

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.432.8(268.45)

© 1999 г. И.Г. АВЕНАРИУС, Н.Н. ДУНАЕВ

**НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕМ ВАЛДАЕ
В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШИ**

Вопросы палеогеографии плейстоцена Баренцевоморского региона и прилегающей суши, особенно Печорской низменности, до сих пор остаются дискуссионными. Наглядное свидетельство тому – появление ряда монографий [1–4] и серия публикаций в журнале "Геоморфология" [5–9].

В попытке решить эту проблему исследователи привнесли свои "за" и "против" в две доминирующие палеогеографические модели развития природной среды этого региона: морскую и ледниковую, которые у разных авторов, конечно, имеют разные модификации. Такая последовательность в поляризации мнений представляется не случайной, так как сторонники каждой модели "не слышат" возражений своих противников, сосредотачиваясь лишь на той группе явлений и фактов, которые, по их мнению, подтверждают правильность защищаемой ими модели.

К числу горячих сторонников развития в этом регионе крупных плейстоценовых ледниковых покровов, зарождавшихся на шельфах Баренцева и Карского морей, принадлежит, в частности, А.С. Лавров [10], который более 30 лет проводит с коллегами комплекс палеогеографических работ в Печорской, Мезеньской и Западно-Сибирской низменностях. Последняя активная фаза наступания ледников на сушу датируется ими в пределах 8–9 тыс. лет назад. Морская концепция развития региона наиболее полно разработана в 1950–1960 гг. в МГУ А.И. Поповым и Г.А. Лазуковым, по мнению которых в течение почти всего плейстоцена уровень моря скачкообразно, но неуклонно снижался от отметок 250–200 м до современного. В позднем валдае, по их данным, он фиксируется на отметках около +20 м, тогда как в Мировом океане величина регрессии достигала –100 м. Отдавая себе отчет, что решение всего круга вопросов палеогеографии плейстоцена этого региона очень сложно, мы попытались оценить обе модели с точки зрения их реалистичности только для позднего валдая – эпохи последнего крупного похолодания с максимумом 18–20 тыс. лет назад.

Главные позиции авторов: 1) концепция должна критически учитывать всю совокупность новейших сведений по данному и смежным регионам, 2) рассматривать палеогеографию региона в рамках общегеографических и, в частности, палеоклиматических сведений об эпохе позднего валдая.

Материалы сейсмоакустического зондирования, геологического опробования и эхолотного промера на шельфе Баренцева моря, геолого-геоморфологический анализ данных, в том числе дешифрование космо- и аэроснимков по прилегающей суше, а также опубликованные материалы общегеографического и палеоклиматического направления позволяют утверждать, что поздневалдайское оледенение начиналось на суше в нескольких центрах и не сливалось в единый Баренцевоморский щит с максимальной мощностью льда в центре моря. Размеры ледников, за исключением Скандинавского, были невелики. Постулируемое сторонниками морской модели развития региона поздневалдайское положение уровня моря на отметках около +20 м, также представляется маловероятным сценарием.

