

А.А. НИКОНОВ

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

(Представлено академиком Д.И. Щербаковым 18-V-1964)

Наиболее древней на Кольском полуострове является коричневая или бурая морена, подстилающая осадки бореальной трансгрессии [Лаврова, 1960]. Отложивший ее скандинавский ледниковый покров распространялся через Кольский полуостров на юго-восток до нынешних верховьев рек Мезени и Северной Двины, о чем свидетельствует нахождение там валунов и обломков скандинавских пород в красновато-коричневой морене под бореальной толщей [Сахарова, 1961; Легкова, 1961; Девятова, 1962].

Бореальная трансгрессия отложила наиболее мощный комплекс осадков, сохранившихся главным образом вдоль побережий полуострова на высотах до 150-180 м [Лаврова, 1960; Апухтин, 1961; Апухтин и Яковлева, 1961; Никонов и Вострухина, 1964; Никонов, 1964; Черемисинова, 1962]. В ряде разрезов вдоль побережья по литологическим и палеонтологическим признакам устанавливается постепенное углубление бассейна, стабильное его состояние и регрессия. При этом наибольшее развитие бореальной фауны отмечается обычно в литоральных и сублиторальных фациях, сформировавшихся в первую половину трансгрессии. Намечается общее сокращение видов, в первую очередь бореальных, от восточного побережья Кольского полуострова к внутренним западным частям Белого моря. В супесчаных и суглинистых осадках восточного побережья полуострова известно более 30 видов моллюсков, из них около 10 бореальных и 1 лужичанский, в нижнем течении р. Варзуги из 26 видов - 5 бореальных, в устье р. Нивы из 5 видов - 2 бореальных, между тем как на р. Мезени из 20 видов половина бореальных [Былинский, 1962], в низовье Северной Двины из 9 видов 1 лужичанско-бореальный и 3 преимущественно бореальных [Легкова, 1961]. По-видимому, теплые атлантические воды проникали лишь в ограниченной степени во внутренние части Белого моря.

О наземных климатических условиях этого времени можно судить по результатам палинологического анализа. На северо-восточном берегу полуострова установлена следующая смена растительности: елово-березовые редколесья с ерниковой тундрой и ксерофитными лугами - березовые леса с сосной, ольхой, елью - ерниковая тундра и ксерофитные луга с островными елово-сосново-березовыми лесами [Никонов и Вострухина, 1964]. В большинстве других мест известны лишь отдельные фазы развития растительности в межледниковье. В низовье р. Варзуги в глинах первой половины трансгрессии устанавливается смена сосновых лесов елово-сосновыми [Малясова, 1959], возможно, до господства еловых [Лаврова, 1960]. В центральных частях полуострова, где могут встречаться лишь осадки максимальной фазы трансгрессии, отражены более благоприятные условия межледниковья: в среднем течении р. Стрельны и в верховьях р. Варзуги - березово-сосновые леса с элементами широколиственных [Апухтин и Яковлева, 1961], в верхнем течении р. Поной - сосново-березовые леса с большим количеством орешника [Арманд и др., 1963], у подножья Ловозерских тундр - елово-сосново-березовые леса с ольхой и широколиственными (1-5%) породами (устное сообщение И.А. Егоровой). На южном берегу Двинского залива и по Северной Двине произрастали елово-сосновые с широколиственными породами (до 11%) леса [Сахарова, 1961; Легкова, 1961; Девятова, 1962]. О резком господстве березы при наличии широколиственных на западе полуострова можно судить по составу пыльцы в средней морене, включившей межледниковые осадки (аналитик Р.М. Лебедева). Уже эти данные позволяют говорить о

преобладании в основные фазы межледниковья березы в центральных и в северных частях полуострова и о господстве хвойных на юго-востоке и юге, что естественно связывать не только с климатической зональностью, но и с миграцией древесных пород из внеледниковых убежищ Восточно-Европейской равнины.

