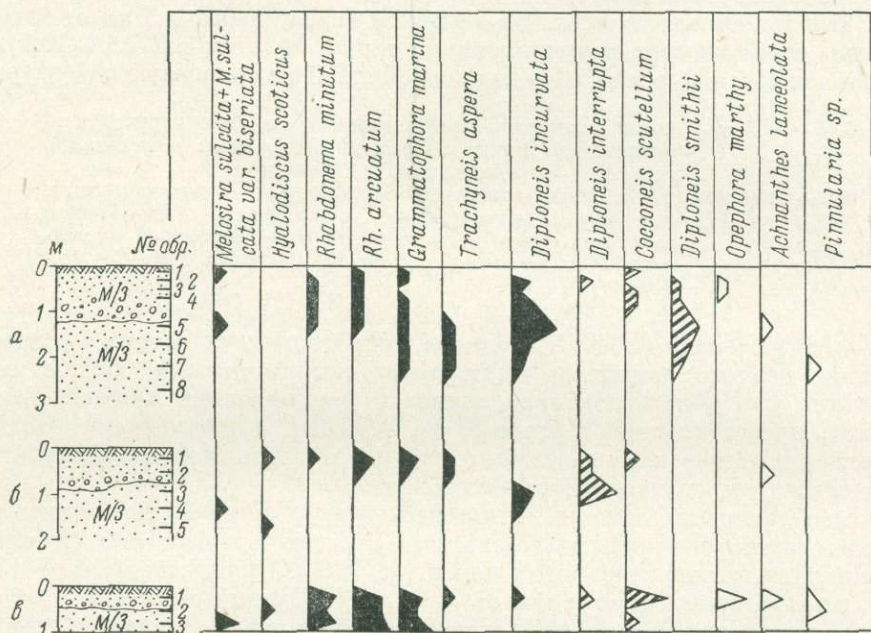


Рис. 9. Разрезы и диаграммы диатомовых из отложений террас высотой 15.2 м (а), 10.3 м (б) и 4.8 м (в) на восточном берегу Пильской губы.

по возрасту. Диатомовый анализ дал более благоприятные результаты (рис. 9). Всего отмечено 47 видов и разновидностей диатомовых, в том числе 39 мезо- и эвгалобов и 8 олигогалобов. В отложениях почти полностью отсутствуют представители океанического и неретического планктона. Все мезо- и эвгалобы представлены сублиторальными диатомеями. Отмечено значительное количество умеренно тепловодных видов, большинство из них бентосные и встречаются с оценкой «единично». Особенно заметна приуроченность южнобореальных видов к низам разрезов террас, представленных серыми тонкозернистыми и мелкозернистыми песками, что указывает на возможность формирования толщи этих песков в атлантическую климатическую фазу. Об этом же свидетельствует сходство их литологических черт со среднеголоценовыми отложениями в низах описанного выше разреза террасы высотой 5.1 м.

В 1 км к востоку от Пильской губы, с восточной стороны мыса с расположенной на нем тоней «Ударник», развита аккумулятивная терраса высотой 3.7 м. Над поверхностью этой террасы выделяются плосковершинные островки коренных пород, на одном из них на отметке 6.6 м (рис. 10) расположен Умбинский лабиринт — археологический памятник, возраст которого сопоставляется с эпохой раннего металла (бронза или

начало железа) — серединой I тыс. до н. э. (Гурина, 1947, 1948). Принимая во внимание, что терраса высотой 3.7 м занимает положение, близкое к среднему между высотной отметкой лабиринта и современным уровнем моря, время формирования береговой линии, фиксированной террасой, можно соотносить с серединой I тыс. н. э.

10. Д о л и н а р. У м б ы. В устье р. Умбы, на ее правом берегу, отмечена терраса высотой 4.2 м, сложенная светло-серыми тонкозернистыми песками с гравием и галькой низкой степени окатанности. Судя по



Рис. 10. Каменный лабиринт близ тони «Ударник» — археологический памятник эпохи раннего металла (фот. И. Верецагиной).

высоте и соотношению с неолитическими стоянками (Гурина, 1947), они сформировались во второй половине позднего голоцена, наиболее вероятно в начале нашей эры. На левом берегу р. Умбы, в 0.5 км ниже поста, площадка этой террасы выработана в более древних тонкопесчаных осадках, содержащих фауну моллюсков, представленную следующими формами: *Littorina littorea* L., *Astarte borealis* Chemn., *A. borealis* var. *placenta* Morch., *A. compressa* L., *A. montagui* Mont., *Hiatella arctica* L., *Cyprina islandica*. По заключению С. А. Стрелкова, комплекс фауны отражает условия верхней сублиторали и нижней литорали глинисто-песчаных грунтов. По раковинам из этого местонахождения получена абсолютная датировка осадков 5000 ± 100 лет (МГУ-ИОАН-181).

На правом берегу р. Умбы, близ дер. Умба, древнебереговые линии располагаются на отметках 29.5, 36.3 и 40.6 м. Профиль, проложенный вглубь, включая склоны Паяльских высот, не подтвердил распространения в этом районе сколько-нибудь четких следов деятельности моря, отмечавшихся Рамсеем (Ramsay, 1898).

Выше по долине р. Умбы и далее по долине ее правого притока р. Вялы хорошо развита морская терраса с отметкой 24.4 м. На правом берегу р. Вялы, в 1.2 км выше Погоста, в ней обнажены желто-бурые и бурые пески с галькой мощностью до 1 м, налегающие на супесчаную морену, вскрытую на 4 м. В верхнем горизонте разреза обнаружена преимущественно пресноводная флора: 29 форм олигогалобов, 9 форм галофилов и 10 форм мезо- и эвгалобов. Преобладают виды, характерные либо для пресного водоема с влиянием моря (устье реки), либо для сильно опресненной части моря (губа, лагуна). В той же толще осадков в виде единичных зерен отмечена пыльца древесных пород, трав и кустарничков.

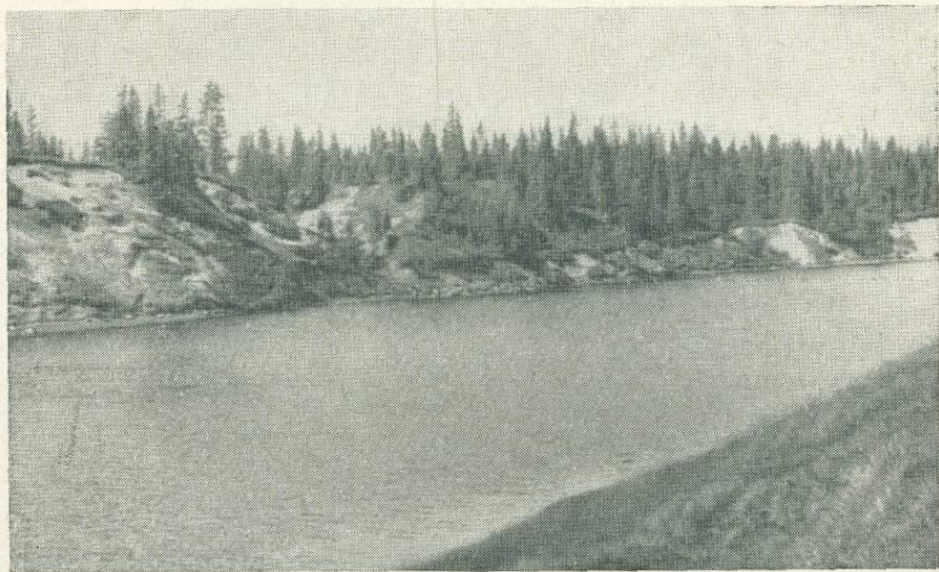


Рис. 11. Обнажение террасы высотой 14.4 м в долине Кузреки.

11. Д о л и н а р. Ч е р н о й. В устье р. Черной, по обоим ее берегам, развита скульптурная терраса высотой 4.6 м. В 1 км от устья реки в песках террасы обнаружена фауна, в составе которой определены *Littorina littorea* L., *Macoma calcarea* Chemn., *M. baltica* L., *Astarte borealis* Chemn., *A. borealis* var. *placenta* Morch., *A. compressa* L., *Cyprina islandica* L., *Vuccinum undatum* L., *Mya* sp.

По заключению С. А. Стрелкова, встреченные формы разнообразны по экологии (от преимущественно арктических до бореальных форм). Наличие *Macoma baltica* указывает на известную опресненность вод. Состав комплекса свидетельствует о его принадлежности к среднеголоценовому бассейну. Терраса высотой 4.6 м, в разрезе которой встречена фауна, несомненно более молодая и принадлежит к комплексу позднеголоценовых береговых образований.

Водораздел между реками Черной и Кузрекой занят имеющей отметку 42.9 м террасой, сложенной валунами и галькой.

12. Д о л и н а К у з р е к и. Хорошо развитые террасовые образования распространены в приустьевой части долины. Наиболее низкая скульптурная терраса с отметкой 3.4 м выработана в морских осадках — мелко- и среднезернистых, хорошо сортированных песках. Выше, как по правому, так и по левому берегу реки, фрагментарно представлена еще одна скульптурная терраса высотой 6.8 м.

Наиболее широко по обоим берегам Кузреки распространена терраса высотой 14.4 м (рис. 11). Терраса сложена светлыми, мелко- и среднезернистыми горизонтально-слоистыми песками, аналогичными материалу, слагающему более низкие, очевидно, скульптурные террасы. В 100 м от северной окраины поселка, выше по реке, в естественном обнажении на ее левом берегу встречена фауна, содержащая *Polynices pallidus* Br. et Sow., *Littorina littorea* L., *Admete viridula* Fabr., *Lora treveliana* Turt., *Macoma baltica* L., *M. calcarea* Chemn., *Mya truncata* L., *Astarte borealis* Chemn., *Mytilus* sp., *Cyprina islandica* L., *Serripes groenlandicus* Chemn. и *Thyasira flexuocus* Mont. и характеризующаяся весьма широким экологическим диапазоном. Состав комплекса указывает на принадлежность отложений террасы к среднеголоценовому бассейну. В 1.5 км от устья Кузреки в разрезе террасы высотой 14.4 м вскрыты следующие породы.

- 0.05— 1.35 м — песок буровато-коричневый, мелкозернистый, неслоистый, с линзами грубозернистого песка в нижней части.
- 1.35— 1.70 м — тот же песок с наклонной слоистостью; в основании — галька и гравий (горизонт размыва).
- 1.70—10.00 м — песок светлый, средне- и мелкозернистый, иногда с гравием и галькой; в нижней части (3.85—10.00 м) только мелкозернистый.
- 10.00—13.80 м — суглинок голубовато-серый, с вымытыми древесными остатками и раковинами моллюсков *Hiatella arctica* L. (в массе), *Littorina littorea* L., *Natica clausa* Br. et Sow., *Macoma calcarea* Chemn., *Mytilus* sp., *Astarte compressa* L., *A. borealis* Chemn.

По заключению С. А. Стрелкова, определившего фауну из суглинков в сборах В. Г. Чувардинского, данный комплекс наиболее близок к комплексу среднеголоценового бассейна.

Таким образом, в разрезе террасы оказываются представленными две разделенные горизонтом размыва разновозрастные толщи: с глубины 0.05 до 1.70 м — толща, соответствующая времени формирования самой террасы, возраст которой следует рассматривать как послесреднеголоценовый, и с глубины 1.70 м до основания разреза — толща среднеголоценовых осадков.

В общем составе спорово-пыльцевых спектров (рис. 12), выделенных из суглинистой части нижней толщи, превалирует пыльца древесных пород (50—73%), меньше спор (8—45%) и пыльцы кустарничков и трав (4—17%). Среди пыльцы древесных преобладает пыльца сосны (30—58%), второе место принадлежит березе, представленной пыльцой *Betula tortuosa* и *B. pubescens*. Пыльца карликовой березки встречается систематически, но в небольшом количестве (2—5%). Отмечено присутствие пыльцы ели (2—8%) и ольхи (4—11%). Обнаружена пыльца широколиственных пород (*Tilia*, *Corylus*). Кустарнички и травы представлены пыльцой злаков (12—44%), маревых (4—36%), верескоцветных (0—36%), полыни (0—18%), разнотравья (12—32%). Состав трав довольно разнообразен и включает семейства бобовых, гвоздичных, лютиковых, гречишных, сложноцветных, кипрейных и зонтичных.

В группе спор превалирующими являются споры зеленых мхов (41—56%) и папоротников (30—45%). В небольшом количестве отмечены споры плаунов (0—14%) и сфагновых мхов (2—6%). Выше по разрезу, на глубине 5.0—7.00 м, споры и пыльца обнаружены лишь в виде отдельных зерен. С глубины 5.0 м взят образец, в спорово-пыльцевом спектре которого пыльца древесных и трав находится в равных количествах (45%), а 10% составляют споры. Пыльца древесных пород представлена пыльцой сосны (40%), березы (38%), карликовой березки (6%), ольхи (10%), ели (5%). В группу пыльцы трав входит пыльца злаков (34%),

маревых (31%), разнотравья (25%), вересковых (5%) и полыни (5%). Много спор зеленых мхов и папоротников. На глубине 2.0—4.0 м пыльца выделена в виде единичных экземпляров.

В верхней части разреза, на глубине 0.70—1.30 м, превагирует пыльца древесных пород (50—80%), пыльца травянистых составляет 6—25% и спор — 20—25%. Среди древесных господствует пыльца березы (32—53%) и сосны (23—55%), встречается пыльца ольхи (4—17%), ели (0—4%), карликовой березки (0—1%). Пыльцу кустарничков и трав пред-

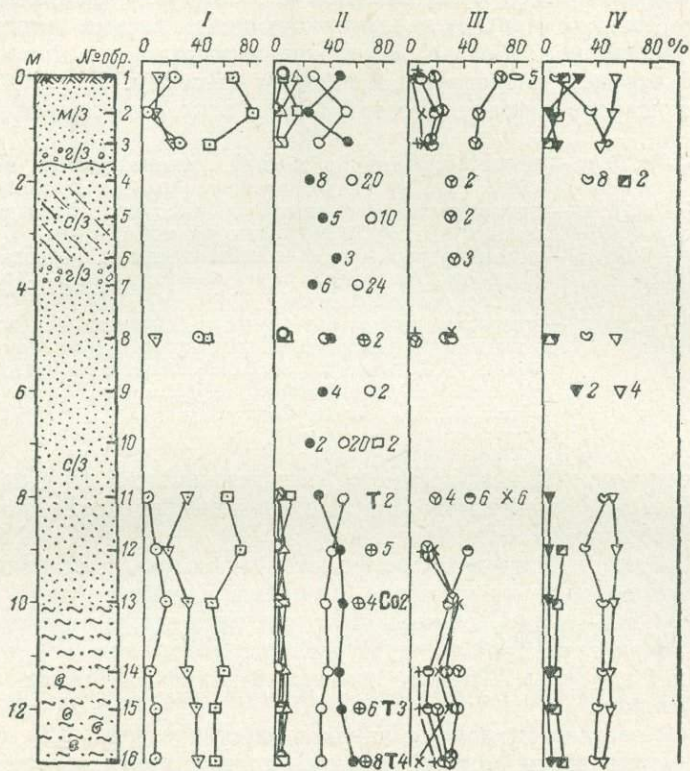


Рис. 12. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложенной террасы высотой 14.4 м в долине Кузурки.

ставляют пыльца вересковых (50—52%), реже встречается пыльца злаков (17—20%), разнотравья (18—22%), маревых (8—9%), и полыни (0—6%). Среди спор встречены споры зеленых мхов (43—52%), папоротников (34—45%), сфагновых мхов (8—16%) и плаунов (4%).

Приведенные спектры дают основание считать, что формирование суглинков протекало в климатической обстановке, более благоприятной, нежели в период аккумуляции перекрывающих песков, — вероятно, в атлантическое время; об этом же свидетельствует преобладание пыльцы сосны, присутствие пыльцы широколиственных, наличие более разнообразной пыльцы разнотравья и господство спор зеленых мхов. Осадки верхней части разреза можно соотносить со временем суббореальной климатической фазы. Это позволяет отнести формирование рассматриваемой террасы ко времени развития позднеголоценового бассейна.

Вывод о времени формирования отложений, представленных в разрезе, находит подтверждение в результатах диатомового анализа (рис. 13). В 16 проанализированных образцах обнаружено 120 видов и разновидностей диатомовых, среди которых мезо- и эвгалобы представлены 80,

галофилы — 8 и олигогалофы — 32 видами. По количеству и характеру диатомей, как и по данным спорово-пыльцевого анализа, разрез делится на две резко отличающиеся толщи. Его нижняя часть — глубже 8 м — богата диатомеями, в верхней же части они отмечаются единично. Для нижней толщи осадков характерны количественные оценки флоры от «в массе» до «нередко». В комплексе доминирует сублиторальная группа диатомей (64 вида из 80). Представители океанического и неретического планктона встречены только в нижней части толщи. Это позволяет предполагать формирование рассматриваемой части разреза в зоне верхней—средней сублиторали в благоприятных температурных условиях. Уме-

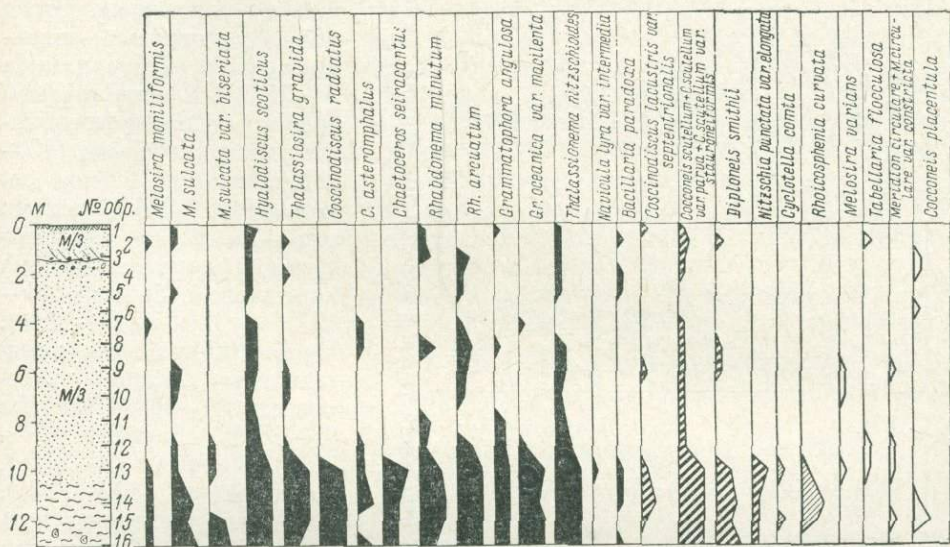


Рис. 13. Разрез и диаграмма диатомовых из отложений террасы высотой 14.4 м в долине Кузреки.

ренно тепловодные виды составляют 30%. Среди них доминируют *Hyalodiscus scoticus*, *Coscinodiscus radiatus*, *Chaetoceros seiracantus*, *Thalassionema nitzschioides*, *C. asteromphalus*, *Grammatophora oceanica* — все с оценками «в массе» и «нередко». Вместе с тем характерной чертой для этой части разреза является частая встречаемость арктических видов — *Thalassiosira gravida*, *Rhabdonema arcuatum*, в виде единичных экземпляров обнаружена *Nitzschia panduriformis* var. *delicatula*.

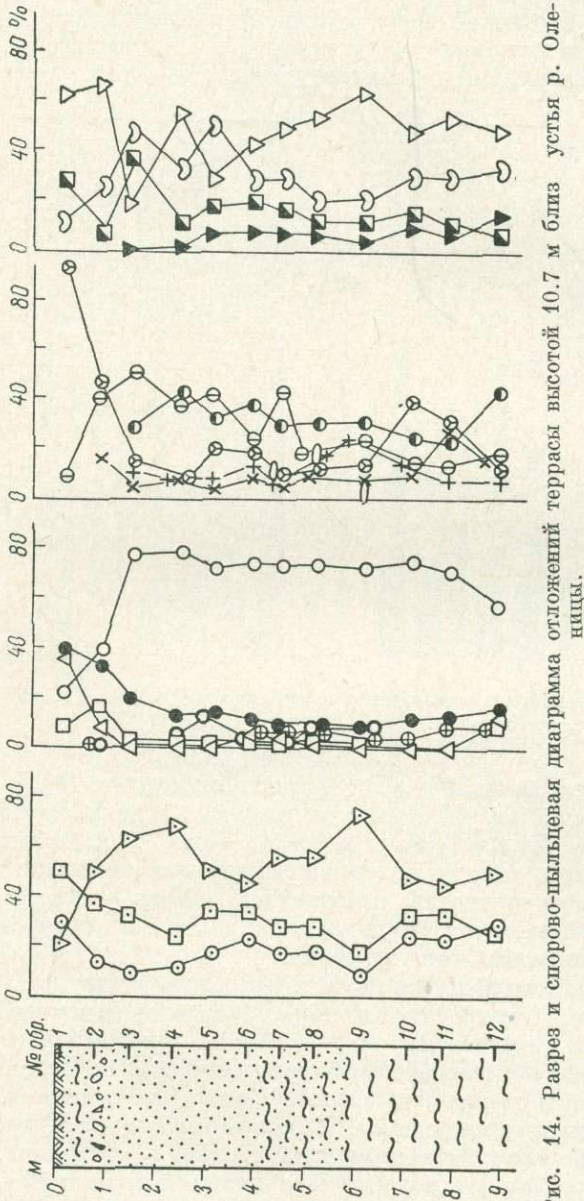
Выше 8 м встречаемость диатомей резко падает. Как мезо- и эвгалофы, так и олигогалофы и галофилы встречаются спорадически и единично. Умеренно тепловодные формы не исчезают, но процент их участия незначителен и они не выделяются из общей массы североборальных видов. Холодноводные (арктические и аркто-бореальные) виды встречаются, но тоже единично, это *Grammatophora arctica*, *Diploneis interrupta* и др. Группа пресноводных (в том числе галофилов) значительна — 40 видов, но все они встречаются случайно по разрезу и с оценкой «единично», так что судить об опреснении морского бассейна трудно.

Анализ диатомовой флоры позволяет подтвердить отнесение времени накопления осадков нижней части разреза к периоду климатического оптимума, а время формирования его верхней части — к суббореальной климатической фазе.

13. Долина р. Оленицы. По левому берегу реки развита серия террас с отметками 1.6, 4.9 и 10.7 м, сложенных бурями разнозер-

нистыми песками с большим количеством гальки. Терраса высотой 4.9 м вырезана в коричнево-бурых слоистых глинах. Терраса высотой 10.7 м сложена буро-коричневыми среднезернистыми песками, лежащими на коричнево-бурых слоистых глинах.

Двенадцать образцов из этого разреза исследовано на содержание пылицы и спор. По всему разрезу (исключая поверхностную пробу)



наблюдается одинаковый состав спектров (рис. 14). В них преобладают споры (45—74%), второе место по количеству занимает пыльца древесных пород (18—38%) и третье — пыльца трав и кустарничков (7—28%). Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (40—78%), пыльца сосны составляет 8—32%, пыльца ели — 1—12%, периодически встречается пыльца карликовой березки (0—12%) и ольхи (0—15%). Кустарнички и травы представлены пыльцой вересковых (8—46%), злаков (0—42%), полыни (0—25%), маревых (3—27%), разнотравья (12—42%). В состав последнего входит пыльца бобовых, гречишных, сложноцветных, кипрейных, камнеломковых. В группе спор преобладают споры зеленых мхов (30—65%), часто встречаются споры папоротников (18—50%) и плаунов (8—36%), реже сфагновых мхов (0—14%). Охарактеризованные спектры несколько отличаются от спектра поверхностной пробы, в которой преобладает пыльца хвойных — сосны (40%) и ели (36%). Пыльца трав и кустарничков представлена в основном группой вересковых. Среди спор выделяются споры зеленых мхов (62%).