Допустить в рассматриваемом регионе большое покрывное оледенение не дает

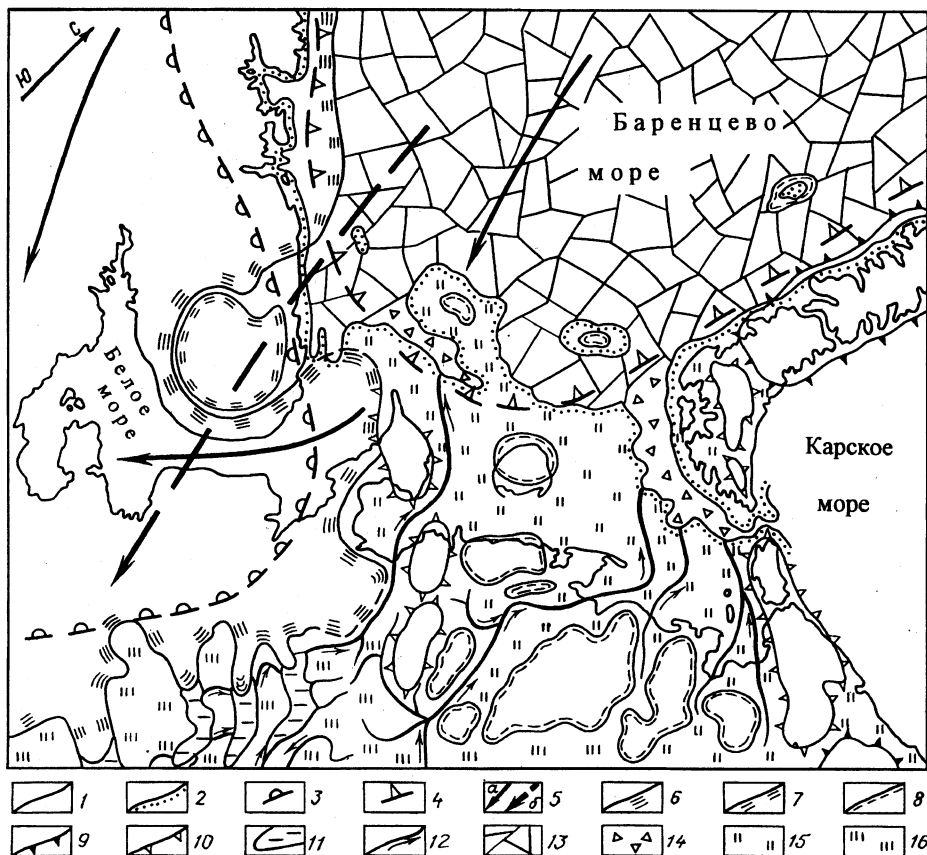
возможности в первую очередь ряд общегеографических факторов, а также комплекс данных об особенностях палеоклимата в высоких широтах Западной Арктики в эпоху позднего валдая 18–20 тыс. лет назад. Разные авторы сходятся в том, что в пределах восточной части Баренцево-морского региона и Печорской низменности в эпохи глобальных похолоданий зимой преобладали отрицательные аномалии осадков [11, 12], что не могло способствовать формированию здесь крупных покровных оледенений. Из-за наличия в это время Скандинавского покровного ледника и в летнее время ситуация скорее всего была близка к тогдашней зимней, хотя не исключено, что количество осадков в летнее время было близким к современному [12].

Вторым достаточно важным обстоятельством является современный облик рельефа региона и его морфоструктурная позиция. Сам факт формирования двух концепций палеогеографии региона говорит о том, что в рельефе нет четко выраженных элементов, которые бы однозначно свидетельствовали в пользу одной из них. Однако любой непредвзятый геоморфолог оценит современный рельеф междуречий на севере Печорской низменности как эрозивно-денудационный с активным влиянием криогенных процессов при весьма значительном термоэрозийном расчленении. Учитывая, что в долинах крупных рек, прежде всего Печоры, выделяются три уровня надпойменных террас, а водоразделы сложены валунными суглинками, которые исследователи единодушно датируют среднеплейстоценовым временем, логично допустить, что после среднего плейстоцена территории трижды находилась под влиянием трансгрессий. Известно, что самая ранняя и теплая из них распространялась на современную сушу до границы, современные отметки которой достигают +40 м (при 120 м на активно поднимающемся Кольском полуострове). Эта трансгрессия и одновозрастная с ней III надпойменная терраса с давних пор [13] подавляющим большинством исследователей датируются началом позднего плейстоцена. Естественно, что II надпойменная терраса скорее всего должна отвечать эпохе потепления в среднем валдае, сопровождавшейся трансгрессией Мирового океана до отметок от –40 до +10 м (по данным разных авторов, наиболее часто встречающаяся цифра – –15 м). I надпойменная терраса, которая во многих регионах Восточной Европы датируется концом позднего валдая – началом голоцена, и в долине Печоры, скорее всего, имеет такой же возраст. Ее формирование связано с быстрым ростом уровня Мирового океана в начальный этап фландрской трансгрессии, которая замедлилась только с бореального времени, после чего стали формироваться пойменные уровни. Перерывы между формированием трех надпойменных террас, т.е. образование их нижних уступов, в такой последовательности событий естественно отвечают периодам регрессий Мирового океана и его части – Печорского моря, в эпохи похолоданий раннего и позднего валдая, когда уровень моря, по данным многих исследователей, мог опускаться до –100 м. Более высокие террасовидные площадки, известные на водоразделах Печорской низменности, скорее всего, должны быть более древними – допозднеплейстоценовыми.