Морена покрова изредка обнаруживается в западных частях полуострова, где имеет синеватый оттенок [Никонов, 1964]; довольно часто в центральных частях [Лаврова, 1960; Арманд и др., 1963; Граве и др., 1964], где она является второй сверху, и развита относительно широко в северо-восточной части полуострова, являясь там поверхностной. На притоке р. Пурнач, в бассейне р. Варзуги, на северном борту верхне-понойской котловины она, по сведениям Н.А. Островской, Е.В. Мартынова, А.Д. Арманды, залегает на глинах и песках частично с морскими диатомовыми. Вблизи южного и восточного побережий, непосредственно на осадках бореальной трансгрессии обнаруживается не морена, а слои отмытого валунника, флювиогляциальные пески с галькой (р. Варзуга) или глины с валунами и галькой (рр. Поной, Чапома), что можно рассматривать в качестве показателя опускания ледникового покрова в морской бассейн. Судя по составу валунов и гальки в морене над слоями бореальной трансгрессии, этот ледниковый покров распространялся далеко по долинам Мезени, Северной Двины и Онеги [Сахарова, 1961; Легкова, 1961; Девятова, 1962], но не проникал на северо-восток полуострова, где сформировался самостоятельный ледниковый щит [Лаврова, 1960; Арманд и др., 1963].

Новое исчезновение материковых льдов фиксируется нахождением межморенных осадков на западе, приледниковых межморенных - в среднем течении р. Варзуги, к югу от Хибин и в других местах, надморенных морских - в центре и на северо-восточном побережье полуострова. До сих пор эти осадки считались межстадиальными, так как изученные разрезы отражали суровые приледниковые условия - тундру и лесотундру [Арманд и др., 1963; Граве и др., 1964]. В настоящее время работами Гидропроекта выявлены разрезы с межморенными песчанистыми и суглинистыми осадками на юго-западном берегу оз. Умбозеро на высотах 150-165 м. Спорово-пыльцевые спектры в них отражают переход от березовой лесотундры с сосной и елью (15-20% пыльцы травянистых, 50-60% древесных, а среди них 50% пыльцы березы, до 20-40% сосны и до 35% ели) к елово-сосновым лесам (70-90% пыльцы древесных, среди нее 60-70% пыльцы сосны, 20-30 до 50% ели, единичные зерна лещины и широколиственных). Переход от спектра березового леса к лесотундровому установлен Р.М. Лебедевой в межморенных суглинках в котловане Верхне-Тулумской ГЭС.

Морским аналогом рассматриваемых осадков можно считать слои беломорской трансгрессии. В низовьях р. Варзуги суглинки беломорской трансгрессии содержат более бедный по сравнению с нижележащими осадками бореальной трансгрессии комплекс фауны: 13 видов против 27, из них 2 бореальных и 4 арктических против, соответственно, 5 и 9 видов. Диатомовая флора также более холодолюбивая и мелководная, чем в слоях бореальной трансгрессии. По данным пыльцевого анализа, вокруг произрастали смешанные леса с господством хвойных (пыльцы сосны до 58%, ели - до 36%). Согласно М.А. Лавровой [1960], беломорская трансгрессия является лишь фазой бореальной. Однако, учитывая наличие разделяющих их песчано-галечных и валунных отложений, появление к северу, также внутри границы последнего оледенения, межморенных озерно-ледниковых и флювиогляциальных осадков со сходной спорово-пыльцевой характеристикой, нужно относить беломорскую трансгрессию к более молодому межледниковью.

На северном берегу Кольского полуострова, в низовьях р. Вороньей, к той же трансгрессии следует отнести толщу песков и синеватых глин мощностью до 40 м под флювиогляциальными осадками долинного зандра, связанного с поясом конечноморенных образований позднейшего покрова. В этой толще, по сведениям А.М. Романова, при преобладании недревесной пыльцы и спор до 40% составляет пыльца древесных, среди которой 50-75% пыльцы березы, до 40% сосны, до 30% ели, единичные зерна лещины и широколиственных.

С беломорской трансгрессией связано формирование высоких (выше границы позднеледникового моря) террас северо-восточного берега полуострова, выработанных в верхней для этого района морене, а также изредка обнаруживаемых надморенных галечников и суглинков на высотах до 130 м. Наконец, осадками этой трансгрессии надо считать верхние глины с морскими диатомовыми в верхнепонойской котловине, прослеженные А.Д. Арманом до 170 м над ур. м. Возможно, что конец беломорской трансгрессии совпал во времени с последним ледниковым покровом. С этим согласуются и данные по низовьям р. Поной, где над песками с бореальной фауной, но спорово-пыльцевым спектром березовой лесотундры, лежат коричневатые суглинки с валунами и обломками раковин арктических и аркто-бореальных моллюсков, характеризующиеся приледниковым и тундровым спектром [Апухтин, 1961; Черемисинова, 1962; Малясова, 1959]. Эти суглинки, вероятно, ледниково-морского происхождения, поднимаются по бортам депрессии, переходя в толщу валунника и далее в глинистую морену водоразделов (верхняя морена Кольского полуострова).