По данным анализа, во время формирования рассматриваемой толщи здесь существовали сосновые и березовые леса с участием ели, ольхи и карликовой березки с кустарничковым ярусом из вересковых. На открытых участках произрастали травы и злаки. Климат, по-видимому, был несколько более суровым, чем современный.

М. А. Лаврова (1960, стр. 141, 142) соотносит верхнюю толщу отложений (в нашем описании 0.00—1.20 м) с бассейном тривия, а нижнюю (ниже 1.2 м) — с бассейном гапес. Однако, судя по приведенной спорово-пыльцевой диаграмме, обе вскрытые в разрезе толщи имеют близкую характеристику, т. е. сформированы в течение одной относительно суровой климатической фазы. Восстанавливаемые климатические условия не могут соответствовать времени атлантической фазы и, по-видимому, отвечают климатической обстановке начала второй половины позднего голоцена. Нижняя толща осадков (интервал 1.20—9.00 м) характеризуется регрессивным типом разреза. О том же свидетельствует и приводимая М. А. Лавровой, по данным А. П. Жузе, характеристика изменчивости по разрезу диатомовой флоры. Поэтому представляется наиболее верным связывать формирование нижней толщи с одной из фаз регрессии позднего голоценового бассейна, верхнюю соотносить с последующей частной трансгрессивной фазой, а береговую линию на высоте 10.7 м принять в качестве максимального уровня этой фазы развития позднего голоценового бассейна. Эта же терраса прослеживается вверх по долине р. Оленицы, где, в 2 км от устья реки, в уступе отмечен аналогичный разрез. Здесь же наблюдается еще одна терраса, имеющая высоту 24.5 м. В верхней части разреза террасы обнажаются буровато-желтые тонко- и среднезернистые пески, переходящие книзу в супеси, а затем в глины.

В 6.5 км вверх по р. Оленице, по ее правому берегу, отмечена терраса с отметкой 17.9 м и более высокая — 27.4 м. Последняя характеризуется следующим разрезом.

- 0.00— 0.20 м — почвенно-растительный слой.
- 0.20— 0.95 м — песок желтоватый, тонкозернистый.
- 0.95— 1.67 м — песок грубозернистый с гравием и мелкой галькой, наклоннослоистый.
- 1.67— 1.70 м — песок тонкозернистый, аналогичный залегающему в интервале 0.20—0.95 м.
- 1.70— 2.85 м — песок грубозернистый, аналогичный находящемуся в интервале 0.95—1.67 м.
- 2.85— 6.95 м — песок тонкозернистый, горизонтальнослоистый.
- 6.95—7.75 м — тот же песок, глинистый.
- 7.75—10.05 м — глина серо-коричневая, неслоистая.

Образцы, отобранные из этого разреза (рис. 15), оказались достаточно обогащенными пылью и спорами. Последние господствуют в общем составе (25—78%). Пыльца древесных составляет 16—62%, пыльца трав и кустарничков — 6—14%. Среди пыльцы древесных преобладает пыльца березы (42—92%). Пыльца сосны составляет от 6 до 55%, ели — от 0 до 2%, ивы — от 0 до 15%, карликовой березки — от 0 до 7%. Пыльца кустарничков и трав представлена в основном пылью злаков (15—62%), вересковых (8—48%), маревых (2—21%), полыни (0—25%), разнотравья (5—72%). Последнее включает пыльцу бобовых, сложноцветных, кипрейных, камнеломковых, гречишных и др. Среди спор преобладают зеленые мхи (35—80%), реже встречаются споры папоротников (18—52%), плаунов (7—18%) и сфагновых мхов.

Состав спектров и процентные соотношения отдельных комплексов позволяют предполагать, что во время формирования описываемых отложений на побережье были распространены сосново-березовые леса с примесью карликовой березки, ольхи, ели, ивы. Нижний ярус составляли верескоцветные и зеленые мхи. На открытых пространствах росли злаки и травы. Следует отметить, что в спектрах из верхней части разреза (до глубины 3.35 м) несколько изменяется процентное соотношение пыльцы березы и сосны: количество пыльцы сосны несколько повышается, а березы падает. Некоторая закономерность наблюдается и в изменении про-

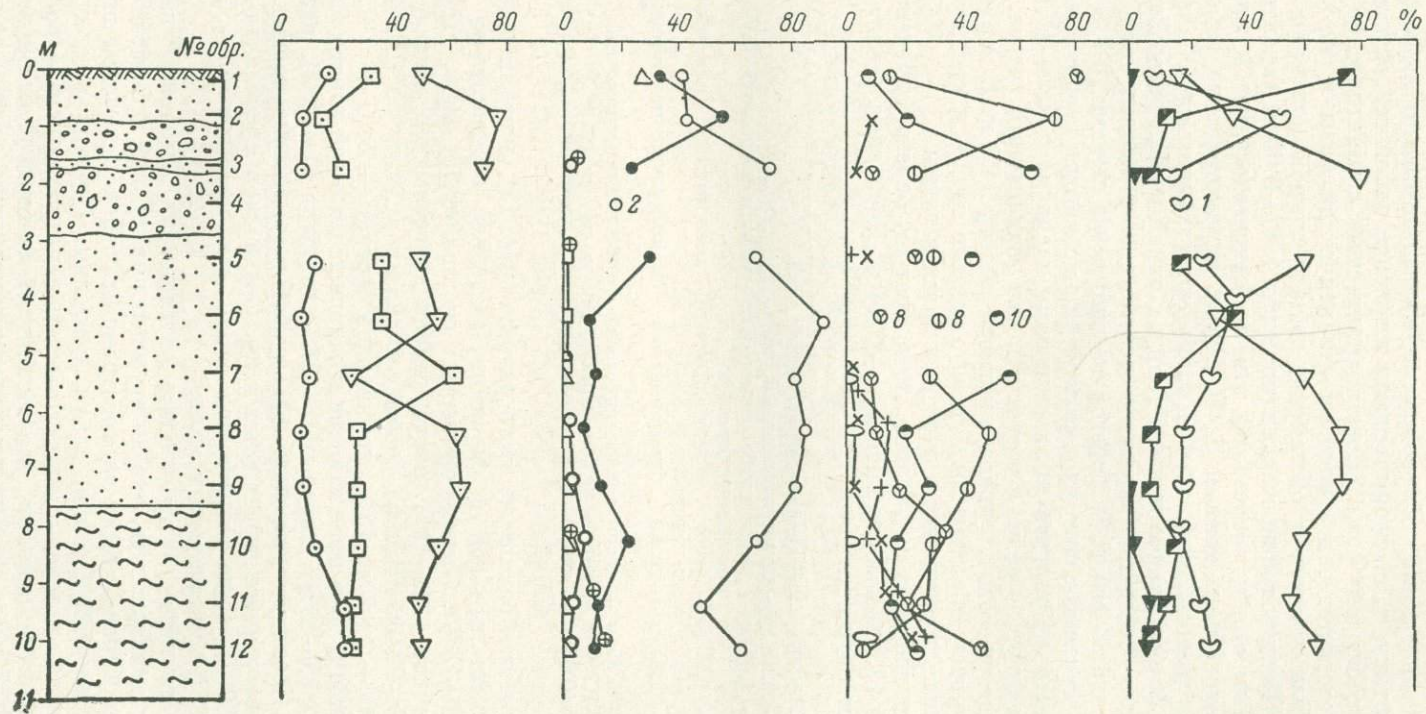


Рис. 15. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений террасы высотой. 274 м в долине р. Оленицы.

центного содержания пыльцы польни — ее количество уменьшается снизу вверх. На глубине 3.35 м оно составляет 1%, выше пыльца польни не обнаружена.

Судя по составу спектров нижней части разреза, в период ее формирования климат был холоднее современного. В более позднее время, когда складывалась средняя часть разреза, наблюдалось некоторое потепление климата и приближение его к современному. Близкая к современной климатическая обстановка в бассейне, уровень которого был заведомо выше границы распространения вод среднеголоценового бассейна, по-видимому, имела место в период распространения вод раннеголоценового бассейна — в бореальную климатическую фазу. Такая датировка террасы подтверждается и рядом смешанных черт спорово-пыльцевой характеристики, из которых одни типичны для позднеледниковья, а другие для послеледниковья. Так, в спектре, как мы видели, преобладают споры, среди древесных пород господствует пыльца березы. В то же время широко представлено и мезофильное разнотравье, пыльца и споры fossilized и имеют хорошую сохранность.

В осадках разреза найдено также 78 видов и разновидностей диатомовых, среди которых морские и солоноватоводные составляют 46 видов, галофилы — 4 и пресноводные (включая с оценкой «единично») — 28. Распространение диатомей по разрезу равномерное. Соотношение морских и солоноватоводных форм в осадках указывает на то, что в период их аккумуляции бассейн уже миновал фазу распреснения, характерную для позднеледниковья, но еще не достиг солености, характерной для времени климатического оптимума. Это также свидетельствует о связи отложений с раннеголоценовым бассейном и о раннеголоценовом возрасте соответствующей береговой линии.

14. Устье р. Сальницы. По левому берегу реки отмечены террасы высотой 0.5, 4.6 и 6.4 м. Первая из них сложена красноватыми разнозернистыми песками. В 1 км выше по реке развита терраса высотой 14.9 м. Она имеет цоколь из коренных пород — песчаников терской свиты — и аккумулятивный чехол мощностью до 2 м, представленный уже упомянутыми красноватыми разнозернистыми песками со щебнем. В 2.5 км вверх по реке получила распространение терраса высотой 23.1 м, сложенная желтовато-бурыми песками с галькой. На расстоянии 6.5 км от нее, на правом берегу реки, располагается мощная аккумулятивная терраса высотой 43.3 м, состоящая в верхней части преимущественно из слоистых песков с редкой галькой.

Характер отложений и отсутствие в них пыльцы, спор и диатомовых позволяют предполагать, что терраса сложена флювиогляциальными осадками. По-видимому, ее площадка выработана на склоне крупного аккумулятивного тела, близкого по своему положению к краевым образованиям морской Кейвы.

15. Устье руч. Кашкаранского. Здесь представлена широкая низкая терраса высотой 6.1 м и терраса высотой 24.8 м. В 4 км к востоку, в пределах мыса Кашкаранский Наволок, отмечена сложенная красноватыми песками аккумулятивная терраса высотой 2.9 м.

16. Долина руч. Бучия. В долине ручья отмечены береговые линии на отметках 12.5 и 24.2 м. Еще выше встречены террасы высотой 36.0 и 40.3 м.

17. Мыс Корабль. Здесь представлена серия террас высотой 2.9, 11.4 и 16.0 м. Последняя до глубины 2.20 м сложена песками с рассеянной галькой. В образцах из этого разреза отмечены лишь единичные зерна пыльцы *Pinus*, *Betula sect. Albae*, *B. sect. Fructicosae* и споры *Sphagnum*.

Еще выше, на отметке 32.1 м, располагается обширная террасовая поверхность, занятая сериями невысоких, до 0.5 м, галечниковых береговых валов нескольких генераций.

18. Мыс Толстик. На этом участке наблюдалась серия образований, состоящая из четырех террас. Нижние, сложенные галькой, имеют высоту 5.4 и 8.2 м. Более высокая терраса, имеющая отметку 19.8 м, целиком выработана в коренных породах. Поверхность наиболее высокой террасы, имеющей отметку бровки 27.0 м, сменяется серией галечниковых береговых валов шириной до 2—5 м с относительными превышениями до 0.7 м, переходящих в широкую площадку с отметкой 35.7 м.

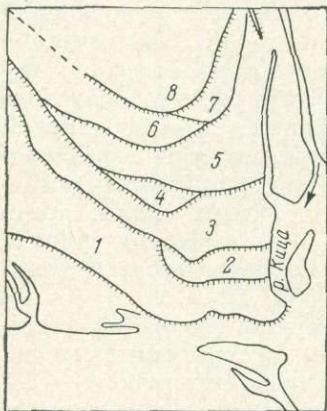


Рис. 16. Серия послеледниковых террас на правом берегу р. Кича.

Террасы и их отметки (м):
1 — 2.7, 2 — 4.4, 3 — 7.9, 4 — 10.9, 5 — 15.8, 6 — 19.4, 7 — 24.6, 8 — 27.3.

19—30. Долина р. Варзуги. В приустьевой части долины р. Варзуги, по ее левому берегу, напротив с. Кузомень, отмечены террасы высотой 2.4 и 3.8 м и широкая, частично развеянная с поверхности песчаная терраса высотой 16.4 м. Здесь же местами наблюдается еще одна отчетливо выраженная терраса, отметка которой 30.7 м.

На правом берегу р. Кича близ устья встречена серия террас, исключительно четко видимых на аэрофотоснимках (рис. 16). На местности они представлены лестницей ровных, интенсивно заболоченных поверхностей, разделенных невысокими, но крутыми уступами.

Терраса высотой 10.9 м подмыта рекой. В береговом обрыве, начиная с отметки 9.7 м, обнажаются следующие породы.

- 0.30—0.85 м — песок тонкозернистый, серо-коричневый.
- 0.85—2.25 м — песок средне- и мелкозернистый, серый, неяснослоистый, с галькой и гравием.
- 2.25—3.50 м — песок серый, тонкозернистый, с прослоями супесей мощностью до 4—5 м; книзу частота и мощность прослоев увеличивается.
- 3.50—4.00 м — супесь серая, слоистая, с прослоями суглинка мощностью до 1—2 см.
- 4.00—4.80 м — супесь коричневая, однородная.

Нижняя толща этого разреза (с глубины 2.25 м) характеризуется присутствием пыльцы хорошей сохранности. Проводившая анализ Е. М. Ельчанинова отмечает, что среди древесных пород господствует пыльца березы (*Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Fruticosae*, *B. nana* — более 50%, из них 30—35% приходится на долю *B.* sect. *Fruticosae*). Пыльца ели составляет 12—17.3%, сосны — 19—36.4%, ольхи — 30—40%. Травы представлены полынями (до 35.3%), вересковыми (до 18%), осоковыми (до 22.6%) и злаками (до 18.5%). Среди споровых преобладают многоножковые (до 54.3%), зеленые мхи (до 31.4%), сфагнум (до 25%). По результатам спорово-пыльцевых анализов возраст этой толщи устанавливается как пребореальный.

В той же толще Е. М. Вишневской отмечены единичные экземпляры *Melosira sulcata* var. *biseriata* Grun., *Rhabdonema acuminatum* var. *coronatum* (Ehr.) W. Sm. и обломки *Pinnularia* sp., *Frustulia* sp. и *Cymbella* sp. плохой сохранности.

В верхней толще осадков, соответствующей времени формирования террасы (интервал 0.00—2.25 м), среди древесных наблюдается господство

пыльцы хвойных — сосны (до 54%) и ели (до 16%). Береза составляет 18—22%, ольха — 5.0—9.6. Пыльца трав отмечена единично и представлена *Graminaceae*, *Ericaceae*, *Artemisia* sp. Среди спор преобладают *Polypodiaceae* (53.6—62.2%) и *Sphagnum* (24.8%). Возраст осадков и соответственно слагаемой ими террасы устанавливается как позднеголоценовый.

На правом берегу р. Варзуги, у т о н и К о л о н и х а, отмечены террасы высотой 5.7, 7.8 и 26.0 м. Здесь же, но на левом берегу реки, развита широкая терраса высотой 19.1 м. Она вскрыта расчисткой, в которой наблюдается следующий разрез.

- 0.20—1.30 м — песок мелкозернистый, серый, с неясно выраженной горизонтальной слоистостью.
- 1.30—2.10 м — песок средне- и мелкозернистый, светлый, с четкими ожеженными прослоями; в основании слой гравия, формирующий горизонт размыва.
- 2.10—2.60 м — супесь коричневато-бурая, слабо горизонтальнослоистая.
- 2.60—4.95 м — песок светлый, мелкозернистый, хорошо сортированный, наклоннослоистый.
- 4.95—5.30 м — песок мелкозернистый, красновато-бурый, наклоннослоистый.
- 5.30—5.45 м — супесь серовато-коричневая.
- 5.45—7.00 м — песок среднезернистый, неяснослоистый, однородный.
- 7.00—7.85 м — песок мелкозернистый, серый, субгоризонтальнослоистый.
- 7.85—7.97 м — супесь серовато-коричневая, аналогичная залегающей в интервале 5.30—5.45 м.
- 7.97—8.20 м — песок грубозернистый, красновато-коричневый, с гравием и галькой.
- 8.20—10.85 м — глина коричневая, плотная, с линзами супеси, книзу однородная.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений из этого разреза показали неравномерную насыщенность осадков пылью и спорами. Анализировавшая материал Е. М. Ельчанинова выделяет здесь два горизонта. Осадки нижнего (2.10—10.85 м) характеризуются преобладанием в составе спектров спор (50—57%). Пыльца древесных пород составляет 34—38%. Среди них доминирует пыльца березы (83.5—96.2%), представленная в основном кустарничковой формой. Пыльца других древесных — ели, сосны, ольхи — встречается единично. Травянистые растения представлены небольшим числом весьма характерных родов и семейств: полыни, маревых, эфедры и др. Среди споровых преобладают папоротники (47—58%) и зеленые мхи (31—35%). Горизонт датируется временем пребореальной климатической фазы. В его отложениях на глубине 10.00 м В. М. Вишневской отмечено пять пресноводных видов диатомовых: *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun., *Fr. pinnata* Ehr., *Cyclotella kutzingiana* Thw., *Synedra* sp., *Pinnularia gibba* Ehr. По-видимому, это свидетельствует о пресноводном характере водоема, занимавшего долину Варзуги в пребореале.

В осадках верхнего горизонта (интервал 0.00—1.70 м) преобладает пыльца древесных пород (38—64%) и споры (26—61%), пыльца трав составляет 0.5—10%. Среди древесных господствуют сосна (43—61%) и береза — *Betula* sect. *Albae*, В. sect. *Fruticosae* (2%). Пыльца ели и ольхи встречается единично. В составе трав преобладают бореальные виды, а среди споровых — *Polypodiaceae* (50—77%). Формирование данного горизонта, как и самой террасы, вероятно, можно соотносить со временем перехода от атлантической к суббореальной климатической фазе или с началом суббореальной.

Выше по долине реки серия четко выраженных морских террас наблюдалась по ее правому берегу близ о. Н е р г и н о. Высота измеренных

здесь береговых линий составляет 2.4, 11.4, 12.6, 20.5 и 26.5 м. Наибольшую ширину и наибольшее развитие по реке имеет терраса высотой 20.5 м; выше по реке, на расстоянии 2.5 км, в районе и з б «Я м а» представлены террасы высотой 7.8, 8.6, 14.7 м и наиболее мощная аккумулятивная песчаная терраса, отметка которой 44.9 м.

С наибольшей полнотой морские террасы в долине Варзуги исследованы по обоим берегам реки у с. В а р з у г а. На правом берегу реки здесь представлены террасы с отметками 21.6, 23.3, 36.2 и 50.1 м. На левом берегу реки развиты террасы высотой 13.4, 14.2, 16.9, 23.6, 29.8 и 45.0 м.

На террасах, характеризующихся отметками 14.2 и 16.9 м, Н. Н. Гуринной обнаружены стоянки человека каменного века, что позволяет говорить о формировании террас не позднее III—V тыс. до н. э., т. е. считать их образованиями позднеголоценового бассейна.

Наиболее полный разрез морских голоценовых отложений в долине р. Варзуги наблюдался в расчистке на склоне террасы высотой 45.0 м в долине р у ч. С о б а ч ь е г о, в 1 км выше места впадения его в р. Варзугу.

- 0.10—5.70 м — пески средне- и мелкозернистые, желтовато-бурые, горизонтальнослоистые, с прослойками бурой глины мощностью до 0.7 см; в основании пески обогащены галькой и гравием, формирующими горизонт размыва.
- 5.70—14.00 м — супесь красновато-бурая до коричневой, ленточноподобная; мощность «лент» до 1.5 мм.
- 14.00—16.45 м — глина сизая, с неясными прослоями красноватого оттенка, вязкая, плотная.

В отложениях, представленных в верхней части разреза, пыльца и споры отмечены единично, а диатомовые не представлены совсем. Лишь начиная с глубины 14.0 м, в сизых глинах, залегающих в основании разреза, Е. М. Ельчаниновой определено значительное количество пыльцы и спор. Среди древесных доминирует береза (*Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosa*, *Betula nana*). Пыльца хвойных — ели и сосны — составляет в среднем 10 и 25%. Травянистые растения представлены пыльной полынью (45.2—57.8%), маревых (12.2—18.3%), вересковых (15.2%) и разнотравья — розоцветных, гвоздичных и гречишных. Среди споровых доминируют многоножковые (35—67%), меньше зеленых мхов (7.3—30.8%) и сфагнума (13—32.2%).

Таким образом, в составе этого горизонта принимают участие элементы бореальной, гипоарктической и степной флор, преобладают элементы бореальной. Такой смешанный состав флоры при господстве бореальных элементов характерен для осадков пребореального возраста. Е. М. Вишневецкой отмечены холодноводные виды диатомовых — *Pinnularia lata* (Breb.) W. Sm., *P. streptoraphe* var. *minor*, четыре морских — *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz. et var. *biseriata* Grun., сенты *Grammatophora* sp., *Rhabdonema* sp., *Navicula* sp. (фрагмент створки типа *N. lyra*), два солоноватоводных вида — *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl. и *Campylodiscus echeneis* (Ehr.), несколько переотложенных палеогеновых форм — *Melosira sulcata* var. *crenulata* Grun., *Coscinodiscus payeri* Grun., *Puxilla* sp., неопределимые обломки створок *Centriceae* и обломки спикул губок. Встречены также единичные пресноводные формы *Diploneis domblittensis* var. *subconstructa* A. Cl. и пресноводно-солоноватоводная *Rhoicosphenia curvata* (Ktz.) Gr.

Смешанный характер флоры диатомовых, по-видимому, отражает условия приледникового бассейна, следы существования которого в пребореале в долине р. Варзуги уже отмечались в разрезе террасы высотой 19.1 м у тони Колониха. Сама береговая линия, существенно превышающая верхнюю границу распространения вод среднеголоценового бассейна, принимая во внимание высокую степень морфологической выраженности

террасы, может рассматриваться в качестве верхней границы распространения вод раннеголоценового бассейна.

Выше по долине р. Варзуги, в 1.65 км от северной окраины села, отмечены террасы высотой 12.0 и 31.6 м. Еще выше, у порога Парак уша, представлены террасы высотой 20.0 и 50.2 м.

Серия хорошо выраженных террас развита в районе изб Киветем и припадении в Варзугу р. Серги. В первом из этих пунктов отмечены береговые линии на высоте 17.8, 21.9 и 46.3 м. В устье р. Серги наблюдался мощный останец террасы высотой 27.4 м. Расчистка, проведенная в пределах подмытого рекой уступа останца, вскрыла следующий разрез.