Исходя из особенностей морфологии рельефа приморской части Печорской низменности, имеющей голоценовый возраст: абс. отметок (в среднем +5–7 м), ее исключительной заозеренности и локального развития типичных морских береговых валов разных генераций, а также, судя по абс. отметкам позднеплейстоценовых террас, можно сделать вывод, что в позднем плейстоцене – голоцене эта зона испытывала слабое и мало дифференцированное воздымание на суше и незначительное и также мало дифференцированное погружение – в прибрежной части и на прилегающем шельфе. В целом же облик рельефа и морфоструктур Печорской низменности свидетельствуют о генеральной тенденции в плейстоцене (а может быть, и в плиоцене) к прогибанию, а совсем не об устойчивому поднятию. И только в пределах отдельных морфоструктур отмечались слабые поднятия. Развивая идею о существовании в регионе в позднем валдае крупного ледникового покрова с центром в Баренцевом море и конечно-моренными образованиями в районе 66° с.ш., А.С. Лавров пришел к выводу, что средние скорости воздымания региона за последние 20 тыс. лет составляли 10–30 мм/год. Близкие цифры получаются, если принять морской вариант развития природной среды – около +10 мм/год. Однако такое предполагаемое поднятие прибрежной зоны Печорской низменности не нашло отражения в морфологии побережья, когда отсутствует лестница молодых позднеплейстоцен-голоценовых террас, характерных, например, для Кольского побережья Баренцева моря, где отчетливо выражен в рельефе комплекс морских террас позднеледниковья – голоцена с многочисленными береговыми валами до отметок +60–+90 м. Расчеты скорости подъема Кольского полуострова в это время дают цифры в среднем 3–5 мм/год [14], т.е., по меньшей мере, вдвое ниже тех, которыми мы были бы вынуждены оперировать, если бы признали право-

мочность покровной ледниковой или морской модели развития природной среды для региона в эпохи похолодания позднего плейстоцена. Эти, на наш взгляд, весьма важные предположения подтверждаются также данными дешифрирования рельефа севера Печорской низменности по космическим снимкам масштаба 1:1000000. Сравнивая их с материалами дешифрирования космических снимков районов классического развития конечно-моренных образований к юго-востоку от Финляндии и районами Приморской низменности Восточной Сибири и Якутии, можно отметить, что фотоизображение на космических снимках однозначно свидетельствует о подобии рельефа Печорской низменности рельефу Приморских равнин Восточной Сибири и Якутии, где, кроме М.Г. Гроссвальда, никто не предполагает развитие покровного оледенения 20 тыс. лет назад. В то же время никакого сходства с ледниковым рельефом краевых зон Скандинавского ледника в районе севера Печорской низменности не отмечается. Что касается выделенных А.С. Лавровым конечно-моренных гряд, то многие исследователи рассматривают их как структурно-тектонические образования, фиксирующие в этом регионе структурные элементы II–III порядков. Другие исследователи, сторонники ледниковой концепции, придерживаются более скромных масштабов последнего оледенения, приурочивая его южную границу примерно к 68° с.ш. [12, 15, 16]. Они связывают ее с продвижением ледника от Новоземельско-Баренцевского и (или) Карского центров. Однако эти исследователи не фиксируют на южной границе покровного оледенения классические конечно-моренные образования, которые должны были быть прекрасно выражены в рельефе и дешифрироваться на космических снимках. Различается у разных авторов и генеральное направление движения ледника на севере Печорской низменности – с севера на юг у Л.Н. Андреичевой [17], с востока на запад – у Ю.А. Лаврушина [11], и с северо-востока на юго-запад – у А.С. Лаврова [10]. Концепции даже малого варианта покровного оледенения в регионе противоречат серии абс. датировок, полученных в последние годы в разных его районах и в смежных регионах. Так, Е.С. Маласова и Л.Р. Серебрянный [18], отмечая отсутствие следов покровного оледенения в южной части Южного острова Новой Земли, приводят для района Гусино полуострова абс. возраст торфяников 15 тыс. лет, что никак не коррелируется с возможностью существования на севере Печорской низменности покровного оледенения в позднем валдае. Отсутствие мощного оледенения на Ямале с самостоятельным центром на севере полуострова в это время или выдвинувшегося из предполагаемого Карского центра доказываются датировкой находки на Ямале мамонта, возраст которого, по данным Л.Д. Сулержицкого, 18 тыс. лет [19].