Последний скандинавский ледниковый покров обтекал Хибинские и Ловозерские тундры, не перекрывая их целиком [Арманд и др., 1963; Граве и др., 1964]. Отсутствие верхней морены на востоке полуострова (за исключением южного и восточного побережий), наличие отчетливых краевых зон к западу от низовья р. Вороньей, к северо-востоку и югу от оз. Ловозеро, и гряд Терских Кейв, значительное развитие коры физического выветривания на кристаллических породах - все это подтверждает мнение Н.И. Апухтина [1961], что последний ледниковый покров не распространялся на восток полуострова. Фактический материал по юго-восточному Беломорью [Апухтин и Яковлева, 1961; Сахарова, 1961; Легкова, 1961; Девятова, 1962; Былинский, 1962] позволяет констатировать, что последний скандинавский покров заходил языками по Онежской, Двинской и Мезенской губам в низовья одноименных рек, где известны его краевые образования, а также континентальные и морские осадки, вероятно, синхронные осадкам беломорской трансгрессии.

Рассмотрение площади распространения верхней морены и подстилающих ее межморенных осадков позволяет оценивать надвигание хибинско-ловозерского потока минимум в 300-400 км, беломорского 500-700 км. Учитывая большие мощности покрова (200-400 м у Ловозерских тундр, около 1000 м на крайнем западе), освобождение от льда и последующее покрытие им огромных площадей, значительную трансгрессию моря и условия на суше не хуже современных при максимальном сокращении льда, надо ставить вопрос о выделении на восточной периферии Фенноскандии более молодого, чем известное, верхнеплейстоценового межледникового.

Деградация последнего ледникового покрова в полуостровной части отмечена южными грядами Терских Кейв по северному краю беломорского потока, а по южному - Онежскими и Двинскими конечными моренами. В межстадиальные промежутки времени к северу и югу от беломорского потока накапливались озерно-ледниковые осадки со спорово-пыльцевыми комплексами от приледниковой тундры с ксерофитными лугами до березовых с сосной и елью лесов [Вострухина и Ладышкина, 1962; Вострухина, 1962].

На северном побережье Фенноскандии установлена готигляциальная трансгрессия межстадиального характера. Несмотря на ее кратковременность, о чем можно судить по слабой выраженности и ограниченному распространению террас и отложений и небольшой мощности последних, температурные условия ее в Кольско-Тулломском заливе, например, были аркто-бореальными (из 7-9 видов фауны половина приходится на арктические виды, другая - на аркто-бореальные). Она сопоставляется с трансгрессией митилюс-циприна на северо-западе Фенноскандии, где в ее осадках известна бореальная фауна [Хольтедаль, 1958]. Наземная растительность, судя по результатам карпологического и палинологического анализов морских осадков, в окрестностях г. Мурманска была лесотундровой с березой, сосной, ольхой, елью; в среднем течении р. Туломы - тундровой, возможно, с редкостойной березой; в верхнем течении р. Туломы, докуда прослежено сокращение льда, пыльца и споры почти отсутствуют. Иными

словами, намечается зональность наземных условий в зависимости от расстояния до края отступившего ледника. Последующее стадийное наступание льда не менее чем на 50-60 км по Туломской депрессии фиксируется покровом морены и флювиогляциальных осадков над готигляциальными морскими, гляциодислокациями последних на юго-западном склоне дельты Пальники, южнее г. Мурманска. Окончательное исчезновение материкового льда вблизи побережья происходило одновременно с трансгрессией порландия (аллерёд - молодой дриас - пребореальное время), причем в первую половину трансгрессии край льда в депрессиях осциллировал на десятки и сотни метров, а затем полностью омертвел [Никонов, 1964].