0.10—3.40 м — пески мелкозернистые, коричнево-бурые и светлые, однородные, с редкой галькой, формирующие в основании горизонт размыва.

3.40—4.60 м — глина светло-серая и серая, ленточноподобная, пластичная, переходящая в основании в песок тонкозернистый, однородный, горизонтальнослоистый.

Исследование диатомовой флоры в осадках этого разреза, выполненное Е. М. Вишиневской, свидетельствует об ее крайне бедном составе. Здесь отмечены лишь морские *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz. et var. *biseriata* Grun. (единичные створки), неопределимые обломки *Centriceae* и обломки спикул губок.

Результаты спорово-пыльцевого анализа, проведенного Е. М. Ельчаниновой, подтвердили присутствие в разрезе двух разновозрастных толщ.

Нижняя толща (начиная с глубины 3.4 м, образец с глубины 4.1 м) содержит большое количество пыльцы и спор. В общем составе господствуют пыльца древесных (38.5%) и споры (41%). Пыльца трав составляет 20.5%. Среди древесных преобладает пыльца берез (*Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Fruticosae*, *B. nana*), пыльца других пород встречена в небольшом количестве (ель — 9.5%, сосна — 26.6%, ольха — 3.8%). Пыльца травянистых растений представлена большим количеством видов и семейств. Встречаются элементы бореальной флоры — вересковые, гвоздичные, солнцепет, черничник, ледум, грушанка, элементы арктической флоры — филлодоце голубая, кассиопея, луазелеурия, элементы степной флоры — полыни, часть видов маревых. В составе спор много сфагнума (20%), многогожковых. По результатам спорово-пыльцевого анализа возраст осадков данного горизонта определяется как пребореальный.

В образцах из верхней толщи отмечены только единичные зерна ели, сосны, ольхи, берез (*Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Fruticosae*, *B. nana*), злаков, полыни, зеленых мхов, сфагнума, плаунов и папоротников. Кроме единичных пыльцы и спор, в осадках в большом количестве отмечены спикулы губок и растительные остатки. По общему облику эмульсии, изучаемой под микроскопом, осадки в интервале 0.00—3.4 м можно отнести к послеледниковью.

По левому берегу р. Варзуги, в устье руч. Пертианского развиты сложенная крупновалунным материалом терраса высотой 30.1 м и скульптурно-аккумулятивная терраса высотой 51.1 м.

У порога Сухой Иовас, кроме террасы, превышающей уровень реки на 5 м и соотносимой с террасой высотой 30.1 м в устье руч. Пертианского, развита террасоподобная поверхность высотой 60.2 м, очевидно, целиком сложенная песками, частично с гравием.

В осадках этого разреза доминирует пыльца древесных пород (80%). Пыльца трав составляет 2%, споры — 18%. Среди пыльцы древесных пород господствует пыльца сосны — 63%, пыльца ели составляет 15%, берез (*Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Fruticosae*, *B. nana*) — 20%. Единично

встречается пыльца трав семейств *Onagraceae* и *Polipodiaceae*. Споры встречаются также единично и представлены сфагнумом и др. Возможен занос всей пыльцы грунтовыми водами из почвенно-растительного слоя.

В устье Аренъги, по ее левому берегу, наблюдалась неширокая, отчетливо выраженная терраса, отметка которой 49.4 м. Следующая на этом профиле террасоподобная поверхность имеет отметку бровки 60.2 м, тылового шва — 62.4 м. В закраине террасовой поверхности располагается мощный аккумулятивный вал, сложенный плохо окатанными глыбами коренных пород. Его ширина 8—15 м, абсолютная высота 66.0 м. Остроугольный характер глыб, слагающих вал, свидетельствует о том, что эта форма рельефа не подвергалась обработке морем.

На левом берегу Аренъги развита уже отмеченная на правом берегу терраса высотой 49.4 м и несколько более высокая терраса шириной до 150 м, имеющая идеально выраженную площадку с отметкой у тылового шва 54.0 м; сложена она песками.

В осадках этого разреза диатомовые не встречены. Споры и пыльца, помимо поверхностной пробы, обнаружены в образце с глубины 2.4 м. В его спектре преобладает пыльца сосны (85%), в небольшом количестве отмечена пыльца березы (2.5%). Пыльца трав и споры отмечены единично. Спектр в общих чертах характеризует состав современной растительности, поэтому определение возраста осадков затруднительно.

31. Д о л и н а р. Ч а в а н ь г и. Морские террасы занимают всю приустьевую часть долины. Прекрасно выраженная широкая терраса высотой 10.0—13.7 м подвергается интенсивному развеванию. В ее разрезе верхний горизонт морских осадков перекрывает толщу торфов, сильно разложившихся, содержащих макроостатки березы и кустарничков, подстилаемых в свою очередь более древними песчаными морскими осадками. В неглубоких котловинах, где горизонт торфа полностью снесен, а также на сниженной ветровой эрозией обращенной к реке части террасы Н. Н. Гуриной и нами обнаружены орудия и керамика, относимые к неолиту—раннему металлу.

Аналогичное строение имеет более высоко расположенная, представленная на правом берегу реки терраса, отметка которой 17.1 м. Горизонт торфа в отдалении от берега замещается почвой. На глубине 0.5—1 м он имеет мощность 0.5—0.8 м. В местах, где этот горизонт подвергается развеванию, также обнаружены разнообразные каменные орудия и керамика ямочно-гребенчатого типа, характерная для неолитических стоянок на побережье.

Наиболее широко в долине Чаванъги развита терраса высотой 24.5—25.8 м, прослеживающаяся как по течению реки, так и вверх по ее долине. На поверхности террасы, близ бровки, на северной окраине пос. Чаванъга, Н. Н. Гуриной также обнаружена неолитическая стоянка с отчетливо выраженным культурным слоем.

Терраса высотой 28.6 м наблюдалась на побережье к западу от пос. Чаванъга. Она сложена песками, в которых на глубине 0.35—0.40 м встречено небольшое количество пыльцы (сосна, береза, вересковые, споры мхов).

Далее к западу на побережье наблюдается еще одна терраса высотой 32.5 м.

32. Д о л и н а р. С т р е л ь н ы. В устье реки развиты две песчаные аккумулятивные террасы, имеющие высоты соответственно 5.7 и 7.5 м. Последняя несет на себе следы интенсивного развевания в виде вытянутых вдоль берега котловин выдувания глубиной до 2.5 м. По сообщению Н. Н. Гуриной, на дне одной из таких котловин были найдены кварцевые и кремневые отщепы и скребки, а также фрагменты асбестовой керамики, что позволяет относить данную стоянку к эпохе раннего металла. По-ви-

димому, первоначальное залегание материала связано с находящимся на глубине 0.8 м горизонтом погребенной почвы.

В 1—1.2 км от берега и по берегам реки наблюдаются две террасы высотой 24.0 и 36.0 м.

33. Д о л и н а р. Ч а п о м ы. Аккумулятивные террасы представлены по обоим берегам реки. Более низкие из них последовательно характеризуются отметками 0.6, 2.4—2.9, 6.8 и 7.9—8.0 м. По сообщению Н. Н. Гуриной, в теле последней близ поверхности наблюдается культурный слой, в котором найдены отщепы кварца и очень выразительный концевой скребок. Выше отмечены террасы 10.7, 16.6—18.3 и 21.9—23.5 м.

Последняя широко представлена в верхней части долины и образует крупный останец на левом берегу реки близ ее устья.

Характер отложений, слагающих эту террасу, можно наблюдать в естественных обнажениях на правом берегу р. Чапумы, в 1 км к северо-западу от поселка, где в разрезе, описанном в 1955 г. Е. Н. Боровининым и Н. А. Островской, представлены пески с гравием и галькой, переходящие книзу в пески, чередующиеся с глинами, и, наконец, в глины. Мощность толщи морских осадков составляет 21.2 м. В верхней части разреза нами наблюдались высыпки ракушечного детрита и довольно многочисленные обломки, среди которых С. А. Стрелковым определены *Cyprina islandica* L., *Astarte* sp., *Balanus* sp., *Macoma* sp., *Serripes* sp. Трансгрессивный характер разреза и наличие морской фауны тепловодного комплекса позволяет считать эту террасу сформированной при высоком уровне стояния бассейна тапес, в период послеледникового климатического оптимума.

Выше по долине, в 3.75 км от устья реки, получила распространение морская терраса высотой, близкой к 30 м. В основании террасы залегают морские отложения средневалдайского интерстадиала. Верхняя часть разреза сложена более молодыми морскими осадками. Согласно описанию В. Я. Евзерова, здесь представлены следующие отложения.

- 0.00—0.20 м — почвенно-растительный слой.
- 0.20—0.80 м — суглинок красновато-коричневый с галькой и валунами.
- 0.80—1.2 м — песок среднезернистый, хорошо отмытый, коричневатожелтый, с галькой и мелкими валунами.
- 1.2—1.8 м — песок тонкозернистый, светлого кирпично-красного цвета, с субгоризонтальными прослоями мелкозернистого красновато-желтого песка.
- 1.8—2.4 м — супесь светлого кирпично-красного цвета, с частыми субгоризонтальными прослоями тонкозернистого песка.
- 2.4—3.0 м — супесь светлая, коричнево-красная, с прослоями коричнево-красного суглинка.
- 3.0—3.2 м — песок мелкозернистый, светлый, коричнево-красный, с редкими зернами гравия и галькой.
- 3.2—3.7 м — супесь однородная, кирпично-красная, с галькой и линзой мелкозернистого, хорошо отмытого песка.
- 3.7—4.2 м — переслаивание супеси и мелкозернистого песка кирпично-красного цвета; в подошве — слой песка с галькой и мелкими валунами (размыв).
- 4.2—6.7 м — супесь однородная, коричнево-бурая.

Результаты палинологического исследования отложений, представленных в этом разрезе, выполнены Р. М. Лебедевой и приведены на рис. 17. Диаграмма делится на три части: нижнюю (3.0—4.0 м), среднюю (1.0—3.0 м) и верхнюю (0.5—1.0 м). По заключению палинолога нижняя и верхняя части диаграммы сходны между собой. Преобладают споры зеленых мхов (до 100%), содержание пыльцы древесных растений, кустарников, трав и кустарничков крайне мало (до 3%). В группе пыльцы древесных и недревесных растений отмечены единичные зерна ольхи, березы пушистой и извилистой, ели, карликовой березки, злаков, полыни, вересковых и др.

Средняя часть диаграммы характеризуется колебанием количества спор от 82 до 86%. Среди пыльцы древесной растительности в одних случаях преобладает пыльца древесных видов березы (49—57%), в других — ели (40%) и сосны (39%). В группе пыльцы трав и кустарничков в интервале 1.5—2.6 м максимуму пыльцы хвойных пород соответствуют находки единичных зерен пыльцы злаков, в то время как выше и ниже этого интервала содержание пыльцы кустарничков и трав высокое. В группе спор безраздельно господствуют споры зеленых мхов (до 100%). Как исключение, наблюдается несколько повышенное (до 14%) содержание спор папоротников, соответствующее максимуму пыльцы хвойных растений.

Спектры, близкие по составу со спектром средней части диаграммы, характеризуют морские отложения позднеледниковья в бассейнах р. Туломы — в долине р. Керц (Никонов, 1964) и р. Онеги — в долине р. Иксы (Девятова, 1964). Тогда в нашем разрезе лежащие выше осадки, соответствующие времени формирования самой террасы, охарактеризованные верхней частью рассматриваемой диаграммы, должны быть отнесены к началу послеледниковья (бореальное время?). Соответственно может быть датирована и сама терраса.

34. Д о л и н а р. П я л и ц ы. По обоим берегам реки близ ее устья получили распространение террасы с отметками 7.9 и 10.4—10.7 м. Последняя вскрыта расчисткой по берегу моря, в 1 км к востоку от с. Пялицы. Ее слагают следующие отложения.

- 0.04—1.00 м — песок мелкозернистый, буровато-серый, однородный, с отчетливой горизонтальной слоистостью.
- 1.00—1.33 м — торф темно-коричневый, сильно минерализованный; степень разложения более 50%; содержит макроостатки пушицы, хвощей, коры сосны и березы.
- 1.33—1.83 м — глина светло-зеленая, вязкая, книзу более плотная, в основании слоя — с большим количеством гальки и песка.
- 1.83—3.28 м — песок среднезернистый, серо-коричневый, горизонтально-слоистый, хорошо отмытый и отсортированный, с редкими зернами гравия.
- 3.28—4.08 м — песок мелкозернистый, светлый, горизонтально-слоистый.

Как видно из описания разреза, в его строении можно выделить по крайней мере четыре горизонта осадков, из которых два, соответствующих интервалам 0.00—0.99 и 1.33—1.83 м, разделены горизонтом торфа, очевидно, фиксирующим перерыв в морском осадконакоплении и в непродолжительном господстве континентального режима. Такой вывод находит подтверждение в результатах диатомового анализа осадков из этого разреза, выполненного Р. Н. Джиноридзе (рис. 18). Пробы из горизонта глин, подстилающих торф (1.33—1.83 м), характеризуются богатым видовым составом морских диатомей, составляющих более 95% всего числа форм. Здесь преобладают сублиторальные бентические и планктонные морские диатомей, а также солоноватоводные, среди которых много эстуарных форм: *Raphoneis surirella* Grun., *Diploneis interrupta* (Ktz.) Cl., *Navicula punctulata* W. Sm., *Caloneis formosa* (Greg.) Cl., *Nitzschia navicularis* (Breb.) Grun., *N. acuminata* (W. Sm.) Grun., *N. hybrida* Grun., *N. sigma* (Ktz.) W. Sm., *N. spectabilis* (Ehr.) Ralfs, *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Actinopterychus undulatus* (Baib) Ralfs, *Biddulphia aurita* (Lyngb.) Breb. et Godey.

В меньшем числе среди доминант представлены неретическо-океанические виды *Coscinodiscus curvatulus* Grun., *C. asteromphalus* Ehr., *Thalassionema nitzschioides* Grun.

В составе диатомей из этого слоя господствуют умеренно холодолюбивые северобореальные формы. В числе доминант и субдоминант участвуют южнобореальные теплолюбивые формы.

Сравнение найденных диатомей с комплексами, установленными в осадках Белого моря (Джиноридзе, 1971), позволяет сопоставлять состав диатомей из этого слоя с комплексом II, а именно с подкомплексом IIa времени климатического оптимума. В данном случае Р. Н. Джиноридзе считает наиболее правильным отнести формирование осадков к концу атлантической климатической фазы.

Формирование песчаных осадков, перекрывающих горизонт торфа (0.00—0.99 м), судя по характеру диатомовой флоры, также сформирован в морских условиях. Здесь встречаются диатомеи смешанного видового состава. Часто (особенно в поверхностной пробе) встречаются пресноводные диатомеи, обитающие на влажной земле и в болотах, это *Pinnularia borealis*, *P. viridis* и *Eunotia praerupta*. Однако в общем составе преобладают морские диатомеи (60—80%). Смешанный состав диатомовой флоры позволяет предполагать образование этих осадков в приливно-отливной зоне, что хорошо согласуется с незначительной мощностью этого горизонта.

Непосредственно в слое торфа (0.99—1.33 м) содержание морских диатомей резко снижается. Среди доминант появляются пресноводные виды, типичные обитатели болот: *Pinnularia borealis* Ehr., *P. streptoraphe* Cl., *P. viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Eunotia praerupta* Ehr. Пресноводные диатомеи преобладают и в нижнем образце из горизонта песков, кроющего торф.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений из этого разреза позволяют уточнить датировки отдельных его горизонтов и определить время формирования береговой линии на высоте 10.4—10.7 м.

На спорово-пыльцевой диаграмме, составленной Е. М. Ельчаниновой, выделяются три зоны (рис. 19). В зоне, соответствующей горизонту глины и перекрывающего ее торфа (0.99—1.83 м), в общем составе спектров преобладает пыльца древесных пород (65—88%). Среди древесных господст-

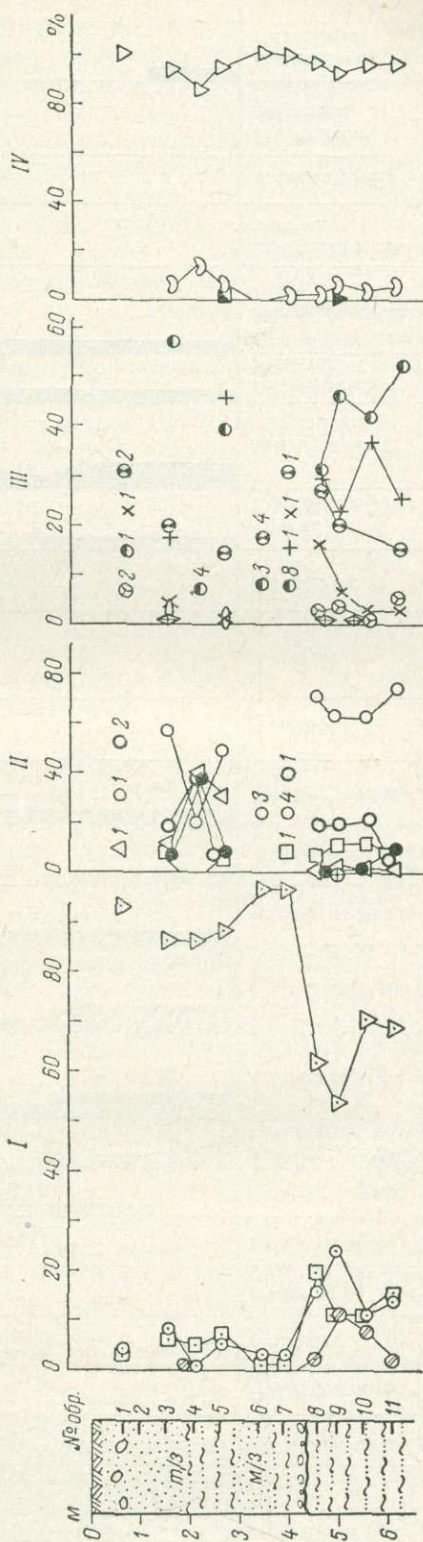


Рис. 17. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений террасы высотой 30 м в долине р. Чагомы.

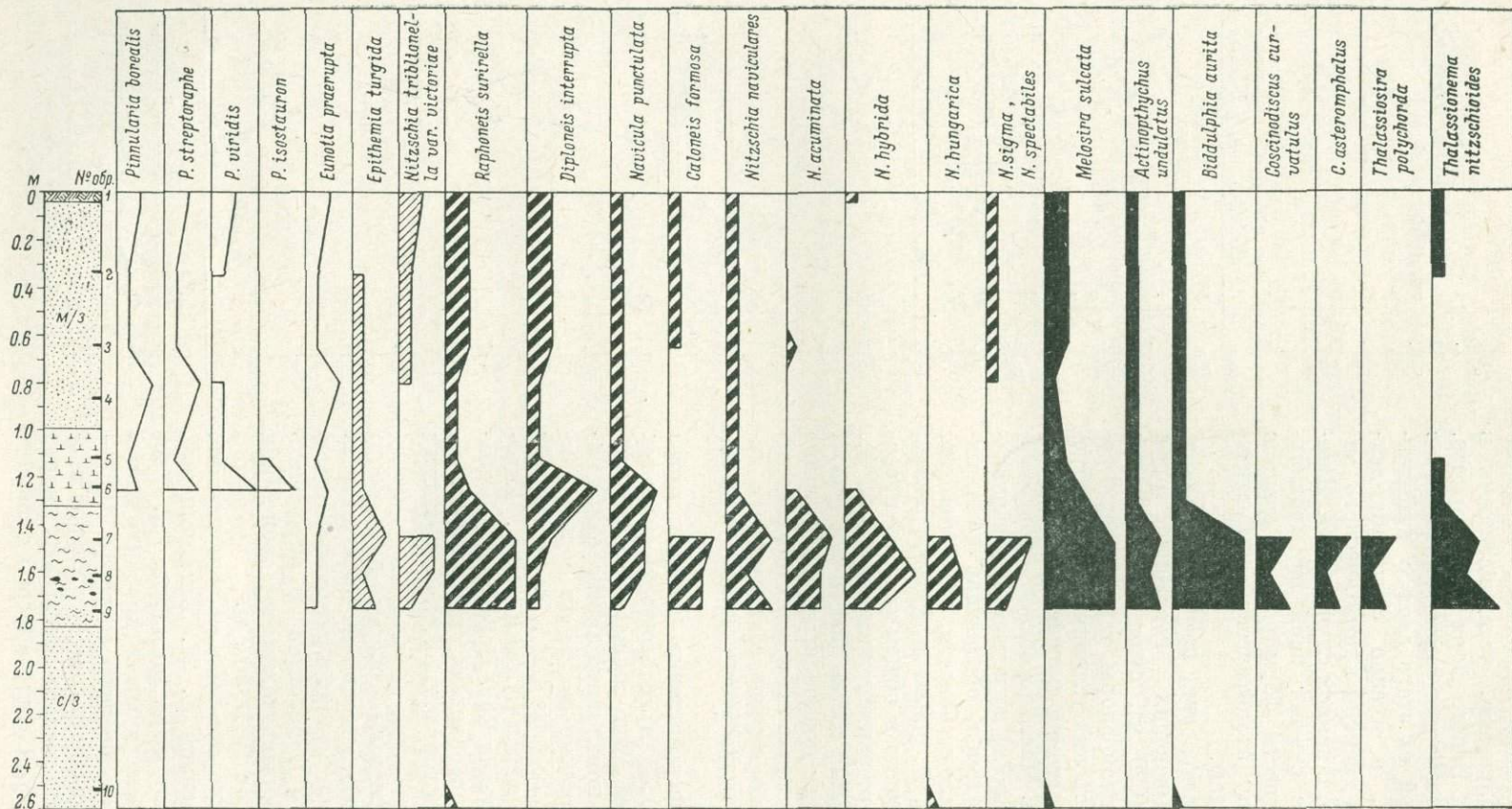


Рис. 18. Разрез и диаграмма диатомовых из отложений террасы высотой 10.4—10.7 м на берегу моря, в 1 км к востоку от устья р. Пялицы.

вует пыльца сосны (*Pinus silvestris* — 40—52%) и березы (*Betula nana*, *Betula sect. Albae* — 12—56%). В значительном количестве присутствует пыльца ели (12—40%). Среди трав преобладает пыльца злаков, осок и вересковых, а среди споровых — папоротники. Состав спектров зоны неоднороден. В образцах, отобранных из слоя глины, доминирует пыльца сосны, много пыльцы ели и злаков. В образцах, отобранных из слоя торфа, господствует пыльца березы, значительно увеличивается содержание пыльцы вересковых. Различия в составе спектров, по нашему мнению, обусловлены не изменением климатических условий, а сменой условий осадкообразования. В низинных торфах пыльца хвойных сохраняется плохо, поэтому всегда преобладает пыльца березы (или ольхи).

В зоне, соответствующей горизонту морских песков, непосредственно перекрывающих торф (0.40—0.99 м), в общем составе преобладает пыльца древесных пород, но в сравнении с предыдущей зоной возрастает значение пыльцы трав (20—48%) и спор (20—25%). Среди древесных преобладает пыльца сосны (до 58%). Пыльца ели составляет 12—18%, березы — 23—26%. В составе трав много вересковых (46—90%), злаков (до 28%) и осок (до 18%).