Все эти вместе взятые обстоятельства заставляют обратиться к поискам альтернативной модели развития природной среды региона в это время. Авторы эту модель представляют следующим образом (рисунок). В эпоху максимума похолодания позднего валдая уровень Мирового океана находился в регионе на современных глубинах 90–100 м, что определяло значительное увеличение суши за счет прилегающего шельфа и увеличивало континентальность климата региона, т.е. снижало количество осадков. Очертания акватории были более изрезанными, чем в настоящее время. Зона полярного фронта, основного источника современных осадков южной части Баренцево-морского региона и северо-востока Европы, смещалась далеко на юг из-за влияния Скандинавского покровного ледника. Из-за его же влияния практически не поступали в регион воды Гольфстрима, который также менял свое местоположение. Скандинавский покров в виде огромного и мощного щита охватывал западную часть Кольского полуострова, где выходил на современный шельф на расстояние не более 100 км и во многих местах спускался в тогдашнее море, образуя шельфовые ледники. Восточная граница Кольской лопасти Скандинавского ледника выходила на современную береговую линию примерно в районе устья реки Вороней, а южнее гибала с востока Ловозерские тундры и переходила в северную границу Беломорской лопасти. Крупная Беломорская лопасть выходила в район Белого моря, в центральной части которого оставалось подледное озеро. Кольская и Беломорская лопасти окаймляли самостоятельный небольшой, маломощный и мало подвижный Понойский ледниковый покров, выделенный впервые Н.Н. Арманд. Позднее его очертания были уточнены [20]. От южной и восточной частей Беломорской лопасти отходили более мелкие языки в долины рек Онеги, Северной Двины и Мезени. Распространялся ли ледник далее к востоку вплоть до Тимана, пока неясно, так как ряд авторов ограничивает область его распространения меридианом полуострова Канин [1, 11], а другие отмечают моренные образования вплоть до Тимана [21]. На космических снимках многочисленные, но не очень крупные, несопоставимые с районами Онеги и Северной Двины, дугообразные образования, напоминающие конечно-моренные, отчетливо дешифрируются к северу от долины Пезы. Но и они



Палеогеографическая схема юга Баренцева моря и прилегающей суши

Береговая линия: 1 – современная, 2 – поздневалдайская; области аномалий осадков: 3 – отрицательных в холодное время года, 4 – положительных в теплое время года; 5 – преимущественные пути движения антициклональных масс [по 1]: а – зимних, б – летних; границы покровных ледников: 6 – мощных и активных, 7 – маломощных и слабоподвижных; 8 – граница локальных маломощных, прерывистых и практически неподвижных покровов; границы областей развития горно-долинных ледников: 9 – сетчато-покровных, мощных, активных, 10 – маломощных и малоактивных; 11 – приледниковые озерные бассейны, 12 – предполагаемые русла рек; 13 – многолетние паковые льды, 14 – сезонные льды; зоны развития аллювиальных, аллювиально-озерных и аллювиально-морских равнин с господством криогенных и нивальных процессов в пределах: 15 – арктических тундр, 16 – тундро-лесо-степей

не протягиваются к востоку за Тиман. Это заставляет предполагать, что если ледник доходил до Тимана, то сам Тиман был существенным препятствием на пути его продвижения на восток. Перевалить и выйти в Печорскую низменность через Тиман, ослабевающий в краевой части, ледник не смог.