Таким образом, для верхнеплейстоценовой истории Кольского полуострова характерно чередование скандинавских ледниковых покровов и морских трансгрессий. Хорошо прослеживается тенденция убывания оледенения, ослабления его энергии, проявляющаяся в сокращении площадей, покрывшихся более молодыми покровами, уменьшении амплитуд миграции края покровов, утоньшении самих покровов, их приспособлении к подстилающему рельефу, в общем омертвлении последнего покрова, а затем и омертвлении его края. Для морских верхнеплейстоценовых трансгрессий также характерно сокращение амплитуд, продолжительности развития и смещение площадей распространения в сторону центра оледенения, что следует связывать с общими изостатическими движениями региона в верхнем плейстоцене. Температурные условия вод каждой последующей трансгрессии и на окружающей суше в одном и том же месте были менее благоприятны, вероятно, из-за меньшей продолжительности безледных периодов, меньших расстояний до края льда, больших расходов тепла на его плавление. В каждую трансгрессию температурные условия воды у Мурманского побережья были более благоприятны, чем в Белом море и в других внутренних заливах, в чем сказывалось влияние Атлантики (Гольфстрима). В соответствующие периоды на юго-востоке континента условия были более благоприятны, чем на северо-западе, т.е. обуславливались удаленностью от центра оледенения. Так, при максимальном сокращении покрова во время беломорской трансгрессии условия на юго-востоке были межледниковыми, в центре полуострова - межстадийными, на крайнем же западе они не стали лучше приледниковых.

Сопоставление полученных результатов с данными, известными для Советской Арктики и северо-востока Русской равнины, позволяет соотносить бореальную трансгрессию с микулинским (казанцевским) межледниковьем, беломорскую трансгрессию - с каргинской (скерумхеде?), предпоследнее и последнее скандинавские оледенения - с зырянским и сартанским (вюрм I и II) ледниковьями, готигляциальную трансгрессию - с трансгрессией митиллюс-циприна, последующее надвигание льда - со стадией сальпаусселька.

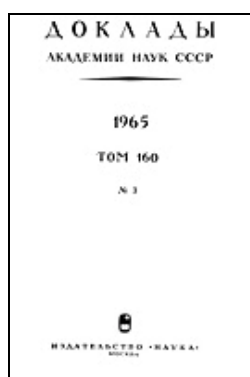
Поступило
9·V·1964

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Анухтин Н.И. Матер. Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. периода, 2, М., 1961.
2. Анухтин Н.И., Яковлева С.В. Матер. по четвертичн. геол. и геоморфол. СССР, нов. сер., в. 4 (1961).
3. Арманд А.Д., Арманд Н.Н., Никонов А.А. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 55 (1963).
4. Былинский Е.Н., ДАН, 147, № 6, 1421 (1962).
5. Вострухина Т.М. Сов. геол., № 9, 132 (1962).
6. Вострухина Т.М., Ладышкина Т.Е. ДАН, 145, № 5, 1107 (1962).
7. Граве М.К., Евзеров В.Я. и др., Рельеф и геол. строение осадочного покрова Кольск. п-ва, М.-Л., 1964.

8. *Девятова Э.И.* Тр. инст. геологии Коми фил. АН СССР, в. 3 (1962).
9. *Лаврова М.А.* Четвертичная геол. Кольск. п-ва, М.-Л., 1960.
10. *Легкова В.Г.* Матер. по четвертичн. геол. и геоморфол. СССР, № 3 (1961).
11. *Малясова Е.С.* Вестник Ленинградского университета, № 12, сер. геол. и геогр., в. 2, 68 (1959).
12. *Никонов А.А.* Развитие рельефа и палеогеография антропогена запада Кольского п-ва, М.-Л., 1964.
13. *Никонов А.А., Вострухина Т.М.* [К стратиграфии антропогена северо-восточной части Кольского полуострова](#) // Доклады АН СССР. 1964. Т. 158. № 4. С. 104-107.
14. *Сахарова Е.И.* Палеогеография четвертичн. периода СССР, М., 1961.
15. *Хольтедаль У.* Геология Норвегии, 2, М., 1958.
16. *Черемисинова Е.А.* Матер. по геол. и полезн. ископ., 3, Л., 1962.

Ссылка на статью:



***Никонов А.А.* Стратиграфия и палеогеография верхнего плейстоцена Кольского полуострова // Доклады АН СССР. 1965. Т. 160. № 3. С. 689-692.**