В зоне, соответствующей поверхностной пробе и верхнему образцу верхней песчаной толщи, затронутой процессами перевевания, в общей массе спектров доминирует пыльца трав (вересковых до 50—55%). Среди древесных много пыльцы березы (в основном *Betula sect. Fruticosae*). В меньших количествах присутствует пыльца сосны (30—38%) и ели (12—15%).

На основе результатов спорово-пыльцевого анализа горизонт торфа и подстилающих глин датируется суббореальным временем, а перекрывающая торф толщина песков — субатлантическим.

Несмотря на различные толкования возраста толщи глин (атлантический — по результатам диатомового анализа и суббореальный — по результатам спорово-пыльцевого), регрессия бассейна и установление континентального режима, в условиях которого была сформирована толщина торфа, могут быть определены соотнесены с суббореальным временем, а формирование перекрывающего торф горизонта морских песков, протекавшее в результате частной трансгрессии, как и оформленные самой террасы, — с субатлантическим временем.

Особенно хорошо в долине р. Пялицы развита терраса высотой 23.3 м, ширина ее порой достигает 2—3 км. Тело террасы вскрыто серией естественных обнажений, расположенных по правому берегу реки в 2 км выше впадения р. Усть-Пялки. Терраса сложена песчаным материалом, переходящим книзу в супеси и суглинки. С отложениями террасы связаны находки фауны комплекса *Cyprina—Astarte*, принадлежащие М. К. Граве. Это позволяет соотносить данную террасу с максимумом трансгрессии тапес, отвечающей времени послеледникового климатического оптимума.

Выше по реке встречен останец террасы высотой 28.3 м.

35. У с т ь е р. М. К у м ж е в о й. В полукилометре к западу от устья наблюдается серия аккумулятивных террас, из которых нижняя имеет высоту 5.6 м. Она сложена горизонтально залегающими, тонкозернистыми хорошо отсортированными желтовато-серыми песками. Далее, в глубь берега, тянется развеванная, постепенно повышающаяся до 6—10 м поверхность, сложенная песками.

В разрезе террасы под песками, на глубине 0.9—1.0 м, прослежен горизонт погребенной почвы, подстилаемый также песками, но разнородными. На уровне почвенного горизонта встречены остатки двух древних очагов, основания которых лежат на отметках 8.8 и 6.2 м. В котловинах развевания на поверхности рассматриваемой террасы, на расстоянии 0.5—2.5 км к западу от устья реки, Н. Н. Гуриной исследована группа стоянок, имеющих отметки 7.4, 5.6, 4.9 м. Высота пунктов находки материала

соответствует положению горизонта погребенных почв или оказывается ниже его.

Серия террас завершается неясно выраженной террасой с отметкой 13.1 м и, наконец, наиболее широко развитой в этой части берега террасой, отметка которой 21.2 м.

36. *Д о л и н а р. С о с н о в к и.* Непосредственно от берега моря поднимается терраса высотой 10.2 м, имеющая цоколь, представленный коренными породами с аккумулятивным покрытием в виде толщи крупной гальки и валунов с заполнителем — коричневыми среднезернистыми песками со щебнем.

Следующая по профилю терраса характеризуется отметками бровки 18.4 м и тылового шва — 19.8 м. Она сложена рыжеватым средне- и крупнозернистым песком с редкой плоской галькой. Тем же материалом сложена и более высокая терраса с отметкой 25.4 м. Наиболее высокая аккумулятивная поверхность «Вороньи горки», абсолютная высота ее 54.3 м, наблюдается в удалении от берега на 2—2.5 км. Она состоит из разнозернистых, наклоннослоистых песков с галькой и, по-видимому, представляет собой поверхность флювиогляциального генезиса, не подвергавшуюся воздействию моря.

37. *Д о л и н а р. С н е ж н и ц ы.* Самая низкая терраса имеет цоколь, сложенный коренными породами, и аккумулятивное покрытие, представленное буро-коричневыми песками с включением мелкой гальки. Ширина террасы достигает 0.5 км, отметка ее 7.0 м. Более высокая терраса, шириной до 250 м, также абразионно-аккумулятивная. Аккумулятивный чехол того же характера, что и на террасе, расположенной ниже. Ее отметка 22.9 м. Наиболее высокая терраса тянется далеко в глубь берега. Она целиком абразионная, отметка ее 34.0 м.

38. *Д о л и н а р. Г л у б о к о й.* Здесь распространены четыре выработанные в коренных породах абразионные террасы с отметками 6.2, 7.8, 13.6 и 20.4 м.

39. *У с т ь е р у ч. В и л о в а т о г о.* По его правому берегу очень широко развита аккумулятивная терраса с отметкой 9.3 м. На левом берегу ручья четко выражена также лишь одна морская терраса. Между берегом моря и тянущимся параллельно ему ущельем эта терраса абразионная, ее площадка срезает крутопадающие коренные породы. На северном берегу ущелья развита аккумулятивная часть террасы. С поверхности она сложена валунником и галькой высокой степени окатанности, а в нижней части разреза, судя по естественным обнажениям, — тем же материалом с небольшим количеством заполнителя — разнозернистого желтовато-бурого песка. Отметка береговой линии 15.7 м.

40. *Д о л и н а р. П ы л к и.* Наиболее низко расположенная береговая линия соответствует представленной по обоим берегам губы террасе с отметкой 3.5 м, сложенной хорошо окатанной галькой с небольшим количеством песчаного наполнителя. Более высокая терраса с отметкой 6.7 м состоит из желтовато-бурых разнозернистых песков с галькой и редкими окатанными валунами. Выше располагаются узкие (до 20 м) террасы с плотно задернованными площадками, отметки которых 8.3 и 9.6 м. По правому берегу губы, а в виде останцов и по ее левому берегу развита аккумулятивная терраса с отметкой 14.0 м. От бровки (отметка ее 11.2 м) тело террасы вскрыто расчисткой, где прослеживается следующий разрез.

0.10— 3.25 м — песок тонкозернистый, местами среднезернистый, с пропластками серых горизонтальнослоистых суглинков; в основании — горизонт окатанных валунов с гравием и грубозернистым песком (размыв).

- 3.25— 4.50 м — чередование зеленовато-серых однородных супесей и светлых тонко- и среднезернистых песков с линзами гравия и гальки и с горизонтом гальки в основании (размыв).
- 4.50—10.38 м — чередование мелкозернистых и среднезернистых песков и супесей с прослоями мелких валунов и гальки.

По данным палинологического анализа, выполненного Е. С. Малясовой, в этом разрезе (снизу вверх) можно выделить три горизонта (рис. 20). В общем составе спектров горизонта I ниже 4.5 м преобладают споры (20—76%) и пыльца травянистых растений (10—43%). Содержание пыльцы древесных колеблется от 10 до 40%. В группе древесных преобладает пыльца берез (74—90%), представленных *Betula sect. Fruticosae* (30—35%) и *B. nana* (45—55%). Значительный процент составляет пыльца ивы (6—22%). Пыльцевые зерна сосны, ели, ольхи — заносные и представлены в каждом образце в разных количествах. Среди трав преобладает пыльца разнотравья (до 65%), много пыльцы злаков (14—50%). Обращает на себя внимание постоянное присутствие пыльцы полыни (5—22%), маревых и эфедры. Среди споровых господствуют папоротники (до 90%).

Флора данного горизонта слагается видами, характерными для трех современных растительных зон — тундровой, таежной и степной. Наиболее обильно во флоре представлены гипоарктические виды, единично встречаются арктические и степные. Такой состав флоры, с учетом количественных соотношений этих элементов, свидетельствует о пребореальном возрасте осадков.

В спектрах осадков горизонта II (глубина 3.26—4.5 м) господствуют споровые — папоротники и плауны.

В осадках горизонта III (глубина 0.10—3.25 м) большое количество пыльцы и спор содержится только в верхнем образце (поверхностная проба). Преобладает заносная пыльца, местная представлена березкой, вересковыми, разнотравьем и спорами плаунов. Спектры образцов с глубины 0.4—1.55 м близки спектру поверхностной пробы, но более бедны.

Таким образом, как нам представляется, накопление этого горизонта, соответствующего времени формирования самой террасы, характеризовалось развитием на прибрежных территориях папоротниковых ассоциаций с участием плаунов, а на заболоченных участках — тех же ассоциаций с примесью сфагнумов, что представляется близким современному ландшафту побережья. Поэтому время формирования террасы можно соотносить с суббореальной—субатлантической климатическими фазами.

Терраса, расположенная выше, преимущественно абразионная, но местами несет аккумулятивное покрытие (валуны и галька); представлена она по обоим берегам реки и имеет отметку 19.2 м. За ней по профилю следует абразионно-аккумулятивная терраса с покрытием из окатанной гальки, ограниченная четким абразионным уступом с отметкой основания 23.5 м. Еще выше последовательно отмечаются три выровненные абразионные поверхности с отметками 28.4, 37.3 и 43.0 м. В пределах последней, на левом берегу р. Пялки, в 2.0 км от устья, отмечен участок аккумулятивного покрытия мощностью до 0.5 м, представленный толщей бурых суглинков.

41. Г у б а Д а н и л о в с к а я. Древнебереговые образования наиболее отчетливо представлены в ее юго-восточной части. Здесь наблюдается выработанная в коренных породах абразионная терраса шириной 30—40 м и высотой 5.4 м. Выше прослеживается распространенная по всему правому берегу губы и имеющая ширину до 0.5 км аккумулятивная, сложенная желтовато-бурыми разнозернистыми песками с галькой терраса с отметкой 8.7 м. Более высокая, сложенная тем же материалом терраса с отметкой 11.5 м представлена по обоим берегам губы и имеет ширину до 1.0 км. Еще выше по правому берегу губы в виде фрагментов наблю-

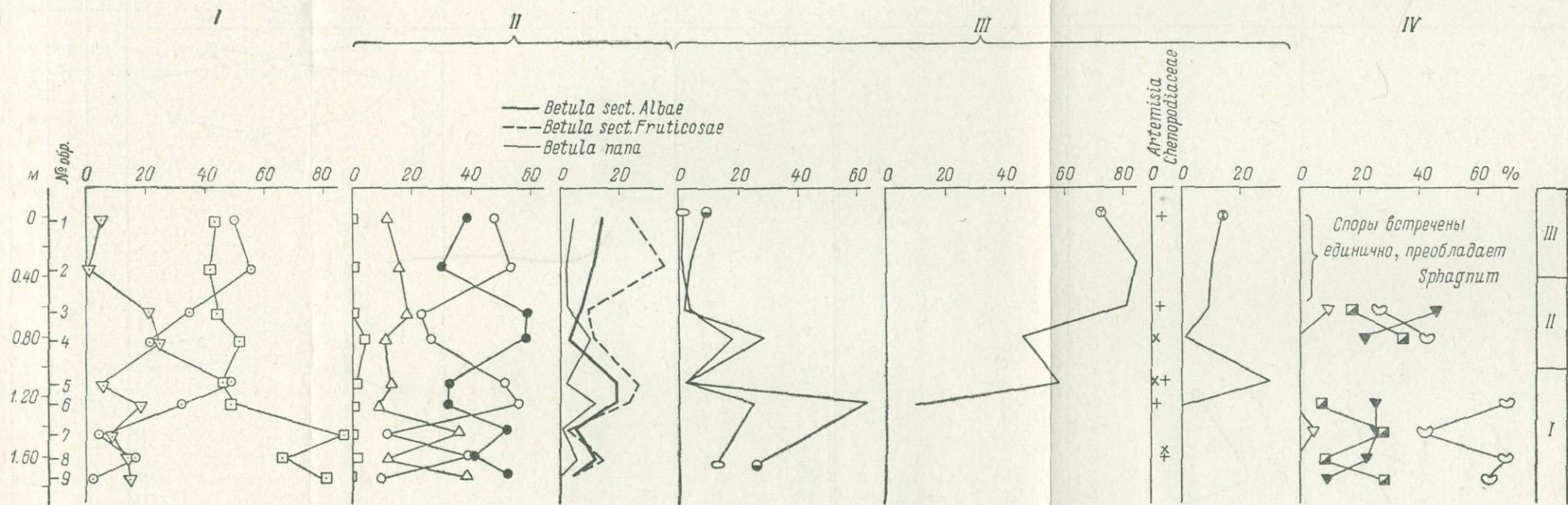


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений террасы высотой 10.4—10.7 м на берегу моря, в 1 км к востоку от устья р. Пялицы.

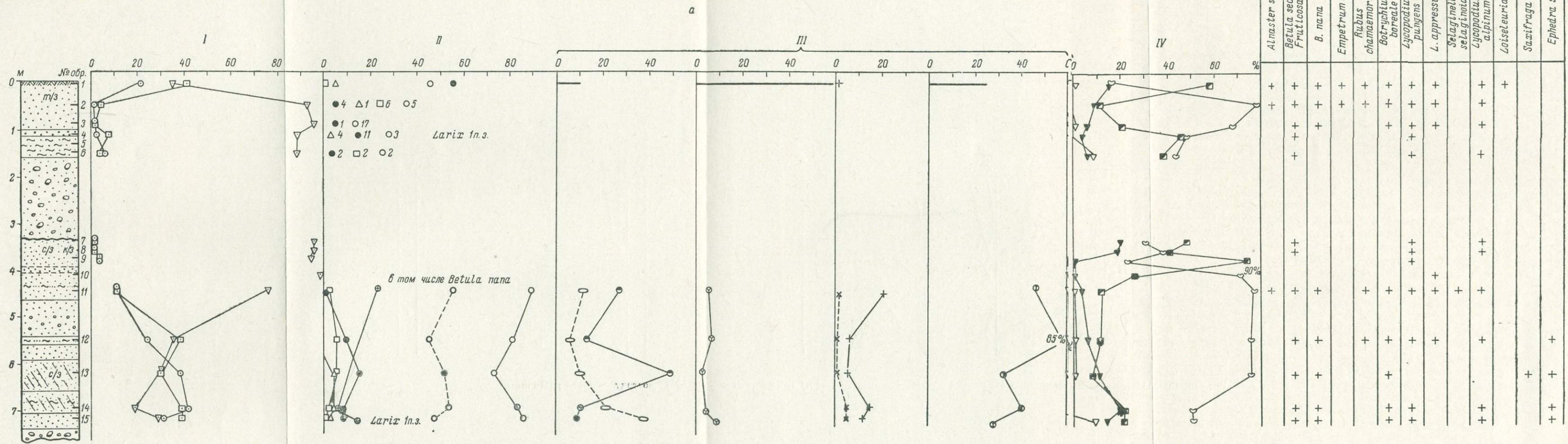


Рис. 20. Разрез, спорово-пыльцевая (а) и флористическая (б) диаграммы отложений террасы высотой 14.0 м в долине р. Пялки.

- 3.25— 4.50 м — чередование зеленовато-серых однородных супесей и светлых тонко- и среднезернистых песков с линзами гравия и гальки и с горизонтом гальки в основании (размыв).
- 4.50—10.38 м — чередование мелкозернистых и среднезернистых песков и супесей с прослоями мелких валунов и гальки.

По данным палинологического анализа, выполненного Е. С. Малясовой, в этом разрезе (снизу вверх) можно выделить три горизонта (рис. 20). В общем составе спектров горизонта I ниже 4.5 м преобладают споры (20—76%) и пыльца травянистых растений (10—43%). Содержание пыльцы древесных колеблется от 10 до 40%. В группе древесных преобладает пыльца берез (74—90%), представленных *Betula sect. Fruticosae* (30—35%) и *B. nana* (45—55%). Значительный процент составляет пыльца ивы (6—22%). Пыльцевые зерна сосны, ели, ольхи — заносные и представлены в каждом образце в разных количествах. Среди трав преобладает пыльца разнотравья (до 65%), много пыльцы злаков (14—50%). Обращает на себя внимание постоянное присутствие пыльцы полыни (5—22%), маревых и эфедры. Среди споровых господствуют папоротники (до 90%).

Флора данного горизонта слагается видами, характерными для трех современных растительных зон — тундровой, таежной и степной. Наиболее обильно во флоре представлены гипоарктические виды, единично встречаются арктические и степные. Такой состав флоры, с учетом количественных соотношений этих элементов, свидетельствует о пребореальном возрасте осадков.

В спектрах осадков горизонта II (глубина 3.26—4.5 м) господствуют споровые — папоротники и плауны.

В осадках горизонта III (глубина 0.10—3.25 м) большое количество пыльцы и спор содержится только в верхнем образце (поверхностная проба). Преобладает заносная пыльца, местная представлена березкой, вересковыми, разнотравьем и спорами плаунов. Спектры образцов с глубины 0.4—1.55 м близки спектру поверхностной пробы, но более бедны.

Таким образом, как нам представляется, накопление этого горизонта, соответствующего времени формирования самой террасы, характеризовалось развитием на прибрежных территориях папоротниковых ассоциаций с участием плаунов, а на заболоченных участках — тех же ассоциаций с примесью сфагнумов, что представляется близким современному ландшафту побережья. Поэтому время формирования террасы можно соотносить с суббореальной—субатлантической климатическими фазами.

Терраса, расположенная выше, преимущественно абразионная, по местами несет аккумулятивное покрытие (валуны и галька); представлена она по обоим берегам реки и имеет отметку 19.2 м. За ней по профилю следует абразионно-аккумулятивная терраса с покрытием из окатанной гальки, ограниченная четким абразионным уступом с отметкой основания 23.5 м. Еще выше последовательно отмечаются три выровненные абразионные поверхности с отметками 28.4, 37.3 и 43.0 м. В пределах последней, на левом берегу р. Пялки, в 2.0 км от устья, отмечен участок аккумулятивного покрытия мощностью до 0.5 м, представленный толщей бурых суглинков.

41. Г у б а Д а н и л о в с к а я. Древнебереговые образования наиболее отчетливо представлены в ее юго-восточной части. Здесь наблюдается выработанная в коренных породах абразионная терраса шириной 30—40 м и высотой 5.4 м. Выше прослеживается распространенная по всему правому берегу губы и имеющая ширину до 0.5 км аккумулятивная, сложенная желтовато-бурыми разнозернистыми песками с галькой терраса с отметкой 8.7 м. Более высокая, сложенная тем же материалом терраса с отметкой 11.5 м представлена по обоим берегам губы и имеет ширину до 1.0 км. Еще выше по правому берегу губы в виде фрагментов наблю-

дается терраса, сложенная окатанными валунами коренных пород, местами желтовато-бурыми разнозернистыми песками. Она имеет отметку 21.2 м и максимальную ширину, близкую к 100 м. Далее в полосе профиля предполагается обширная платообразная поверхность абразионного генезиса с отметкой 30.2 м.

42. Устье руч. Красного. В 1 км к юго-западу от ручья вдоль берега моря на значительном отрезке развита заболоченная с поверхности морская терраса с отметкой 43.3 м. Песчаные и галечно-песчаные осадки террасы налегают на флювиогляциальные отложения, участвующие в строении крупного останца открывающейся к морю флювиогляциальной дельты. Поверхность останца представляет собой плоскую площадку с отметкой 51.9 м, очевидно выровненную действием морской абразии. Эта поверхность коррелируется по высоте со скульптурными террасами высотой 55 м в долине р. Поноя, 52.3 м — в Панфиловском заливе и др.

Возрастная корреляция береговых образований южного побережья Кольского полуострова

В. Рамсей (Ramsay, 1898), Г. Д. Рихтер (1933), Н. И. Апухтин (1956), М. А. Лаврова (1960), А. Д. Арманд и Л. Я. Самсонова (1969) отмечали широкое развитие на южном побережье Кольского полуострова древнебереговых образований, существенно превышающих по своим отметкам охарактеризованные в предыдущем разделе работы морские террасы. Так, на юго-западе полуострова, в районе Кандалакши, М. А. Лаврова указывала положение верхней морской границы на высоте 215 м, Н. И. Апухтин — на высоте 260 м, А. Д. Арманд и Л. Я. Самсонова — на высоте 160 м. Наличие береговых образований на высотах, близких отметкам позднеледниковых морских террас, существующих на северо-западе Кольского полуострова, послужило одним из оснований для признания общности основных моментов позднеледниковой истории рассматриваемой части побережья Белого моря и Мурманского. Высоко расположенные береговые образования, отмеченные упомянутыми исследователями, наблюдались и нами в долине р. Канды, на склонах Кандалакшских тундр, в долине р. Варзуги и на востоке южного побережья полуострова. В последнем случае они представлены отчетливо прослеживаемыми по простиранию береговыми линиями на высотах 70 и 80 м с открывающимися в них, четко выраженными в рельефе, хорошо разработанными руслами водотоков.

При достаточно широком распространении береговых образований, соотносимых упомянутыми выше исследователями с образованиями древнеголоценового бассейна, нельзя не обратить внимания на отсутствие в стратиграфическом разрезе поздне- и послеледниковых отложений южного побережья полуострова палеонтологически охарактеризованных осадков этого бассейна. Действительно, после радиоуглеродного определения возраста раковинного материала из морских осадков р. Варзуги, соотносившихся А. А. Никоновым (1966) с готигляциальным бассейном, возраст их считается средневалдайским (Евзеров, Гудина, 1971). Возраст отложений, содержащих солоноватоводную диатомовую флору, распространение которых на значительных высотных отметках было установлено Н. И. Апухтиным (1956) в ряде пунктов юго-запада полуострова, также рассматривается теперь как более древний (Арманд, 1969). Весьма своеобразные в фациальном отношении, характеризующиеся специфическим комплексом фауны отложения бассейна портландия на южном побережье полуострова вообще неизвестны. В котловине Белого моря осадки времени верхнего дриаса представлены неодинаковыми по фациальному со-

ставу горизонтом, содержащим пресноводную микрофауну и диатомовые (Джиноридзе, 1968; Кириенко, 1968; Забелина, 1969).

По-видимому, верхнедриасовое похолодание вызвало увеличение масс льда в котловине моря, новое наступление льда на сушу и, вероятно, в связи с этим временную изоляцию бассейна от океана и его опреснение. Восстановление связи с океаном и осолонение бассейна имело место в более позднее время. В связи с этим интересно обратить внимание на характер разреза ледниковых и более молодых отложений близ устья руч. Лудяного, описанного М. К. Граве, палинологическое изучение которого было проведено Р. М. Лебедевой. В этом разрезе вскрыта абрадированная морена, перекрытая торфяником мощностью 1.35 м. Спектры верхней части разреза абрадированной морены характеризуют лесотундровые ассоциации и дают основание сопоставлять время формирования морены с пребореалом. Низы толщи торфа, перекрывающей морену, охарактеризованы спектрами с максимумом березы и господством разнотравно-осоково-сфагновых ассоциаций и датируются временем бореальной климатической фазы. Характер разреза позволяет прийти к выводу, что в пребореале, возможно в начале его, на юго-востоке Кольского полуострова еще продолжалось формирование морены, сопровождавшееся перемывом ее водами приледникового бассейна.

Водные осадки пребореала, вскрытые в нижних частях разрезов послеледниковых террас в долинах Пялки и Варзуги, встречены в основании террас на правом берегу р. Кицы, у тони Колониха, в долине руч. Собачьего и в устье р. Серги. Отложения характеризуются ленточноподобной слоистостью, в них присутствует комплекс холодолюбивой пресноводной диатомовой флоры. Все это дает основание считать, что в пребореале, после освобождения прибрежных акваторий Белого моря от льда, здесь получил развитие пресноводный приледниковый бассейн. Собственно морская фаза в развитии Белого моря, как это устанавливается по распространению солоноватоводной диатомовой флоры в отложениях наиболее древних террас, наступила позднее — в раннем голоцене. Такой вывод объективно согласуется со временем начала морского осадкообразования в прилегающей к южному побережью Кольского полуострова части Белого моря, соотносимым в последних работах В. С. Медведева и Е. Н. Невеского (1971а, 1971б) с бореалом. Поэтому, собственно, морские береговые образования мы рассматриваем, начиная с раннеголоценового комплекса.