Размеры оледенения на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа были больше современного, но не намного. На Шпицбергене поздневалдайские конечные морены отмечаются на расстоянии 100–200 км от современного края ледников. Тип оледенения в это время оставался близок к современному сетчатому. На Новой Земле оледенение также было несколько больше современного, переходя на Северном острове в метапокровное. На Южном острове оледенение было развито только в северной части и носило характер горно-долинного [22]. Ледники на Новой Земле выходили в район шельфа и распространялись вплоть до современных желобов. В Западно-Новоземельском желобе они растекались по днищу, в локальных понижениях которого оставались подледные озера, а в Восточно-Новоземельском находились на плаву. Хорошо выраженные в рельефе конечноренные образования на подводном валу Адмиралтейства могут быть следствием небольшого автономного ледника, либо являются ранневалдайскими образованиями. Большие

масштабы оледенения в раннем валдае отмечаются практически во всех горных системах Российского сектора Арктики и Субарктики, в том числе и на островах Западной Арктики.

Значительная часть Печорского моря в позднем валдае представляла собой сушу в виде низких морских, аллювиально-морских и аллювиально-озерных равнин, пересеченных долинами рек, образовывавших многочисленные рукава; наиболее крупной из них была долина Печоры. На равнинах формировались многолетнемерзлые породы, активно протекали разнообразные криогенные процессы, т.е. характер морфолитогенеза напоминал современный восточно-арктический, хотя и в несколько более ослабленной и, бесспорно, своеобразной форме. Некоторое отличие от современных низких равнин в Арктике, где и сейчас более активно идет перигляциальный морфолитогенез, обусловлено тем, что в позднем валдае в Западной Арктике, к востоку от Тимана формировался своеобразный тип покровного оледенения, не похожий на скандинавский. Скорее всего, именно поэтому облик рельефа севера Печорской низменности на космических снимках похож на облик рельефа восточноарктических низменностей и слабо сопоставим с рельефом районов крупного покровного оледенения. На возвышенных водоразделах Малоземельской и Большеземельской Тундр, а также на возвышенностях островов Когуев и Вайгач, на Пай-Хое и Тимане в "тени" Скандинавского покрова могли формироваться разобщенные небольшие, маломощные и малоподвижные ледниковые образования типа Понойского покрова. На низменностях они носили характер плоских и относительно изометричных покровов, а в пределах структурно-денудационных холмогорий и низкогорий приобретали черты горно-долинных, но также маломощных и слабоподвижных. Их крайне ограниченная подвижность проявлялась в основном в зонах перехода от водоразделов к крупным долинам. Близкую ситуацию отразил для зырянской эпохи оледенения севера Западной Сибири С.А. Стрелков [23].

Таким образом, ситуация на севере Печорской низменности в позднем валдае была сходной с северными сибирскими равнинами вне зон выхода на них с гор ледниковых потоков. Эта модель полностью отвечает облику современного рельефа региона, его морфоструктурным особенностям, фиксируемых в мощностях и других характеристиках рыхлых осадков. Она снимает некоторые труднорешаемые вопросы и позволяет увидеть регион в рамках единой картины развития природной среды всей арктической области.

В итоге, в Баренцевоморском регионе и на прилегающей суше выделяется несколько типов развития ледников в позднем валдае в зависимости как от крупных глобальных закономерностей развития природной среды, так и от местных условий, во многом предопределенных, в частности, морфоструктурными особенностями региона. Вблизи Атлантического океана благодаря малой континентальности климата и обилию осадков в области Скандинавского линейного новейшего поднятия и на смежных территориях располагался мощный (около 2 км) и активно двигавшийся ледниковый покров, имевший сложные лопастные окончания, местоположение которых на платформенной равнине с тенденцией к погружению и преимущественно с аккумулятивным рельефом во многом было морфоструктурно обусловлено. Восточнее Тимана, в "тени" Скандинавского покрова, на возвышенных равнинах формировались малоподвижные, небольшие и маломощные, относительно изометричные локальные покровы. Основной причиной развития такой формы оледенения и существования по соседству типичных перигляциальных ландшафтов была континентальность климата, вызванная как общегеографическими факторами, так и соседством со Скандинавским покровом и покрытыми льдами Северным Ледовитым и частично Атлантическим океанами.