Комплекс раннеголоценовых береговых образований

Береговые образования раннеголоценового бассейна широко развиты на всем южном побережье полуострова. В пределах Каңдалакшского берега, в долине р. Канды, они представлены песчаными аккумулятивными террасами высотой 43.3, 47.1 и 52.6 м. В долине р. Иовы на соответствующей высоте установлены фаунистически охарактеризованные осадки морского бассейна с пониженной концентрацией солей. По-видимому, фауна, встреченная в этих осадках, отвечает начальному этапу развития жизни в водах Белого моря.⁴ Близкий по видовому составу комплекс фауны моллюсков и усонюгих раков был известен на юге Мурманской области и ранее (см. таблицу). Она отмечалась Штернвалем (Ramsay, 1898) в районе Куолаярви (таблица, 1), С. В. Эпштейном (1941) в долине р. Иовы на высоте 45—50 м (таблица, 2), в 3—3.5 км ниже истока р. Толванд на высоте 80 м (таблица, 3), Алексеевой (Бискэ, 1959) в истоках р. Толванд на высотах 80—100 м и 120 м (таблица, 4) и Г. А. Поротовой

⁴ Наиболее древняя дата, полученная по раковинам из осадков восточной части Белого моря, 9330 ± 120 лет (Каплин и др., 1971).

(Апухтин, 1956) близ мыса Габриш на берегу Ковдозера на высоте 70 м (таблица, 5).

М. А. Лаврова (1960, стр. 218) соотносит формирование данного комплекса со второй половиной пребореального времени, с условиями регрес-

Виды	1	2	3	4	5	Зоогеографическая характеристика
<i>Littorina littorea</i> L.		+		+	+	Бореальный
<i>L. rudis</i> Mat.				+		»
<i>Macoma baltica</i> L.	+		+	+	+	»
<i>Saxicava arctica</i> L.		+	+			Аркто-бореальный
<i>Mytilus edulis</i> L.	+	+	+	+	+	Бореальный
<i>Lacuna divaricata</i> (Fabr.)		+				Преимущественно бореальный
<i>Balanus crenatus</i> Brug.				+		Аркто-бореальный

сии позднеледникового бассейна. Аналогичный по составу комплекс фауны известен по работам М. А. Лавровой (1933, 1937) и в террасовых отложениях южного Беломорья. Соответствующее времени его развития литориновое море, по данным спорово-пыльцевого и микрофаунистического анализа, сопоставляется А. И. Животовской (1960) с бореалом. Результаты датирования по C^{14} раковин *Hiatella arctica* из описанного выше разреза в долине р. Иовы также дают основание отдать предпочтение представлению о формировании наиболее древних морских террас в бореальное время.

В пределах Кандалакшских и Колвицких тундр в соответствии с датировками М. А. Лавровой (1960), Р. М. Лебедевой и Е. А. Черемисиновой (Арманд, Самсонова, 1969) береговые образования раннеголоценового бассейна распространены в интервале высот 50—90 м. Согласно с этими датировками, к береговым образованиям рассматриваемого бассейна могут быть отнесены террасы высотой 50.2 м в Колвицкой губе и террасы с отметками 52.4, 57.1, 60.8, 67.3, 74.5, 80.3, 81.1 и 83.0 м на склонах возвышенности «Спарта» на правом берегу Левгубы.

В долине р. Умбы и на всем побережье к востоку от нее самым высоким береговым образованием является морская терраса высотой 42—44 м. Она имеет отметки 42.9 м в пределах водораздела рек Черной и Куз-реки, 43.4 м — в долине р. Сальницы, в долине Варзуги — 44.9 м (избы «Яма»), 45.0 м — в долине руч. Собачьего, 45.4 м — в устье р. Ареньги, 43.0 м — в долине р. Пялки и 43.3 м — в устье руч. Красного. В долине р. Сальницы терраса сопряжена с краевыми образованиями системы внешней морской Кейвы и, очевидно, моложе ее. Эта береговая линия рассматривается в качестве верхнего, наиболее древнего уровня комплекса раннеголоценовых береговых образований и хорошо коррелируется по высоте с этим уровнем на восточном побережье полуострова, где отметки также близки 44 м (Кошечкин и др., 1971).

К числу дополнительных уровней, сформированных в ходе продолжающейся регрессии раннеголоценового бассейна, распространенных к востоку от долины Умбы, должны быть отнесены береговые линии, заключенные между охарактеризованным верхним уровнем распространения вод раннеголоценового бассейна и верхней границей распространения вод среднеголоценового бассейна. Эти уровни фиксированы террасами с отметками 40.6, 36.3 и 29.5 м в долине Умбы, 27.4 м — в долине р. Оленьицы, 40.3 и 36.0 м — в долине руч. Бучия, 32.1 м — на мысе Корабль,⁵

⁵ Указанные береговые линии, которым на мысах Корабль и Толстик соответствуют широкие террасы, покрытые береговыми валами нескольких генераций, М. А. Лаврова

35.7 м — на мысе Толстик, 27.3 м — в устье р. Кицы, 30.7 м — на левом берегу р. Варзуги у Кузомени, 29.8—31.6 и 36.2 м — у с. Варзуга, 30.1 м — у порога Сухой Иовас, 32.5 — в долине р. Чаваньги, 36.0 * и 30 м * — в долине р. Стрельны,⁶ 30 м* — в районе с. Чапома, 28.3 м — в долине р. Пялицы, 25.4 м — в долине р. Сосновки, 30.4 м — в долине р. Снежицы, 28.4 и 37.3 м — в долине р. Пялки и 30.2 м — в долине руч. Даниловского.

Как было показано, террасы высотой 27.4 м в долине р. Оленицы и высотой 30 м в долине р. Чапомы по данным спорово-пыльцевого анализа датируются бореальным временем. Это дает основание соотносить с бореальным временем по крайней мере все более низко расположенные береговые линии рассматриваемого комплекса. Если же принять во внимание бореальный возраст верхней террасы комплекса, обосновываемый высотной корреляцией этой береговой линии в пределах всей восточной половины полуострова, то становится возможным датировать этим временем и все террасы рассматриваемого комплекса.

Как известно, регрессия раннеголоценового бассейна была весьма глубокой и в течение части бореального времени его уровень был значительно ниже современного (Авилов, 1956; Лаврова, 1960, 1968). Однако в кровле раннеголоценовых осадков мы не наблюдаем отчетливо выраженного перерыва и континентальных отложений, разделяющих ранне- и среднеголоценовые морские осадки, как это имеет место в южном Беломорье, где бореальные и атлантические отложения разделены горизонтом торфа значительной мощности (Лаврова, 1933, 1937; Животовская, 1960).

Комплекс среднеголоценовых береговых образований

В вершине Кандалакшского залива положение береговой линии, соответствующей верхней границе распространения вод среднеголоценового бассейна, было установлено на основании результатов спорово-пыльцевого анализа отложений террас высотой 40.1 и 32.6 м и данных датирования радиоуглеродным методом древесины из низов разреза террасы высотой 32.6 м. Обе эти террасы сформированы в течение атлантического времени, в фазы высокого стояния уровня бассейна, последовавшие за трансгрессивной фазой, осадки которой вскрыты в низах разреза террасы высотой 32.6 м и претерпели местный размыв перед аккумуляцией осадков, представленных в верхней части разреза этой террасы и в разрезе террасы высотой 40.1 м. Возраст, 6820 лет, полученный на основании анализа нижней толщи атлантических осадков, позволяет соотнести ее с первой частью трансгрессии среднеголоценового бассейна тапес I (по Мартинуссену). Тогда верхняя толща должна быть соотнесена со следующей по времени фазой трансгрессии — тапес II (по Мартинуссену). Соответственно датируется и береговая линия, наиболее отчетливо выраженная в виде террас, развитых в долинах и губах к востоку от Кандалакши и имеющих высоту 43.5 м на южном склоне горы Крестовой, 44.2 м — в долине р. Колвицы и 44.0 м — в Левгубе, на склонах возвышенности «Спарта».

В долине р. Умбы наиболее отчетливо выраженная и широкая терраса, которая может рассматриваться в качестве верхней границы распространения вод среднеголоценового бассейна, характеризуется отметкой 24.4 м.

(1960, стр. 140) соотносит со временем регрессии литорина, ошибочно указывая их высоту 54—68 м.

⁶ Здесь и далее высоты береговых линий, отмеченные звездочкой, заимствованы из работы М. К. Граве (1972).

В восточном направлении эта терраса отмечена в долинах р. Оленицы (24.5 м), руч. Кашкаранского (24.8 м), руч. Бучия (24.2 м), на левом берегу р. Варзуги близ устья р. Кицы (24.6 м), у тони Колониха (26.0 м), у о. Нергино (26.5 м), в устье р. Серги (27.4 м), в долинах рек Чаваньги (24.4 м), Стрельны (24.0 м), Чапомы (24.4 м), Пялицы (23.3 м) и Пялки (23.5 м). В долинах Чапомы и Пялицы, где терраса вскрыта естественными обнажениями, наблюдается ее сложный, представленный неоднократным чередованием пачек песков, супесей, суглинков и глин разрез, в верхах которого отмечена теплолюбивая фауна комплекса *Astarte—Cyprina*, указывающая на формирование поверхности террасы в период послеледникового климатического оптимума, что подтверждает правильность корреляции.

Береговые линии, наблюдающиеся ниже верхней границы распространения среднеголоценового бассейна, по-видимому, сформированы в ходе регрессии этого бассейна или принадлежат частным трансгрессивным фазам, имевшим место уже после климатического оптимума. В западной части побережья такие береговые линии представлены в виде скульптурной террасы с отметкой 34.1 м в долине р. Канды и 33.9 м — у пос. Проливы. Эти террасы развиты также в долине р. Варзуги, в устье р. Кицы (19.4 м), у о. Нергино (20.5 м), у с. Варзуга (21.6 и 23.3 м), у порога Паракуша (20.0 м), у изб Киветем (21.9 м).

По данным М. А. Лавровой (1960, стр. 141), отложения террасы высотой 19—20 м содержат фауну широкого экологического диапазона. Рассматриваемые береговые линии особенно хорошо развиты в восточной части побережья, в долинах рек Чапомы (20.5 м), М. Кумжевой (21.2 м), Сосновки (19.8 м), Глубокой (20.4 м), Пялки и руч. Даниловского (21.2 м).

Комплекс позднеголоценовых береговых образований

В вершине Кандалакшского залива, у пос. Проливы, отложения позднеголоценового бассейна трансгрессивно налегают на размытую поверхность осадков приледникового бассейна, формируя широкую террасу с отметкой 22.9 м. Близкая по высоте, хорошо выраженная терраса описывалась С. В. Эпштейном (1934) в долине р. Нивы и по берегам Ковдозера. Нами на аналогичных отметках прослежена терраса на склонах горы Крестовой на высоте 24.1 м и в долине р. Колвицы на высоте 21.1 м. По данным А. Д. Арманда, разрез этой террасы до глубины 3.5 м представляет собой регрессивную серию осадков от крупнозернистых песков в верхней части до легкого суглинка в нижней. Минимум пыльцы древесных пород, наблюдающийся в песчаной серии, связывается с суббореальным похолоданием.

К востоку от массивов Кандалакшских и Колвицких тундр, согласуясь с положением верхней границы распространения среднеголоценового бассейна, верхняя граница позднеголоценового бассейна проходит существенно ниже. По нашим представлениям, ей соответствует терраса, имеющая на берегах Левгубы высоту 17.1 м, в долине р. Оленицы 17.9 м, в долине р. Варзуги у Кузомени 16.4 м, у с. Варзуга 16.9 м, у изб Киветем 17.8 м и в долине р. Чаваньги 17.5 м.

Эта береговая линия может определенно рассматриваться как трансгрессивная. Формирование верхней толщи отложений, слагающих террасу, безусловно связано с положительным перемещением береговой линии.

В пределах Терского берега более отчетливо выражена береговая линия на высоте 15—16 м. В Пильской губе она установлена на высоте 15.2 м, в долине Кузреки — на 14.4 м, в долине Сальницы — на 14.9 м,

в районе мыса Корабль — на 16.0 м, в долине р. Кицы — на высоте 15.8 м и в долине руч. Виловатого — на 15.7 м. В долине р. Кузреки отложения этой террасы также охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами суббореального времени. Дополнительные уровни, сформированные в ходе регрессии позднеголоценового бассейна, устанавливаются на отметках 17.7 м на берегу Кандагубы у пос. Проливы, 16.8 м — у с. Колвица, 11.7 м — в Левгубе, 12.5 м — в долине руч. Бучия, 11.4 м — у мыса Корабль, 12.6 м — в долине р. Варзуги, 14.7 м — у о. Нергино, 13.4 м — у изб «Яма», 14.4 м — у с. Варзуга, 13.7 м — в долине р. Чаваньги, 14 и 13 м — в районе Тетрино, 13 м — в долине р. М. Кумжевой, 13.6 м — в долине р. Глубокой и 14.0 м — в долине р. Пялки. В последнем пункте отложения, слагающие верхнюю часть разреза террасы, также охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами суббореального времени.

Ниже отмеченных террас устанавливается трансгрессивная линия, представленная в виде хорошо развитой террасы на отметках, близких к 10 м, и соотносимая, по данным спорово-пыльцевого анализа осадков, участвующих в ее строении в Пильской губе и в долине р. Кицы, уже с субатлантическим временем. Эта терраса представлена в долине р. Нивы (9.8 м), на южном склоне горы Крестовой (10.0 м), в долине р. Колвицы (10.9 м), в Пильской губе (10.5 м), в долинах рек Оленицы (10.3 м), Варзуги (в устье Кицы — 10.9 м, у о. Нергино — 11.4 м, у с. Варзуга — 12.0 м), Чапомы (10.7 м), Пялицы (10.6 м), М. Кумжевой (9.7 м), Сосновки (10.2 м) и Пялки (9.6 м).

Трансгрессивная природа этой береговой линии с несомненностью устанавливается на основании анализа строения этой террасы в приустьевых частях долины рек Чаваньги, Стрельны, Пялицы и М. Кумжевой, где отложения, участвующие в строении верхней части разреза террасы, представлены морскими песками, трансгрессивно налегающими на горизонт торфа и погребенных почв, лежащих на размытой поверхности более древних морских осадков. К горизонту погребенных почв приурочены следы стоянок, в составе инвентаря которых многочисленные орудия из кварца, роговика и кремния, а также фрагменты керамики, позволяющие датировать время регрессии эпохой раннего металла.

Таким образом, береговая линия на высоте 10 м сформирована в результате относительно недавнего положительного перемещения береговой линии.

С последующей регрессией бассейна связано формирование террас на высоте 8.8 м у пос. Проливы, 4.4 м — на склонах горы Крестовой, 8.1 м — в устье р. Колвицы, 5.8 и 4.4 м — на берегах Левгубы, 7.1 и 5.1 м — на берегах Пильской губы, 4.2 м — в долине р. Умбы, 4.6 м — в долине р. Черной, 6.8 м — в долине р. Кузреки, 4.9 м — в долине р. Оленицы, 6.4 и 4.6 м — в долине р. Сальницы, 6.1 м — в долине Кашкаранского ручья, 8.2 и 5.4 м — у мыса Толстик, в долине р. Варзуги (2.4 и 3.8 м — у Кузомени, 2.7, 4.4 и 7.9 м — в устье р. Кицы, 5.7 и 7.8 м — у тони Колошиха, 2.4 м — у о. Нергино, 7.8 и 8.6 м — у изб «Яма»), 7.9 и 4.4 м — в долине р. Кицы, 8* и 7 м* — близ устья руч. Лиходеевского, 7.8 и 6.2 м — в долине р. Глубокой, 8.3 и 6.7 м — в долине р. Пялки и 8.7 и 5.9 м — в долине руч. Даниловского.

Некоторые дополнительные критерии для корреляции позднеголоценовых образований могут быть получены в результате анализа положения связанных с ними археологических памятников. Однако материал многих стоянок маловыразителен, и это затрудняет его датировку. В принципе неолитические памятники эпохи раннего металла к востоку от долины р. Умбы занимают все террасы среднеголоценового и позднеголоценового комплексов до отметки 5.4 м, ниже которой встречены только лабиринты. Однако можно наметить два интервала наиболее частой

встречаемости памятников: на высотах 13—17 и 5.7—11 м. Судя по возрасту сравнительно немногих определенно датированных стоянок, для первого из указанных интервалов характерны неолитические стоянки, а для второго — стоянки эпохи раннего металла. Это согласуется с представлением М. А. Лавровой (1958) об отнесении неолитических стоянок к начальному периоду регрессии среднеголоценового бассейна, а стоянок эпохи раннего металла — к периоду регрессии позднеголоценового бассейна.

Обращает на себя внимание также отсутствие археологических памятников на поверхности террас, сформированных в отдельные трансгрессивные фазы развития позднеголоценового бассейна. Последней из таких фаз соответствует терраса высотой 3.3—3.7 м, фрагменты которой представлены по всему рассматриваемому побережью полуострова. В устье р. Колвицы, где эта терраса характеризуется отметкой 3.3 м, в ее разрезе, как было показано, также наблюдается горизонт торфа, перекрытый трансгрессивно лежащими более молодыми осадками. Эта терраса установлена также в Пильской губе (5.7 м), в устье Кузреки (3.4 м), на левом берегу р. Варзуги у Кузоmeni (3.8 м), у с. Тетрино (3.5 м*), в устье руч. Лиходеевского (3 м*), в долине р. Пялки (3.5 м).

С последующим отрицательным перемещением береговой линии связаны наиболее низкие террасы в долине р. Оленицы (1.6 м), на мысе Корабль (2.9 м), в устье р. Киды (2.7 м), на левом берегу р. Варзуги у Кузоmeni (2.4 м), у с. Тетрино (3* и 2 м*) в устье р. Стрельны (1.8 м), в устье р. Чапомы (2.4 и 0.6 м) и к востоку от него (2.0* и 1.5 м*).

Заключение

Предпринятая хронологическая корреляция береговых образований южного побережья Кольского полуострова позволяет рассмотреть ход изменений уровня Белого моря в течение примерно последних 9500 лет, проследить изменения высотного положения выделенных комплексов ранне-, средне- и позднеголоценовых береговых линий и на этой основе определить характер и амплитуды молодых тектонических деформаций в хронологические подразделения голоцена.

Анализируя изменения уровня Белого моря в голоцене, зафиксированные в высотном положении и особенностях строения террас, следует оговориться, что в настоящий момент существуют две точки зрения по этому вопросу. В. Рамсей (Ramsay, 1926) и В. Таннер (Tanner, 1930), рассматривавшие проблемы формирования береговых линий во взаимодействии изостатического поднятия суши и эвстатического поднятия уровня океана, полагали, что формирование главных, наиболее отчетливо выраженных береговых линий происходило в моменты, когда поднятие уровня моря не отставало от поднятия суши, т. е. когда скорости и направления перемещений совпадали. Наивысшие положения поздне- и послеледниковых бассейнов — готигляциального, портландия, фолас, тапес I и II, тривия и остреа I и II — рассматривались как трансгрессивные уровни.

Более поздние исследования береговых образований Фенноскандии, выполненные М. Мартинуссеном (Marthinussen, 1960) и Б. Г. Андерсеном (Andersen, 1968), показали, что темп изостатического поднятия земной коры всегда опережал эвстатическое поднятие уровня океана. В качестве доказательства отмечается отсутствие прослоев континентальных отложений в разрезе морских осадков. До настоящего времени не были установлены такого рода следы перемещений береговой линии и на северном и на северо-восточном побережьях полуострова. Соответственно и ход измене-

ния уровня моря в позднеледниковое время представлялся в виде единой регрессии, осложненной в послеледниковое время серией трансгрессий. Подобная картина рисовалась А. Д. Армандом и Л. Я. Самсоновой (1969) и для Белого моря.

Однако такого рода представление об изменении уровня Белого моря в послеледниковое время нуждается в существенных уточнениях. Прежде всего, при отрицательном перемещении береговой линии в течение бореального времени уровень моря в какой-то отрезок времени был весьма низким, а по представлению И. К. Авилова (1956), М. А. Лавровой (1960) и А. И. Животовской (1960), значительно ниже современного. В пределах южного побережья Кольского полуострова признаки отрицательного перемещения береговой линии того времени пока не установлены. Далее последовала серия трансгрессий, приходящихся на атлантическое время. Фактический материал позволяет говорить пока о двух таких трансгрессиях. Отложения первой датированы временем до климатического оптимума. Осадки второй, залегающие на размытой поверхности отложений первой фазы, представленные преимущественно в низах разреза более молодых террас в западной части побережья и формирующие наиболее отчетливо выраженную береговую линию в восточной части побережья, судя по характеру фауны, соответствуют или близки времени климатического оптимума.

В ходе изменения уровня позднеголоценового бассейна в последние две трети суббореального и в субатлантическое время устанавливаются три фазы относительно резкого падения уровня, сопровождавшиеся образованием на осушившейся части побережья континентальных осадков — почвообразованием и торфообразованием. За каждой из таких регрессивных фаз следовала фаза трансгрессии. Первые две из этих трансгрессивных фаз датируются по комплексу археологических и геоморфологических данных соответственно III—II тыс. до н. э. и серединой I тыс. н. э. Третья трансгрессивная фаза, судя по положению соответствующей ей по времени береговой линии, лежащей ниже границы распространения памятников эпохи раннего металла, наиболее вероятно имела место в конце I—начале II тыс. н. э. С учетом всех этих данных изменения уровня Белого моря представлены на рис. 21. Поскольку приведенный график отражает ход изменения уровня моря на всем побережье, кривая уровня имеет вид не линии, а полосы меняющейся ширины. Ширина полосы соответствует диапазону высот, в котором встречены одновозрастные террасы в различных частях побережья.

Уже простое сравнение высотного положения комплексов береговых линий ранне-, средне- и позднеголоценового бассейнов в западной и восточной частях побережья полуострова показывает, что область побережья испытала неравномерное поднятие. В западной части побережья, включая горные сооружения Колвицких и Кандалакшских тундр, а также на побережье к востоку от них, вплоть до Левгубы, устанавливается повышенное положение береговых линий по сравнению с их аналогами к востоку от Левгубы. Ограниченное число исследованных пунктов распро-

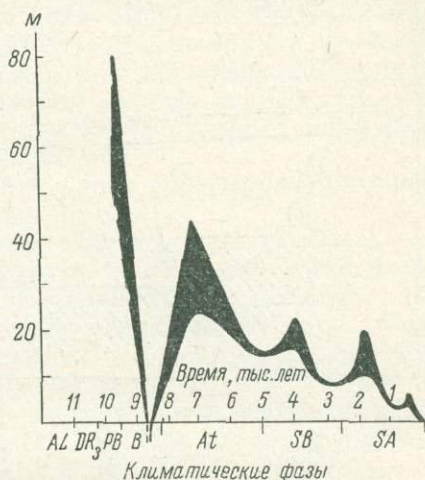


Рис. 21. График изменения уровня Белого моря в послеледниковое время.