Наряду с изометричными формами покровов, характерных для платформенных равнин, в позднем валдае существовали разные формы горно-долинного оледенения: от активного метапокровного высокоарктических широт (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа) и районов активного новейшего поднятия (Новая Земля, Полярный Урал), до маломощного и значительно менее активного, где в пределах ландшафтов линейных холмогорий и низко- и среднегорных сооружений и массивов формировались своеобразные типы горно-долинного оледенения, мощность которого контролировалась широтой местности, путями западных циклонов, удаленностью на восток от Атлантики, а также суммарной величиной новейшего воздымания к началу позднего валдая.

1. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 320 с.
2. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз. М.: Наука, 1978. 76 с.
3. Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири. Саранск: Изд-во Мордов. ун-та, 1993. 248 с.
4. Самойлович Ю.Г., Казан Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 72 с.
5. Ласточкин А.Н., Мусатов Ю.Е. Фундаментальный труд о позднекайнозойском рельефообразовании // Геоморфология. 1996. № 2. С. 106–108.
6. Маккавеев А.Н. Состоится ли примирение ледниковой и ледово-морской концепций? // Геоморфология. 1996. № 2. С. 108–109.
7. Малаховский Д.Б., Краснов И.И. Спорные суждения о палеогеографии Восточной Европы и Западной Сибири // Геоморфология. 1996. № 4. С. 104–106.
8. Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ответ рецензентам) // Геоморфология. 1997. № 1. С. 102–106.
9. Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е. Цикличность позднекайнозойского осадконакопления на арктических шельфах России // Геоморфология. 1997. № 2. С. 127.
10. Лавров А.С. Новоземельско-Колвинский ледниковый поток // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. С. 46–49.
11. Climate and Environment Changes of East Europe during Holocene and Late-Middle Pleistocene. Preprint of research materials for JGU conference "Global changes and geography". Moscow, August 14–18, 1995. М.: Inst. of Geography of Russian Academy of Sciences, 1995. 103 p.
12. Кренке А.Н., Пригорин В.Е., Турков Д.В. Влияние аномалий снежного покрова на глобальный климат // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. № 3. С. 25–36.
13. Лаврова М.А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геогр. наук, 1949. Вып. 6. С. 13–51.
14. Авенариус И.Г., Алексеев В.В., Мысливец В.И., Сулержицкий Л.Д. Эколого-геоморфологические исследования Мурманского побережья в районе Дальних Зеленцов // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии. Материалы Междунар. конф. "III Щукинские чтения". М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 207–208.
15. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1956. Т. 17. 314 с.
16. Astakhov V. Late Glacial Events in the Central Russian Arctic // Quaternary International. 1997. Vol. 41/42. P. 17–25.
17. Андричева Л.Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 123 с.
18. Малясова Е.С., Серебряный Л.Р. Естественная история Новой Земли // Труды Морской арктической комплексной экспедиции. Вып. 3. Новая Земля. Т. 2. 1933. С. 10–23.
19. Сулержицкий Л.Д., Романенко Ф.А. Возраст и расселение мамонтовой фауны Азиатского Заполярья (по радиоуглеродным данным) // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 4. С. 12–19.
20. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 164 с.
21. Рудовиц Ю.Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и о границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане // Бюлл. КИЧП АН СССР. 1947. № 9. С. 15–22.
22. Красножон А.С. История развития южной части Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. Л.: Изд-во Севморгеология. 1982. С. 100–109.
23. Стрелков С.А. Север Сибири. М.: Наука, 1965. 336 с.

Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова,
НПП "Аэрогеология"

Поступила в редакцию
14.04.98

SOME ASPECTS OF LATE VALDAI RELIEF FORMATION IN THE EAST PART OF BARENTS SEA AND ADJACENT LAND

I.G. AVENARIUS, N.N. DUNAYEV

S u m m a r y

Paleoclimatic reconstructions and relief analysis were fulfilled, using the large-scale topographic maps and space images for the land and bathymetric and seismic data – for the shelf. Three types of ice-shields and two types of mountain and valley glaciers of different thickness and activity were distinguished in the region for the Late Valdai Age. Paleoclimatic and geomorphologic data indicate the absence of continuous thick ice cover on the Pechora lowland during this time.