странения морских террас в западной части побережья (в вершине Кандалакшского залива и в пределах Кандалакшских и Колвицких тундр) не позволяет детализировать картину поздне- и послеледникового поднятия в этом районе. По-видимому, в позднеледниковое время здесь имело место увеличение амплитуд поднятия в юго-западном направлении. По мере сокращения роли гляциоизостатического фактора более активно проявлялась собственно тектоническая компонента движений. Активизация тектонических движений обусловила дифференцированное поднятие блока Кандалакшских и Колвицких тундр, включая часть побережья

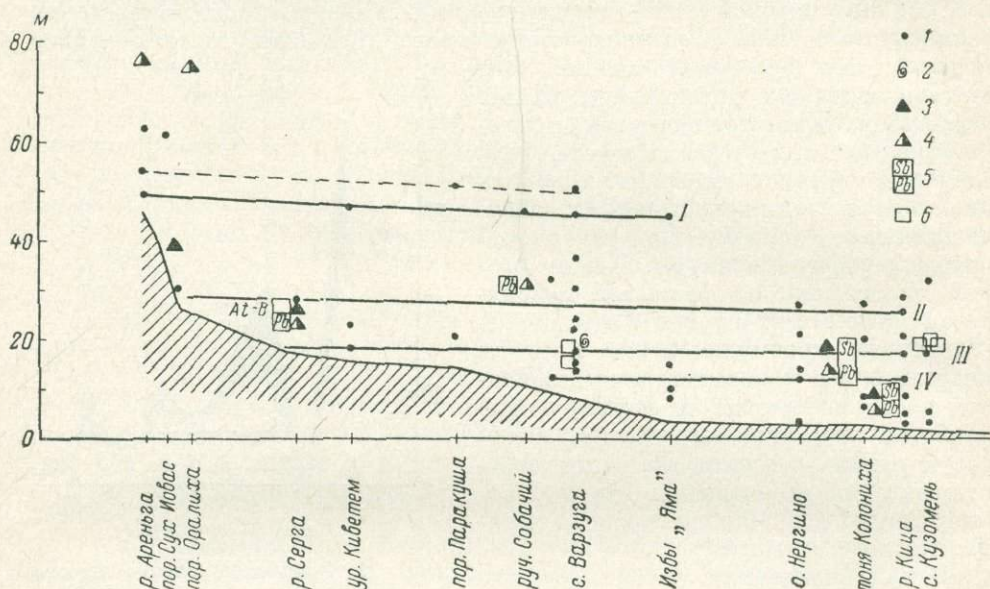


Рис. 22. Диаграмма береговых линий послеледниковых бассейнов в долине р. Варзуги.

I — наивысшая береговая линия раннеголоценового бассейна; II — наивысшая береговая линия среднеголоценового бассейна; III — наивысшая береговая линия позднеголоценового бассейна; IV — дополнительная трансгрессивная линия позднеголоценового бассейна; 1 — террасы; 2 — находки фауны; 3 — находки морских диатомовых; 4 — находки пресноводных диатомовых; 5 — положение разрезов, датированных по данным спорово-пыльцевого анализа; 6 — неолитические стоянки.

к востоку от них, вплоть до мыса Шомбач. Еще далее к востоку высотное положение комплексов береговых линий и соотношения между ними остаются неизменными на всем протяжении, от долины р. Умбы вплоть до восточного побережья полуострова. Это позволяет внести существенные коррективы в данные о количестве и возрастных соотношениях террас восточной половины южного побережья полуострова, опубликованные недавно М. К. Граве (1972).

Нами не устанавливается тенденция к понижению береговых линий с запада на восток; не подтверждаются и местные изломы профиля террас, вывод о которых, по-видимому, был сделан в случаях, когда та или иная терраса не была встречена на профиле, в результате чего терраса, расположенная ниже, коррелировалась с отмеченной в соседних пунктах более высокой террасой. На основе этого возникло ложное впечатление о «депрессии» уровней. Так, представление о депрессии береговых линий в долине р. Стрельны появилось на основании неправильного сопоставления береговой линии, соответствующей верхней границе раннеголоценового бассейна, развитой к западу от устья р. Стрельны, с более молодым уровнем, сформированным в ходе регрессии этого бассейна к востоку от устья реки, соотношения верхней береговой линии позднеголоценового

бассейна, представленной к востоку от пос. Тетрино, с более молодой трансгрессивной линией в устье Стрельны, и т. п.

Установленный факт равномерного поднятия земной коры в восточной части южного побережья полуострова подтверждает высказанную нами ранее точку зрения о том, что земная кора в пределах восточной половины Кольского полуострова в поздне- и послеледниковое время поднималась в виде единого блока, не нарушенного в пределах побережья дифференцированными движениями.

Диаграмма береговых линий послеледниковых бассейнов в долине р. Варзуги (рис. 22) наглядно свидетельствует о равномерном и постепенном увеличении высот береговых линий в направлении, перпендикулярном оси поднятия Кольского полуострова. При этом значения скоростей поднятия земной коры на этом участке сопоставимы с таковыми в районах поднятий, не испытавших воздействия гляциоизостатического фактора. Поэтому справедливо представление об участии рассматриваемой области побережья в сводовом тектоническом поднятии, не осложненном движениями гляциоизостатической природы.

Изучение террас и береговых линий южного побережья Кольского полуострова позволяет сделать ряд выводов.

1. Формирование верхней границы моря в исследованном районе протекало в ходе регрессии морского бассейна не ранее конца пребореального—начала бореального времени. Положение верхней границы моря устанавливается значительно ниже, нежели предполагали М. А. Лаврова, Н. И. Апухтин и А. Д. Арманд, и контролируется на западе высотами 80—100 м, а на востоке района 35—44 м.

2. Датировка древних комплексов морских террас в восточной части района оказывается отличной от оценок М. А. Лавровой в сторону омоложения.

3. Изменения уровня Белого моря за последние 9500 лет проходили с общей тенденцией к снижению. На фоне отрицательного перемещения береговой линии, начиная с атлантического времени, имели место положительные перемещения небольшой амплитуды.

4. Анализ высотного положения голоценовых террас свидетельствует, что в восточной половине побережья высоты однообразных террас одинаковы, т. е. поднятие восточной половины Кольского полуострова близко к равномерному. В западном направлении происходит скачкообразное увеличение высот террас, подтверждающее дифференцированное поднятие земной коры в районе Кандалакшских и Колвицких тундр. Плавного «перекоса» береговых линий не наблюдается.

5. Равномерное поднятие земной коры в пределах восточной половины южной части Кольского полуострова не связано с компенсационными движениями гляциоизостатической природы и, возможно, обусловлено собственно тектоническими причинами.

ЛИТЕРАТУРА

- А в и л о в И. К. Мощность современных осадков и послеледниковая история Белого моря. — Тр. Инст. океаногр., вып. 31, 1956.
- А п у х т и н Н. И. Новые данные о распространении морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время в Северной Карелии. — Материалы по четверт. геол. и геоморф. СССР, вып. 1, 1956.
- А р м а н д А. Д. Паудорфский межстадиал в юго-западной части Мурманской области. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., «Наука», 1969.
- А р м а н д А. Д., С а м с о н о в а Л. Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши. — Там же.
- Б и с к э Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, изд. Карельск. фил. АН СССР, 1959.

- Бискэ Г. С., Горюнова Н. Н., Лак Г. Ц. К характеристике голоценовых отложений Карелии. — В кн.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961.
- Введенский Л. В. Рельеф южной части Кольского полуострова. — Изв. Гос. геогр. общ. СССР, т. 66, вып. 6, 1934.
- Вострухина Т. М., Ладышкина Т. Е. Новые данные по изучению четвертичных отложений Кемского района в Карелии. — ДАН СССР, т. 155, № 3, 1964.
- Говберг Л. И. Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Белого моря. — Океанология, т. X, № 5, 1970.
- Горецкий Г. И. О местонахождении фауны морской регрессии *Littorina oceanica* на побережье Белого моря. — Природа, № 10, 1940.
- Граве М. К. Поздне- и послеледниковые террасы и движения земной коры на юго-восточном побережье Кольского полуострова. — В кн.: Кольский геофизический полигон. М., «Наука», 1972.
- Гурина Н. Н. Результаты археологического обследования южного побережья Кольского полуострова. — Крат. сообщ. Инст. истории материальной культуры, вып. XXI, 1947.
- Гурина Н. Н. О датировке каменных лабиринтов Белого и Баренцева морей. — Матер. и исслед. по археол. СССР, № 39, 1948.
- Девятова Э. И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онега. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Джигоридзе Р. Н. Материалы к изучению диатомей в донных осадках Белого моря. — Матер. симп. «Кайнозойская история Полярного бассейна», Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Джигоридзе Р. Н. Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене. Автореф. канд. дисс. Л., 1971.
- Евзоров В. Я., Гудина В. И. Межледниковые отложения Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., «Наука», 1971.
- Животовская А. И. Молодые тектонические движения в южном Беломорье. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 29, 1960.
- Забелина Э. К. Диатомей в осадках северной части Белого моря. — В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.
- Каплин П. А., Гракова И. В., Паруниц О. Б., Федоров Е. В., Шлюков А. И. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР. — Вестн. МГУ, география, 4, 1971.
- Киряченко Е. А. Распределение фораминифер в донных отложениях Белого моря. — Матер. к симп. «Кайнозойская история полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов». Л., изд. Геогр. общ. СССР, 1968.
- Кощечкин Б. И., Кудлаева А. Л., Первуинская Н. А., Самсонова Л. Я. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на северном и северо-восточном побережье Кольского полуострова. Л., «Наука», 1971.
- Лаврова М. А. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. — Тр. Геол. инст. АН СССР, т. III, 1933.
- Лаврова М. А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья Ваги до Конецгорья. — Тр. Советск. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. I, 1937.
- Лаврова М. А. К вопросу об эпейрогенических колебаниях Кольского полуострова в четвертичном периоде. — Тр. Советск. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. IV, 1939.
- Лаврова М. А. Четвертичная геология. — В кн.: Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. Геологическое описание. М., Гос. научно-техн. изд. лит. по геол. и охране недр, 1958.
- Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лаврова М. А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря. — В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968.
- Малысова Е. С. О стратиграфии донных осадков Белого моря. — В кн.: Голоцен. М., «Наука», 1969.
- Медведев В. С., Невесский Е. Н. О развитии осадкообразования в поздне- и послеледниковое время на Белом море. — В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., «Наука», 1971а.
- Медведев В. С., Невесский Е. Н. Основные этапы осадкообразования в Белом море в верхнечетвертичное время. — В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971.

- Медведев В. С., Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербак Ф. А. Рельеф и история формирования в голоцене южного побережья Кольского полуострова. — Океанология, т. 8, вып. 2, 1968.
- Никонов А. А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. Л., «Наука», 1964.
- Никонов А. А. Стратиграфия и палеогеография антропогена Кольского полуострова и прилежащих областей. — В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.
- Рихтер Г. Д. Материалы и география р. Нивы. — Тр. Совета по изуч. произв. сил, сер. Кольская, вып. 6, 1933.
- Рихтер Г. Д. Результаты геоморфологической рекогносцировки в бассейнах рек Варзуги и Пооя. — Тр. Инст. физ. геогр. АН СССР, вып. 19, 1936.
- Эпштейн С. В. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-го листа 10-верстной карты европейской части СССР. — Тр. Лен. геологоразвед. треста, № 7, 1934.
- Эпштейн С. В. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря в Северной Карелии. — Тр. Советск. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. V, 1941.
- Andersen B. G. Glacial geology of western Troms, North Norway.—Norges geol. Undersök., 256, 1968.
- Marthinussen M. Coast- and fiord-area of Finnmark. — In: H o l t e d a h l O. Geology of Norway. — Norges Geol. Undersök., 208, 1960.
- Marthinussen M. C₁₄-datings referring to shore-lines, transgressions and glacial substages in Northern Norway. — Norges geol. Undersök, 215, 1962.
- Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit.—Fennia, Bd. XVI, No. 1, 1898.
- Ramsay W. Nivåförändringar och stenålderbosättning i det baltiska området. — Fennia, 47 (1), 1926.
- Tanner V. Studier öfver Kvärtärsystemet i Fennoskandias Nordliga Delar, IV. Fennia, LIII, No. 1, Helsingfors, 1930.
-

Р. М. Лебедева, Н. А. Первунинская

О РАСТИТЕЛЬНОСТИ ВЕРХНЕПОНОЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ВЕРХОВИЙ РЕК ВОРОНЬЕЙ И ИОКАНЬГИ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Палеогеографическая обстановка в Верхнепонойской депрессии, в верховьях рек Вороньей и Иоканьги в позднечетвертичное время рассматривалась в ряде работ Г. Д. Рихтера (1936), Н. А. Апухтина (1957, 1967; Апухтин, Малясова, 1959), Е. С. Малясовой (1960), Н. Н. Арманд (1960), А. Д. Арманда и др. (1964, 1966) и некоторых других исследователей. Истории развития растительности в этих статьях уделялось мало внимания. Знания о ней до сих пор были весьма фрагментарными и касались в основном голоцена. Данные спорово-пыльцевого анализа осадков использовались главным образом в целях стратиграфических построений.

За последнее время Лабораторией геоморфологии и геологии антропогена Геологического института Кольского филиала АН СССР проведено бурение рыхлой толщи в исследуемом районе и изучен богатый материал. Спорово-пыльцевой анализ образцов из этих отложений проведен нами и частично Е. С. Малясовой в Лаборатории НИГЭИ. Расположение скважин показано на рис. 1.

По данным Г. С. Рубинраута (Первунинская и др., 1970; Рубинраут, 1972), большая часть скважин вскрыла сходные разрезы рыхлых отложений. Сводный разрез можно представить в следующем виде. Низы разрезов — горизонт коричневых суглинков со щебнем, гравием и зернами отдельных минералов. Над ним располагается пачка чередующихся между собой прослоев гравия, гальки и песка, гравия и суглинков. Ее перекрывает горизонт переслаивающегося супесчано-суглинисто-глинистого материала. На нем с размывом трансгрессивно залегают супеси, пески, а над ними в некоторых скважинах — торф.

Диаграммы, построенные по результатам спорово-пыльцевого анализа вышеописанных осадков, очень сходны, что позволило легко увязать их между собой, скоррелировать и стратифицировать отложения (рис. 2). На диаграммах выделяются четыре спорово-пыльцевые зоны, отражающие четыре фазы развития растительности.

Первая фаза отражена в первой зоне диаграммы скв. 3 (Первунинская и др., 1970). Она отличается господством в спектрах пыльцы древесных растений (40—62%), содержанием спор в пределах 20—40%, пыльцы трав и кустарничков до 20% (рис. 3). Преобладает пыльца древесных видов берез (минимум 40%, максимум 70—80%). Кривая содержания пыльцы сосны подчинена кривой содержания пыльцы березы, но в середине зоны дает пик до 75%. Вверху зоны значения обоих компонентов сближаются, а затем несколько расходятся. В группе пыльцы недревесных растений доминирует пыльца верескоцветных с постоянной примесью пыльцы по-

лыни, маревых и разнотравья, изредка злаков, содержание [которых в отдельности не превышает 10—20%. Для группы спор характерно довольно высокое содержание плаунов (до 37%) при господстве зеленых мхов (50—60%).

Во флористическом составе определено 14 таксонов лесных мезофитов, преимущественно умеренно термофильных: это сосна обыкновенная и сибирская, березы пушистая, бородавчатая и мозолистая, ольха, ольховник, лещина, липа, горец живородящий, морошка, плаун булавовидный, плаун-баранец. Тундровых видов определено

лишь 3: карликовая березка, плаун альпийский, плаунок плауновидный. Разнотравье представлено семейством маревых, бобовыми, лютиковыми, гвоздичными, первоцветными, розоцветными, кипрейными, гераниевыми, валериановыми, сложноцветными, польнями, папоротниками и растениями неопределенной систематической принадлежности. Кустарничковый покров образовывали верескоцветные, а моховой покров — зеленые и сфагновые мхи. По соотношению пыльцы и спор описанные спектры можно отнести к спектрам редколесного — лесотундрового типа, а фазу развития растительности считать сосново-березовой с господством в напочвенном покрове кустарничков, зеленых мхов и разнотравья.

Спорово-пыльцевые спектры первой зоны, так же как состав флоры и растительность, сходны с современными в изучаемом районе, поэтому можно предполагать, что физико-географические условия во время фазы были похожи на современные.

Вторая спорово-пыльцевая зона выделяется на всех спорово-пыльцевых диаграммах (рис. 3—5). Она отличается преобладанием в общем составе спектров спор (35—90%) или трав (около 50%) и перерывом кривых содержания пыльцы древесных и недревесных растений в начале и середине зоны в связи с находками лишь единичных их зерен. На нескольких диаграммах (скв. 3 и др.) перерыв отмечен лишь в группе пыльцы трав и кустарничков, а состав пыльцы деревьев и кустарников представлен однотипными кривыми доминирующей пыльцы березы древесных видов (60—80%) и почти не превышающими 10% кривыми пыльцы сосны, карликовой березки, ивы и ольхи. В группе спор соотношения между компонентами весьма однообразны: господствуют споры зеленых мхов (70—100%).

Состав пыльцы и спор второй зоны по сравнению с составом первой

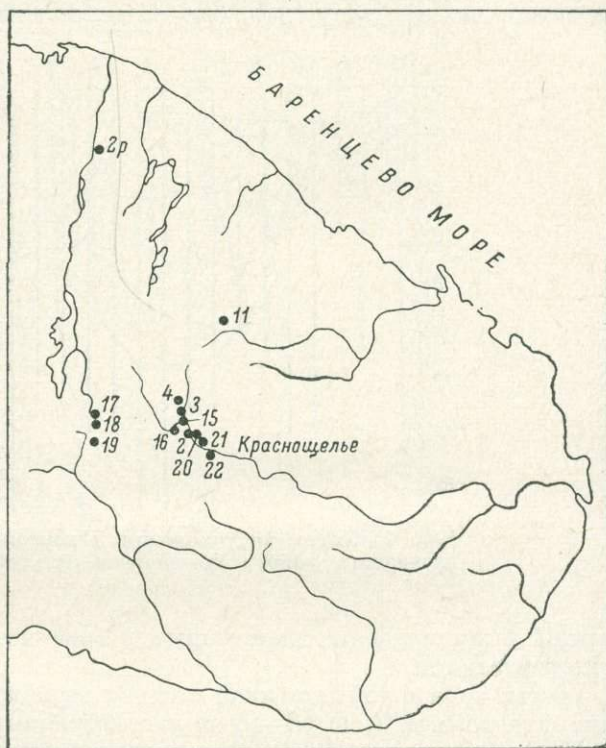


Рис. 1. Расположение разрезов в районе верховий рек Поноя, Вороньей, Иокан'ги.

заметно обеднен. Количество бореальных видов — 12, тундровых — 5. Выпали некоторые термофильные элементы, а процент участия пыли лесных мезофитов, так же как и тундровых, в спектрах значительно снизился. Это предположительно можно объяснить сокращением площадей лесов или исчезновением определенных видов из растительного покрова. Растительность фазы II, судя по составу спорово-пыльцевых спектров, была представлена зеленомошными ассоциациями, а в благоприятных местообитаниях — разнотравными и злаковыми, распространенными в современных условиях в тундровой зоне (Цинзерлинг, 1934). Вероятно, можно допустить, что и климатические условия во время

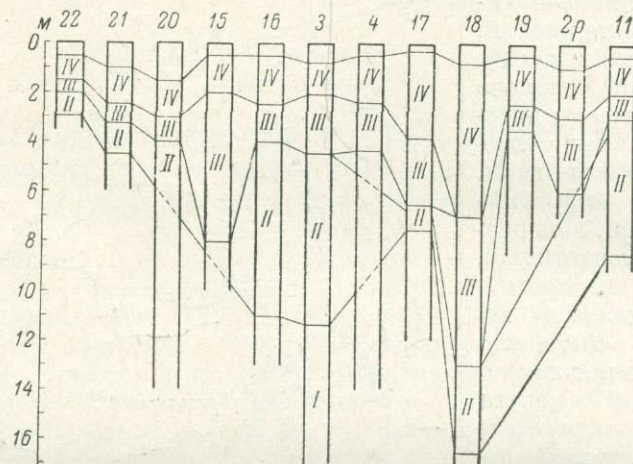


Рис. 2. Схема сопоставления и корреляции разрезов изучаемого района по спорово-пыльцевым данным.

фазы II были подобны современным в зоне моховых тундр — суровыми субарктическими.

Третья зона в той или иной степени выражена на всех составленных нами диаграммах (рис. 3—5) и рассмотренных ранее (А. Д. Арманд, Н. Н. Арманд и др., 1966). Она характеризуется высоким содержанием пыли травянистых растений (40—88%) или спор (40—60%), пыли березы древесных видов (50—84%), максимумом пыли полыни (33—71%) и спор зеленых мхов (80—100%). В этой зоне определено 13 бореальных видов, 5 тундровых и 20—25 неопределенной систематической принадлежности.

По соотношению пыли и спор спектры третьей зоны (принимая во внимание большую продуктивность и летучесть пыли деревьев) можно отнести к спектрам лугово-тундрового типа. По-видимому, и фазу развития растительности, отраженную в третьей зоне, можно считать тундровой. Доминировали в ней полынные с примесью маревых и зеленомошные ассоциации. Меньшие площади занимали ивово-разнотравные сообщества. Состав разнотравья был довольно богатым и представлен следующими семействами: бобовыми, лютиковыми, гвоздичными, розоцветными, камнеломковыми, зонтичными, кипрейными, гераниевыми, сложноцветными, крестоцветными и гречишными; встречались также щавель, армерия, шведский дерен, ложечная трава, василистник и др. Лесные группировки существовали в наиболее благоприятных местообитаниях по долинам рек.

Четвертая зона выделяется по следующим признакам. На большинстве диаграмм преобладает пыль древесных растений (40—70%). На некоторых (скв. 16, рис. 4) преобладают споры. Что касается пыли

древесных растений, то иногда на диаграммах (скв. 3, рис. 3) доминирует пыльца сосны (40—70%), а иногда (скв. 20, рис. 5) она содержится в равных количествах с пылью берез (около 30%); по-видимому, к четвертой можно отнести и зоны с небольшими максимумами пыльцы сосны (до 20—30%) на фоне господства пыльцы берез (30—60%). Состав пыльцы трав и кустарничков в спектрах четвертой зоны также очень характерен. Здесь наблюдается резкое изменение процентного содержания пыльцы верескоцветных (40—70%; скв. 2р, 3, 19) и пик высокого содержания пыльцы осоковых (40—95%; скв. 11, 20 и верхи скв. 18). На остальных диаграммах в четвертой зоне намечается увеличение количества спор папоротников (до 30%) на фоне преобладания спор зеленых мхов (60—90%). Отмечена пыльца 20 видов лесных мезофитов: термофильных, умеренно термофильных и микротерм (по В. П. Гричуку, 1969). К ним относятся липа, лещина, вяз, ель, сосна обыкновенная и сибирская, березы пушистая, бородавчатая, мозолистая, извилистая и низкая, ольха, ольховник, морошка, шведский дерен, плаун булавовидный, плаун-баранец, плаун сплюснутый и др. Из тундровых определены пыльца и споры 6 видов: карликовой березки, куропаточьей травы, плаунов колючего, прижатолистного и альпийского, плаунка плауновидного. Кроме того, спорадически встречается пыльца растений из 16 семейств, не вошедших и в эти группы (валериановых, первоцветных, маревых, гераниевых и др.). Отмечены единичные зерна пыльцы водных растений: рдеста, урути, рогаза и вахты.

Спорово-пыльцевые спектры четвертой зоны можно отнести к спектрам лесотундрово-редколесного типа, а фазу растительности, отраженную в спектрах, считать лесотундровой или редколесной. Сосна и береза были основными лесообразующими породами. Пыльцу широколиственных пород мы считаем заносной, так как находки ее единичны. Тундровые ценозы занимали менее благоприятные местообитания. Возможно, наиболее широко они были распространены на водораздельных пространствах, где сказывалось влияние вертикальной поясности. В травяном покрове доминировали злаки, верескоцветные и разнотравье из семейств лютиковых, гвоздичных, зонтичных, кипрейных, гераниевых, маревых, валериановых, розоцветных, крестоцветных, гречишных, камнеломковых, сложноцветных, папоротниковых; распространены были щавель, василистник, подмаренник, ложечная трава и др. Моховой покров был развит хорошо и представлен зелеными, а в некоторых местах (долина р. Вороньей) сфагновыми мхами. Состав современной флоры и облик растительности данного района очень сходны с составом видов и ископаемой растительностью, отраженной в спектрах четвертой зоны. Это позволяет предположить и сходство соответствующих климатических условий.

Подводя итог, мы можем предположить следующий ход развития растительности.

Фаза I — сосново-березовое редколесье с верескоцветными, разнотравьем и зелеными мхами в напочвенном покрове.

Фаза II — моховая тундра с господством зеленомошных ассоциаций.

Фаза III — тундра с участками луговой растительности из полыней, маревых и разнотравья.

Фаза IV — лесотундра с сосновым редколесьем и примесью березы. Доминантами в напочвенном покрове были верескоцветные, злаки, а в локальных условиях — на берегу Кальмозера (скв. 11) и на северной окраине Ивановского болота (скв. 20) — осоки.

Намеченные фазы развития растительности в верховьях Поноя, Вороньей и Иоканьги, по-видимому, связаны с особенностями осадкообразования. Палинологические данные подтверждают, в частности, наличие

перерыва у кровли пачки глинистых пород, а также на границе слоев, которым отвечают первая и вторая фазы развития растительности.

Стратиграфическое положение осадков, вскрытых скважинами в долинах рек Поноя, Вороньей и Иоканьги, еще точно не определено. Вопрос о времени развития растительности, отраженной в спорово-пыльцевых спектрах этих отложений, также остается пока открытым. М. А. Лаврова (1960), А. Д. Армад, Н. Н. Армад и др. (1966) относили отложения в Верхнепонойской депрессии, лежащие ниже горизонта синих глин или суглинков, к межледниковым бореальной трансгрессии. Г. С. Рубинраут (1972), Н. А. Первунинская и др. (1970), Е. С. Малясова (заключения по спорово-пыльцевому анализу отложений из скв. 15 и 18) считали их голоценовыми.

Из сравнения полученного нами материала с имеющимися данными, как палеоботаническими, так и геолого-геоморфологическими, следует, что четвертая спорово-пыльцевая зона сходна с зонами эталонных разрезов атлантического и суббореального периодов (Малясова, 1959, 1960, 1969; Лебедева, 1964; Никонов, 1964; А. Д. Армад, Н. Н. Армад и др., 1966; Sorsa, 1965). По-видимому, ее можно считать отражающей растительность оптимума послеледникового времени.

Спектры, сходные со спектрами третьей и второй зон, во-первых, отмечены на диаграммах отложений Лоттинско-Нотозерско-Тулдомской депрессии (Никонов, Лебедева, 1959; Никонов, 1960, 1964; Лебедева, 1964), оз. Имандра (Армад, Лебедева, Черемисинова, 1964), юго-запада Кольского полуострова (Армад и др., 1969), центральной части Кольского полуострова (Армад и др., 1969). Во-вторых, по новым данным В. Я. Евзерова (1970, 1971), подобные вышеописанным спектры обнаруживаются в отложениях первой и второй средневалдайских трансгрессий, ранее относимых к осадкам микулинского межледниковья (Граве и др., 1969). В. Я. Евзеров, В. И. Гудина (1971), так же как и А. Д. Армад, Р. М. Лебедева, Е. А. Черемисинова (1964), характеризуют морские межморенные осадки Кольского полуострова, их гипсометрическое положение, предполагают возможность кратковременного проникновения моря на эти территории в максимальные фазы трансгрессий. Однако если трансгрессии моря В. Я. Евзеров считает мало доказанными, то накопление континентальных осадков (Граве и др., 1965; Никонов, 1966) в это межледниковье не подлежит сомнению (Евзеров, 1971). Так что весьма вероятно отнесение осадков с преобладанием в спектрах пыльцы польни и к средневалдайским межледниковым, характеризующим довольно суровые климатические условия, для которых типично развитие перигляциальной растительности с лугово-тундровыми ценозами.

Относительно датирования первой фазы развития растительности следует отметить следующее. Выше указывалось, что состав флоры, облик растительности и, видимо, климатические условия в то время были сходны с современными в изучаемом районе, считающимися межледниковыми. По-видимому, оправдывается наше предположение о перерыве в осадконакоплении и отсутствии фазы растительности, переходной от первой ко второй; очевидно, первая фаза является остатком какого-то другого цикла развития растительности, возможно межледникового (оптимум первой средневалдайской трансгрессии; Евзеров, Гудина, 1971), что подтверждается находками нескольких видов морских диатомовых по заключению Л. Я. Самсоновой-Каган в коренном залегании (Первунинская и др., 1970; Каган, Рубинраут, наст. сб.).

Для более точного определения времени существования растительности, отраженной в спорово-пыльцевых спектрах отложений территории верховий Поноя, Вороньей и Иоканьги, требуются более детальные исследования.

- А п у х т и н Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. — Матер. геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, вып. 1, 1957.
- А п у х т и н Н. И. Геология четвертичных отложений северо-запада европейской части СССР. Л., «Недра», 1967.
- А п у х т и н Н. И., М а л я с о в а Е. С. О стратиграфическом положении ледниковых и межледниковых отложений Терского побережья Кольского полуострова. — В кн.: Палеогеография и стратиграфия четвертичных отложений. Изд-во ЛГУ, 1959.
- А р м а н д А. Д., А р м а н д Н. Н., Г а с к е л ь б е р г В. Г. О последнем оледенении на востоке Кольского полуострова. — В кн.: Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. Л., «Наука», 1964.
- А р м а н д А. Д., А р м а н д Н. Н., Е г о р о в а И. А., Л е б е д е в а Р. М., Ч е р е м и с и н о в а Е. А. Палеогеография Верхнепонойской котловины в верхнем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966.
- А р м а н д А. Д., Л е б е д е в а Р. М. Спорово-пыльцевая характеристика опорного разреза межледниковых отложений на южном берегу Кольского полуострова. — В кн.: Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966.
- А р м а н д А. Д., Л е б е д е в а Р. М., Ч е р е м и с и н о в а Е. А. О позднеледниковых морских отложениях озера Имадра. — В кн.: Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964.
- А р м а н д Н. Н. О последнем оледенении на северо-востоке Кольского полуострова. — В кн.: Вопр. геоморф. и геол. осадочн. покрова Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, изд. Кольск. фил. АН СССР, 1960.
- А р м а н д Н. Н., Е в з е р о в В. Я., Г у н о в а В. С., Л е б е д е в а Р. М. Палеогеография центральной части Кольского полуострова в голоцене. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., «Наука», 1969.
- Г р а в е М. К., Г у н о в а В. С., Д е в я т о в а Э. И., Л а в р о в а М. А., Л е б е д е в а Р. М., С а м с о н о в а Л. Я., Ч е р е м и с и н о в а Е. А. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова. — В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова, Л., «Наука», 1969.
- Г р а в е М. К., Е в з е р о в В. Я., Е г о р о в а И. А. Межледниковые отложения в центральной части Кольского полуострова и борéalная трансгрессия. — ДАН СССР, т. 160, № 3, 1965.
- Г р и ч у к В. П. Гляциальные флоры и их классификация. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М., «Наука», 1969.
- Е в з е р о в В. Я. К вопросу о возрасте межледниковых отложений Кольского полуострова. — Матер. по геол. и металлог. Кольского полуострова, вып. 1, 1970.
- Е в з е р о в В. Я. Стратиграфия и хронология межледниковых отложений Кольского полуострова. — Матер. по геол. и металлог. Кольского полуострова, вып. 2, 1971.
- Е в з е р о в В. Я., Г у д и н а В. И. Межледниковые отложения Кольского полуострова. В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., «Наука», 1971.
- Л а в р о в а М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Л е б е д е в а Р. М. К стратиграфии рыхлых отложений в районе среднего течения р. Вороньей по данным спорово-пыльцевого анализа. — В кн.: Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964.
- М а л я с о в а Е. С. О палеоботанической характеристике четвертичных отложений Кольского полуострова. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 2, 1959.
- М а л я с о в а Е. С. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова и Карельского перешейка. — В кн.: Палеогеография и стратиграфия четвертичных и третичных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.
- М а л я с о в а Е. С. О стратиграфии донных осадков Белого моря (по палинологическим данным). — В кн.: Голоцен. М., «Наука», 1969.
- М а л я с о в а Е. С., С н и р и д о н о в А. М. Новые данные по стратиграфии голоцена Баренцева моря. — В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.
- Н и к о н о в А. А. Стратиграфия и палеогеография антропогена Кольского полуострова и прилегающих областей. — В кн.: Верхний плейстоцен. М., «Наука», 1966.
- Н и к о н о в А. А., Л е б е д е в а Р. М. К истории позднеледниковых ландшафтов материковой части Кольского полуострова. — ДАН СССР, т. 128, № 1, 1959.

- Первуинская Н. А., Рубинраут Г. С., Самсонова Л. Я., Стрелков С. А. Новые данные о строении отложений на южном склоне Центральных Кейв и в Верхнепонойской впадине. — Матер. по геол. и металлог. Кольского полуострова, вып. 1, 1970.
- Рихтер Г. Д. Результаты геоморфологической рекогносцировки в бассейнах рек Варзуги и Поной. — Тр. Инст. физ. геогр. АН СССР, вып. 19, 1936.
- Рубинраут Г. С. Особенности строения разрезов водных осадков восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 4. Апатиты, изд. Сев. отд. ВГО СССР, 1972.
- Цинзерлинг Ю. Д. География растительного покрова северо-запада европейской части СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Aario Z. Über die Wald- und Klimageschichte an der lappländischen Eismeerküste in Petsamo. — Ann. Bot. Societatis, Zool., Botan. Fennica Vanamo, v. 19. Helsinki, 1943.
- Sorsa P. Pollenanalytische Untersuchungen zur spatquartären Vegetations- und Klimaentwicklung im östlichen Nordfinnland. — Ann. Bot. Fennici 2, Sonderdruck. Societatis, Zool., Botan. Fennica Vanamo. Helsinki, 1965.
-

ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ СРЕДЫ ПРИ НАКОПЛЕНИИ ОСАДКОВ В ДЕПРЕССИЯХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В 1968—1970 гг. в 19 пунктах скважинами были вскрыты отложения, заполняющие депрессии кристаллического фундамента в восточной части Кольского полуострова (рис. 1). Максимальная мощность вскрытых отложений, по данным Г. С. Рубинраута (1972), — 22 м (скв. 3), минимальная — 3—5 м (скв. 21, 22).

Все изученные разрезы весьма сходны между собой. На основании различий литологического состава и спорово-пыльцевых характеристик в большинстве их выделяется пять горизонтов пород. В основании разрезов залегает пачка в той или иной степени подвергшихся перемыву дезинтегрированных коренных пород мощностью от 15—20 см до 2 и более метров (горизонт I). Выше — в зависимости от положения разреза относительно бортов депрессии и ряда других обстоятельств — распространены песчано-галечные или песчаные отложения (горизонт II). Отложения горизонта II постепенно сменяются слоистыми, преимущественно глинистыми осадками (горизонт III). Выше в разрезах залегает серия перемежающихся прослоев супесей и суглинков (горизонт IV). Венчаются разрезы заторфованными с поверхности глинистыми осадками, включающими растительные остатки (горизонт V).

Указанные особенности строения разрезов находят определенное отражение в видовом и количественном составе диатомей. Так, в рыхлых образованиях горизонта I или совсем нет диатомей, или они представлены единичными формами двух-трех пресноводных видов (скв. 17). В осадках горизонта II представительность пресноводных видов возрастает, но количество форм, как правило, невелико. Появляются солоноватоводные и морские виды (скв. 16, 3). Особенно четко по составу диатомей выделяются во всех скважинах отложения горизонта III, где сосредото-

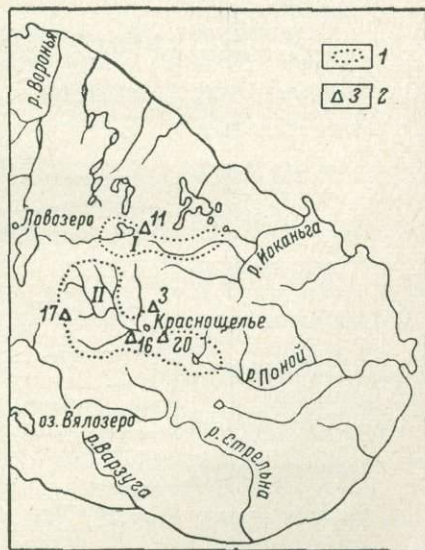


Рис. 1. Схема расположения скважин в восточной части Кольского полуострова.

1 — границы депрессий; 2 — местоположение скважин и их номер; I — Верхнеиоканьгская депрессия, II — Верхнепонойская.

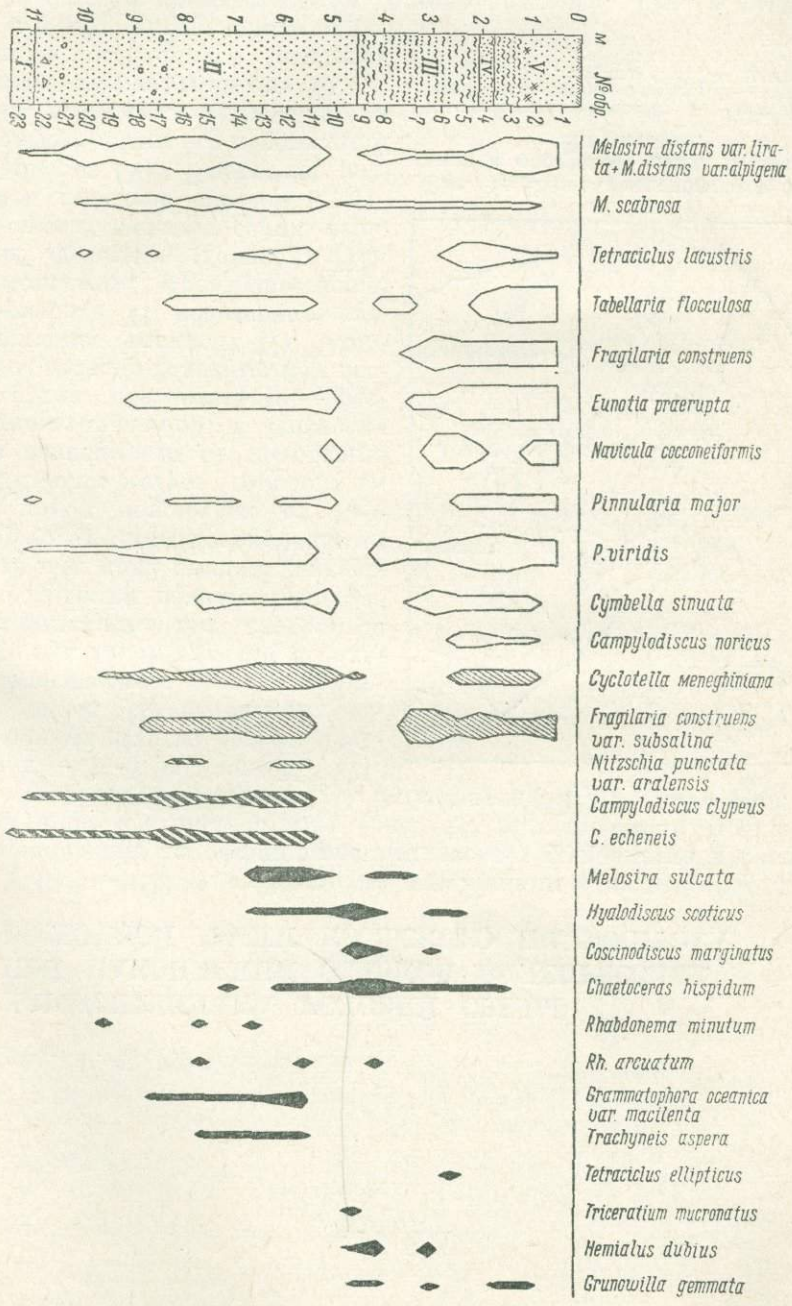


Рис. 2. Диаграмма содержания диатомовых в отложениях ств. 15.
 Римские цифры — горизонты отложения.

чена основная масса морских диатомей, обнаруженных в разрезах. Последние ассоциируют с пресноводными диатомовыми, представленными теми же видами и в том же количестве, что и в нижележащем горизонте. Максимальное число пресноводных видов (до 132) содержится в осадках горизонтов IV и V. Здесь же в виде единичных обломков присутствуют морские диатомей.

Однако детальный анализ количественного состава диатомей, состава доминантных видов и соотношения экологических групп показывает, что вскрытые скважинами осадки целесообразно разделить на три толщи, в которых изменения названных признаков проявлены более отчетливо: нижнюю (объединяющую горизонты I и II), среднюю (совпадающую с горизонтом III) и верхнюю (включающую горизонты IV и V).

Приведенное ниже описание основано на результатах изучения диатомей в разрезах по скв. 3 и 16, характеризующих центральную часть Верхнепонойской депрессии, скв. 17 и 20 из ее периферических частей и скв. 11, пройденной в Верхнеиоканьгской депрессии.

Нижняя толща. Состав диатомовой флоры преимущественно пресноводный. Из 59 видов нами обнаружено 3 солоноватоводных и 7 (из них 2 древних¹) морских видов (таблица). Пресноводные виды встречаются с оценками от «единично» до «нередко». В скв. 11 *Fragilaria construens* и в скв. 16 *Melosira distans* var. *lirata* достигают массового развития. Морские и солоноватоводные виды отмечены единично. Сохранность диатомей плохая; в препаратах заметно сильное разбавление минеральным веществом. Следует подчеркнуть, что именно для этой толщи во всех скважинах характерно присутствие солоноватоводных диатомей в несколько большем количестве, чем в вышележащих осадках; это *Campylodiscus echeneis* (скв. 16, 17), *C. clypeus* (скв. 3, 11), *Surirella striatula* (скв. 3), *Stauroneis desiderata* (скв. 20), *Pinnularia quadratarea* var. *baltica*, *Nitzschia navicularis*, *N. punctata* (скв. 16, рис. 2).²

Наряду с этим в глинах, залегающих в приподонивенной части разреза скв. 20 (глубина 110 м), обнаружены в единичных экземплярах исключительно пресноводные диатомей: *Tabellaria fenestrata*, *Opephora marthy*, *Eunotia praerupta* и др.

Средняя толща. В отложениях, соответствующих этой толще, концентрируется основная масса морских диатомей. Из 65 видов 19 (9) морских и 1 солоноватоводный. Постоянно присутствуют такие морские виды, как *Hyalodiscus scoticus* (пупок), *Melosira sulcata*, разновидности *Coscinodiscus marginatus* (в обломках) и виды родов *Rhabdonema*, *Grammatophora*. Среди морских до 50% составляют диатомей раннечетвертичного, третичного и мелового возраста — *Stephanopyxis turris*, виды родов *Hemialus*, *Triceratium*, а также *Grunowiella gemmata* и др.

Наибольшее количество морских диатомей (30—28 видов) содержится в разрезах скв. 6 и 3, т. е. в центральной части Верхнепонойской депрессии. В разрезах, характеризующих ее периферические части (скв. 17, 20), количество видов существенно уменьшается. Примечательно, что здесь встречаются почти одни и те же виды. В разрезе скв. 11 (Верхнеиоканьгская депрессия) состав морских диатомей рассматриваемой толщи близок к составу диатомовых в скв. 17, 20.

В разрезе скв. 20 большинство морских диатомей сконцентрировано в узком интервале отложений, подобно тому как это характерно для пачки глин в других разрезах, но здесь (см. рис. 4) различий в литологии с выше- и нижележащими осадками не наблюдается. Отмеченный факт дает осно-

¹ В дальнейшем в таблице и тексте число древних морских видов указано в скобках.

² Условные обозначения к рис. 2 и к последующим аналогичным приведены в Приложении в конце книги.

КОЛИЧЕСТВО ДИАТОМЕЙ В ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ГРУППАХ ПО ОТДЕЛЬНЫМ ТОЛЩАМ
(СКВ. 3, 11, 16, 17, 20)

Толща, скважина	Количество диатомей			
	общее	пресноводные виды	солонатовод- ные виды	морские, в том числе древние виды
Нижняя				
3	28	21	2	5 (1)
16	99	70	9	20 (4)
17	45	42	1	2
20	60	54	1	5 (3)
11	63	58	1	4
\bar{x}	59	49	3	7 (2)
Средняя				
3	107	77	2	28 (11)
16	72	40	2	30 (17)
17	58	41	0	17 (8)
20	33	23	1	9 (7)
11	56	46	0	10 (4)
\bar{x}	65	45	1	19 (9)
Верхняя				
3	84	78	1	5 (1)
16	146	132	1	13 (6)
17	119	116	0	3
20	102	98	1	3
11	125	122	1	2
\bar{x}	123	109	1	5 (1)

Примечание. $\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N x_j$, где x_j — количество диатомей в скважине; N — число скважин; \bar{x} — среднее количество диатомей.

вание считать, что формирование отложений в указанном интервале происходило одновременно с отложением глин горизонта III в остальных разрезах, но в других фациальных условиях.

Сохранность морских диатомей неодинакова, и оценка их переотложенности или автохтонности крайне затруднена. Даже древние меловые и третичные формы в одних разрезах представляются плохо диагностируемыми обломками, а в других отмечается их прекрасная сохранность (скв. 16). Можно лишь констатировать (рис. 3), что худшая сохранность диатомей более характерна для периферических разрезов депрессий (скв. 17, 11).

Пресноводные диатомей представлены в этой толще несколько большим числом видов по сравнению с нижней, но основная часть встречается с оценками «единично» и «редко», за исключением *Tetraciclus lacustris*, *T. emarginatus*, которые в скв. 17 достигают оценки «часто».

Верхняя толща. Начало ее формирования сопровождалось резким увеличением продуктивности пресноводных диатомей. Число

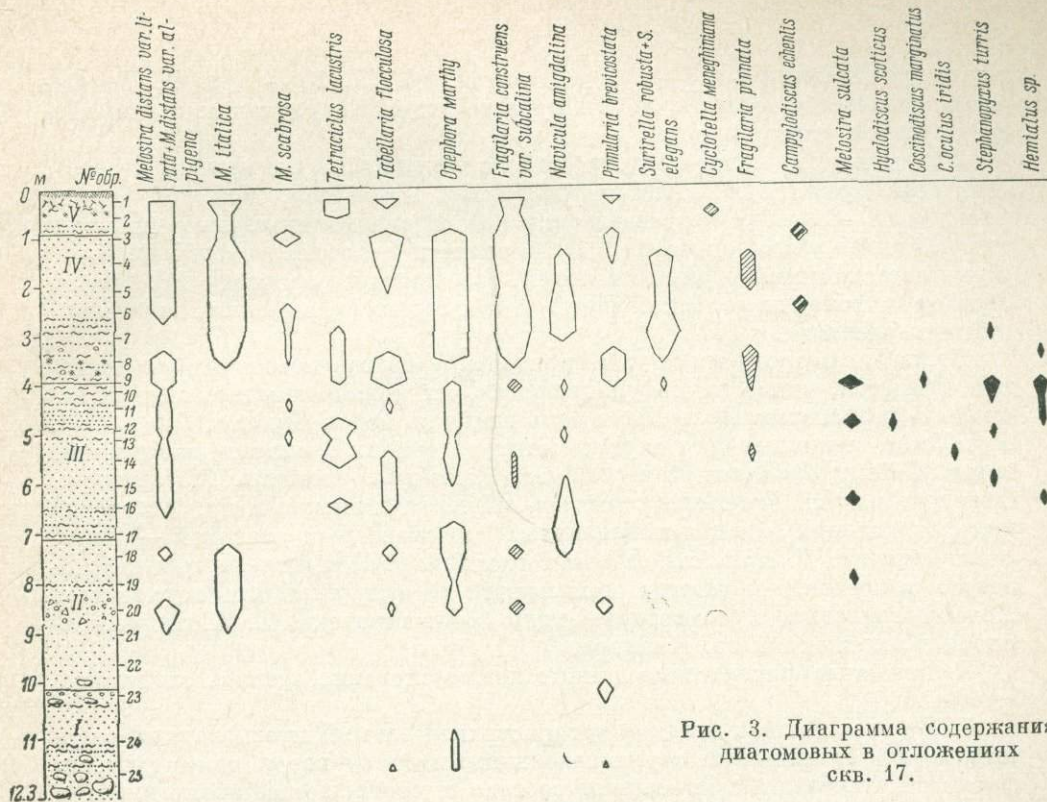


Рис. 3. Диаграмма содержания диатомовых в отложениях скв. 17.

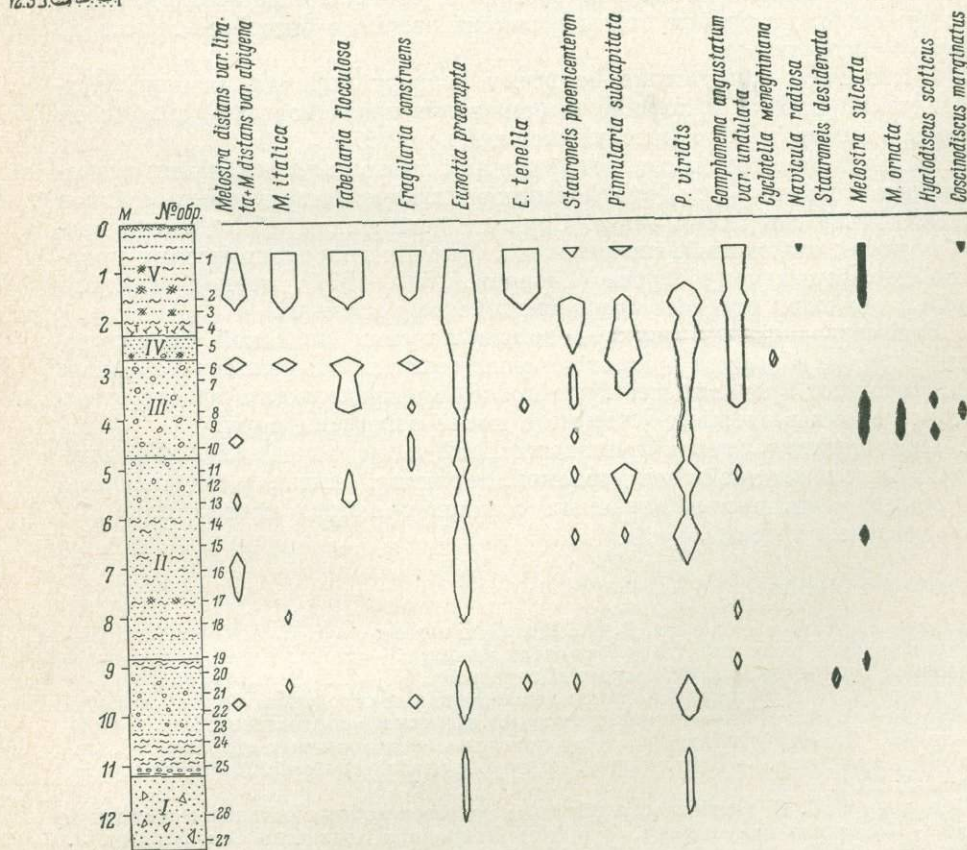


Рис. 4. Диаграмма содержания диатомовых в отложениях скв. 20.

видов увеличилось в 1.5—3 раза (скв. 11, 16, 17, 20 — рис. 4). Исключение составляет только скв. 3, где число видов по сравнению с предыдущей толщей уменьшилось.

Большинство видов встречается с оценками «нередко», «часто», «в массе». Доминируют виды родов *Melosira*, *Fragilaria*, *Navicula*. В виде единичных обломков встречены морские и солоноватоводные диатомеи (из 123 видов этого горизонта 5 (1) морских и 1 солоноватоводный). В целом комплекс пресноводных диатомей, отвечающий горизонту IV, близок составу диатомей из кольских диатомитов и отражает, вероятно, начальный этап их развития.

Вверх по разрезу в осадках горизонта V состав пресноводных диатомей меняется, число видов уменьшается, их количественные оценки несколько снижаются. Возрастает роль видов из родов *Eunotia*, *Pinnularia*, *Tabellaria*, типичных для зарастающих водоемов. В «массе» распространены *Melosira distans* и ее варианты, *Tabellaria fenestrata*, *T. flocculosa*, *Opephora marthy*, *Fragilaria construens*, *Eunotia praerupta* и др. Интересна находка древних (миоцен-плиоценовых) пресноводных диатомей — *Tetraciclus lacustris*, *T. ellipticus*, *Melosira praedistans*. Приурочены они к основанию разрезов, но иногда появляются в вышележащих горизонтах. Подобные древние пресноводные виды зафиксированы Е. А. Черемисиновой в отложениях оз. Имандра.

Изложенные фактические данные дают основание сделать следующие выводы.

1. Во всех толщах осадков распространен единый пресноводный озерный комплекс диатомей с унаследованными снизу вверх доминантными формами. Отмеченные изменения состава и соотношений экологических групп отражают отдельные этапы развития озерного бассейна, вплоть до периода заболачивания.

2. Постоянное присутствие по всему разрезу морских разновозрастных диатомей наряду с хорошо выраженным пресноводным комплексом можно объяснить только переотложением первых.

3. Наличие морских и солоноватоводных диатомей в основании разрезов свидетельствует о том, что формированию рассматриваемых осадков предшествовала ингрессия моря. Судя по датировкам абсолютного возраста морских отложений, развитых на высоких гипсометрических уровнях по периферии полуострова (Евзеров, 1970, 1971), период высокого стояния этого моря отвечает средневалдайскому времени.

4. Распространение в нижней толще морских диатомей преимущественно в форме обломков и более хорошая сохранность солоноватоводных видов позволяют предположить, что последние продолжали существовать некоторое время в озерном бассейне и после регрессии моря.

5. Присутствие в глинах приподошвенной части разреза скв. 20 исключительно пресноводных видов диатомей, вероятно, свидетельствует о том, что формирование рассматриваемых осадков с самого начала происходило в пресном водоеме.

















ЛИТЕРАТУРА

- Арманд А. Д., Лебедева Р. М., Черемисинова Е. А. О позднеледниковых морских отложениях в районе озера Имандра. — В кн.: Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964.
- Евзеров В. Я. К вопросу о возрасте межледниковых отложений Кольского полуострова. — В кн.: Матер. по геол. и металлог. Кольского полуострова, вып. 1, 1970.
- Евзеров В. Я. Стратиграфия и хронология межледниковых отложений Кольского полуострова. — В кн.: Матер. по геол. и металлог. Кольского полуострова, вып. 2, 1971.
- Рубинраут Г. С. Особенности строения разрезов водных осадков в восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 4. Апатиты, изд. Сев. фил. Геогр. общ. СССР, 1972.

ПРИЛОЖЕНИЕ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К ГЕОЛОГИЧЕСКИМ РАЗРЕЗАМ,
 ДИАТОМОВЫМ И СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫМ ДИАГРАММАМ

Литологический состав пород

 валуны	 супесь	 раковины моллюсков
 глыбы	 суглинок	 остатки древесины
 галька	 глина	 растительный детрит
 щебень	 подстилка, почва	 торф
 гравий	 слоистость	 места взятия образцов
 песок		

Типы песков по преобладающим размерам зерен





г/з грубозернистый	с/з среднезернистый	т/з тонкозернистый
к/з крупнозернистый	м/з мелкозернистый	р/з разнозернистый

Диатомовые







 морские	 пресноводно-солонатоводные
 солонатоводные	 пресноводные

Пыльца и споры



I. Общий состав

-  сумма древесной пыльцы
-  " пыльцы трав и кустарничков
-  " спор
-  " переотложенных пыльцы и спор








II(A). Состав пыльцы древесных растений

-  ель (*Picea*)
-  сосна (*Pinus*)
-  береза древесная (*Betula*)
-  береза карликовая (*B.nana*)
-  ива (*Salix*)
-  ольха (*Alnus*)







II(B). Сумма широколиственных

-  лещина (*Corylus*)
-  липа (*Tilia*)

III. Состав пыльцы трав и кустарничков

-  вересковые (*Ericales*)
-  злаки (*Gramineae*)
-  осоки (*Cyperaceae*)
-  полыни (*Artemisia*)
-  маревые (*Chenopodiaceae*)
-  разнотравье
-  куропаточья трава (*Dryas octopetala*) + морозка (*Rubus chamaemorus*)

IV. Состав спор

-  зеленые мхи (*Bryales*)
-  сфагновые мхи (*Sphagnales*)
-  папоротникообразные (*Polypodiaceae*)
-  трехлучевые споры (*Filicales*)
-  плаунок (*Selaginella selaginoides*)
-  плауны (*Lycopodium*)

V. Спорово-пыльцевые зоны

- SA субатлантическая
- SB суббореальная
- AT атлантическая
- BO бореальная
- PB пребореальная

VI. Экологические группы и подгруппы

Лесные мезофиты (B)

- B₁ - термофильные
- B₂ - умеренно термофильные
- B₃ - микротермы

Тундровые и северобореальные мезофиты и мезоксерофиты (B)

- B₁ - существующие в условиях умеренно континентального климата
- B₂ - распространенные преимущественно в областях с континентальным климатом

Цифры у значков на пыльцевых диаграммах означают абсолютное количество пыльцевых зерен

РЕФЕРАТЫ

УДК 551.24 : 551.78/79

Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. Стрелков С. А. В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 5—80.

Анализируются рельеф, строение фундамента, геофизические данные и новейшие движения. На территории Кольского полуострова и Белого моря выделено двадцать морфоструктур второго порядка, которые определяются гипсометрией, структурно-геоморфологическими чертами и новейшими тектоническими движениями. По геодинамической природе морфоструктуры являются блоками. Древние складчатые геологические структуры и массивы магматических пород проявляются в чертах рельефа как через литоморфность, так и в результате тектонического обновления. В истории геоморфогенеза и формирования морфоструктур выделяется ряд этапов, начиная с протерозоя. Морфоструктурный план северо-востока Балтийского щита в основном близок плану тектонического строения в современном денудационном срезе и отражает некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры. Контуры крупных геологических структур повторяются очертаниями более чем половины морфоструктур, в очертаниях других соответствующих структур наблюдаются отклонения. Морфоструктуры, отвечающие протерозойским складчатым структурам, характеризуются в общем более интенсивными восходящими новейшими движениями. Соотношения между древними структурами фундамента и рельефом изменяются при переходе от одного ранга морфоструктур к другому. Общая картина новейшей тектоники представляется мозаикой взаимосвязанных блоков, из которых наиболее приподнятые тяготеют к центральной и юго-западной частям Мурманской области. Голоценовые движения частично унаследовали тенденции более древних, частично были обусловлены гляциозостазией. Рассматриваются вопросы механизма движений земной коры и места морфоструктурного анализа в комплексе исследований, направленных на выявление рудных месторождений и эрзунитивных тел.

Библ. назв. — 121, рис. — 9.

УДК 551.4 (470.21)

Результаты структурно-геоморфологического анализа центральной части Кольского полуострова. Кудлаева А. Л. — В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 81—86.

Излагаются результаты совместного применения метода изодеф и структурно-геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков. Выявляются блоки, имеющие различные относительные амплитуды и знак движения, а также разломы, по которым они обособляются. Отмечается связь планового рисунка гидрографии с характером и интенсивностью новейших тектонических движений, а также определенная роль разрывов субмеридионального простирания в образовании молодых грабенов.

Библ. назв. — 7, рис. — 2.

УДК 551.35; 551.89 (470.21)

Береговые образования поздние- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова. Кошечкин Б. И., Каган Л. Я., Кудлаева А. Л., Малясова Е. С., Первуинская Н. А. — В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 87—133.

В результате нивелировок на южном побережье Кольского полуострова установлена серия береговых линий на высотах до 83 м. Формирование этих береговых линий укладывается в период от раннего голоцена до наших дней. По данным стратиграфического изучения морских террас выявляются две трансгрессии морского бассейна в течение бореального времени, не менее двух трансгрессий в течение атлантического—начала суббореального времени, а также трансгрессия в конце суббореального—начале субатлантического времени. Продолжительная регрессия устанавливается во второй половине суббореального времени. Изменение высотного положения однообразных береговых линий свидетельствует о локальных поднятиях в голоцене в пределах Кандалакшских и Колвицких тундр и горных массивов на крайнем юго-западе Кольского полуострова.

Библ. назв. — 44, рис. — 22, табл. — 1.

УДК 581.33 : 557.794 (470.21)

О растительности Верхнепонойской депрессии и верховий рек Вороньей и Иоканьги в позднечетвертичное время. Лебедева Р. М., Первуинская Н. А. В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 134—140.

Приведены результаты палинологических исследований разрезов, вскрытых одиннадцатью скважинами. Дана характеристика спорово-пыльцевых спектров и описание растительности и флоры по основным страторайонам.

На основании изученного палеоботанического материала показана история развития растительности, в которой выделены четыре фазы; проведена корреляция разрезов в бассейне верхнего течения Поной, Вороньей, Иоканьги.

Библ. назв. — 29, рис. — 5.

УДК 551.8 (470.21)

Характеристика условий среды при накоплении осадков в депрессии восточной части Кольского полуострова. Каган Л. Я., Рубинраут Г. С. В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 141—146.

Приводятся данные диатомового анализа по 5 скважинам, вскрывшим на полную мощность осадки, заполняющие Верхнепонойскую и Верхнеиоканьгскую депрессии восточной части Кольского полуострова. На основании изменений количественного состава диатомей, изменения состава доминантных видов и соотношений экологических групп выделены три толщи осадков.

В результате детального анализа состава диатомей по отдельным толщам авторы приходят к выводу, что рассматриваемые отложения отлагались в пресном водоеме. Постоянное присутствие в разрезах морских разновозрастных диатомей наряду с хорошо выраженным пресноводным комплексом объясняется переотложением первых.

Наличие морских и солоноватоводных диатомей в основании разрезов свидетельствует о том, что формированию рассматриваемых осадков предшествовала ингрессия моря. Судя по датировкам абсолютного возраста морских отложений, развитых на высоких гипсометрических уровнях по периферии полуострова, период высокого стояния моря отвечает средневалдайскому времени.

Библ. назв. — 4, рис. — 4, табл. — 1.

ABSTRACTS

Morphostructures of the north-eastern part of the Baltic Shield and main regularities of their development. Streikov S. A. In: Paleogeography and Morphostructures of the Kola Peninsula. «Nauka» Publ. House, Leningrad Branch, L., 1973, pp. 5—89.

The relief, basement structure, geophysical data and neotectonic movements are jointly analysed. Twenty morphostructures of the second order are signed out on the territory of the Kola Peninsula and the White Sea. They are determined by hypsometrics, structural features of relief and neotectonic movements; in accordance with their geodynamic nature they are blocks. Ancient folded structures and magmatic massifs are reflected in relief both due to the difference of composition and to their tectonic renewing. A number of stages in history of morphostructure development are established beginning from the Proterozoic. Morphostructural plan of the NE of the Baltic Shield is mainly close to the plan of tectonic structure in recent denudation level and reflects certain peculiarities of geophysical fields and crustal structure. Contours of main geological features are repeated by the outlines of more than a half of all morphostructures. In the outlines of the other corresponding structures the difference is more or less observed. The morphostructures corresponding with the Proterozoic folded structures are in general characterized as having more intensive uplift. Correlation between the ancient structures of basement and the relief change from the structures of one order to another. The overall picture of neotectonic movements appears to be a mosaic of interrelated blocks, the most uplifted ones being situated mostly in the central and south-western part of Murmansk region. The Holocene movements partly inherited the tendency of ancient ones and partly were caused by glacioisostasy. Problems of mechanism of earth crust movements and of the place of morphostructural analysis in the complex of research directing to revealing ore-containing and eruptive geological bodies are considered.

Ref. — 121, Fig. — 9.

Results of structural-geomorphological Analysis of the central Part of the Kola Peninsula. Kudlayeva A. L. In: Paleogeography and morphostructures of the Kola Peninsula. «Nauka» Publ. House, Leningrad Branch, L., 1973, pp. 81—86.

An account of the results of joint application of «isodef» method (method of studying anomalous areas of longitudinal river profiles) and structural-geomorphological aerial photograph interpretation is given. Blocks with various relative amplitudes and a sign of movement as well as faults along which they are separated are singled out. The connection of hydrography pattern in plan with nature and intensity of newest tectonical movements is pointed on as well as the role of ruptures of submeridional strike in young graben formation.

Ref. — 7, Fig. — 2.

Late-glacial and Post-glacial Shorelines in the South of the Kola Peninsula. Koshetchkin B. I., Kagan L. Y., Kudlayeva A. L., Malyasova E. S., Pervuninskaya N. A. In: Paleogeography and Morphostructures of the Kola Peninsula. «Nauka» Publ. House, Leningrad Branch, L., 1973, pp. 87—133.

As result of levelling in the south coast of Kola Peninsula a series of shorelines at altitudes of up to 83 m has been ascertained. The shorelines were formed during the period from the early Holocene up to date.

On the basis of stratigraphical studies two transgressions of sea basin during Boreal time, no less than two transgressions occurring during Atlantic time and early Subboreal time as well as a transgression happening from late Subboreal time to early Subatlantic time have been found. A continuous regression during the later part of the Subboreal period has been established.

The changes in an altitude position of the coeval shorelines indicate the local rises of the Kandalaksha and Kolvitsa tundras and of the mountains in the extreme south—west of the Kola Peninsula during the Holocene.

Ref. — 44, Fig. — 22, Tbl. — 1.

On the vegetation of Upper Ponoj Depression and heads of the Voroniya and Iokanga rivers during Late Quaternary time. Lebedeva R. M., Pervuninskaya N. A. In: Paleogeography and Morphostructures of the Kola Peninsula. «Nauka» Publ. House, Leningrad Branch, L., 1973, pp. 134—140.

The results of palinological studies of Late Quaternary deposits as indicated by eleven cores are given. Spore and pollen assemblages are characterized and description of the vegetation and flora of main stratoregions is given.

On the basis of paleobotanical material studied history of the vegetation development is presented and four phases are established. Sections are correlated.

Ref. — 29, Fig. — 5.

Characteristic of environmental conditions during the period of accumulating sediments in depressions of the east part of the Kola Peninsula. Kagan L. Ya., Rubinsraut G. S. In: Paleogeography and Morphostructures of the Kola Peninsula. «Nauka» Publ. House, Leningrad Branch, L., 1973, pp. 141—146.

Diatom analysis data from five cores from Upper Ponoj and Upper Iokonga depressions of the east part of the Kola Peninsula are considered.

On the basis of changes of quantitative diatom composition, changes of dominant species composition and ecological group relations three sedimental strata are determined.

Detailed analysis of diatom composition throughout single strata leads to the conclusion that the sediments under consideration were deposited in freshwater basin.

Constant presence of marine diatoms of different age in sections together with well-defined freshwater complex is interpreted as redeposition of the former.

It is anticipated that the presence of the marine and brackish diatoms in base of the sections indicates that sea regression preceded the formation of the sediments studied.

Judging from datings of absolute age of the marine deposits developed at high hypsometric levels throughout the Kola Peninsula periphery the last period of the high sea level corresponds with Middle-Valdai time.

Ref. — 4, Fig. — 4, Tbl. — 1.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
С. А. Стрелков. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования	5
А. Л. Кудлаева. Результаты структурно-геоморфологического анализа центральной части Кольского полуострова	81
Б. И. Кошечкин, Л. Я. Каган, А. Л. Кудлаева, Е. С. Маля- сова, Н. А. Первунинская. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова	87
Р. М. Лебедева, Н. А. Первунинская. О растительности Верхне- понойской депрессии и верховий рек Вороньей и Иоканьги в позднечетвер- тичное время	134
Л. Я. Каган, Г. С. Рубинраут. Характеристика условий среды при накоплении осадков в депрессиях восточной части Кольского полуострова	141
Рефераты	148

CONTENTS

	Page
Preface	3
S. A. Strelkov. Morphostructures of the north-eastern part of the Baltic Shield and main regularities of their development	5
A. L. Kudlayeva. Results of structural-geomorphological Analysis of the central Part of the Kola Peninsula	81
B. I. Koshetchkin, L. Y. Kagan, A. L. Kudlayeva, E. S. Malyasova, N. A. Pervuninskaya. Late-glacial and Post-glacial Shorelines in the South of the Kola Peninsula	87
R. M. Lebedeva, N. A. Pervuninskaya. On the vegetation of Upper Ponoj Depression and heads of the Voroniya and Iokanga rivers during Late Quaternary time	134
L. Y. Kagan, G. S. Rubinraut. Characteristic of environmental conditions during the Period of accumulating sediments in Depressions of the east Part of the Kola Peninsula	141
Abstracts	148

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И МОРФОСТРУКТУРЫ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

Утверждено к печати

Геологическим институтом ордена Ленина

Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства *Е. А. Семенова*

Художник *Д. А. Андреев*

Технический редактор *М. Э. Карлайтис*

Корректоры *Г. М. Гельфер* и *М. А. Горилас*

Сдано в набор 16/IV 1973 г. Подписано к печати 20/VIII 1973 г. Формат
бумаги 70 × 108¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 9¹/₂ + 2 вкл. (1/2 печ. л.) = 14
усл. печ. л. Уч.-изд. л. 14,43. Изд. № 5184. Тип. зак. № 248. М-18416.
Тираж 1000. Цена 1 р. 44 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»,
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

1 р. 44 к.

1

752



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