

УДК 551.336.79

*П.М. Борисов, М.Г. Гросвальд***НОРДКАПСКОЕ ТЕЧЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ БАРЕНЦЕВА ШЕЛЬФА**

В последние годы стали известны многочисленные факты, свидетельствующие в пользу покровных материковых оледенений западной части арктического шельфа Евразии в плейстоцене. К числу таких фактов относятся данные об ориентировке ледниковых шрамов на Шпицбергене, о-вах Надежды и Земле Короля Карла, о морфологических особенностях и простирации подводных желобов, о моренных отложениях и ледниково-аккумулятивном рельефе морского дна, о направлениях переноса эрратических валунов и пространственно-временных характеристиках послеледникового гляциоизостатического поднятия земной коры в области Баренцева моря [*Гросвальд, 1967; Шютт и др., 1968*]. К тому же, палеоклиматические реконструкции показали, что при плейстоценовых похолоданиях климата снеговая граница снижалась до уровня поверхности Баренцева шельфа, а наблюдения в Антарктиде сделали очевидным, что при таких снижениях обширные площади дна мелководных морей могли покрываться материковыми ледниками, и что для возникновения последних совсем не требовалось осушения этого дна.

Таким образом, нам представляется ясным, что в плейстоцене на площади европейской Арктики существовали не только ледниковые покровы суши, но и столь же грандиозные по размерам ледниковые покровы континентального шельфа [*Гросвальд и Серебряный, 1971*]. Подошва покровов шельфа покоилась на морском дне, а их лед находился в интенсивном энерго- и массо-обмене не только с атмосферой и земной корой, но и с морской водной массой. Последнее обстоятельство чрезвычайно важно, так как именно в механическом и термическом воздействии моря мы видим фактор, определяющий отличительные особенности истории ледниковых покровов шельфа. Главная из этих особенностей состоит в том, что на этапах снижения интенсивности ледникового питания ледники шельфа отступают на несколько порядков быстрее ледников суши, причем скорость их отступления оказывается тем выше, чем глубже они погружены относительно уровня моря и чем доступнее их лед для течений открытого океана.

На механических аспектах взаимодействия ледниковых покровов шельфа и водных масс моря мы останавливались раньше [*Гросвальд, 1970*], здесь же будет рассмотрена термическая сторона этого процесса. Иными словами, мы попытаемся получить ответы на следующие вопросы: а) какое количество тепла должно было затрачиваться на растаивание плейстоценового ледникового покрова Баренцева шельфа, и за какое время это количество доставляется в район шельфа при современных условиях циркуляции атлантических вод; б) каковы особенности распределения последних по площади Баренцева моря; в) какие изменения претерпевал теплозапас Нордкапского течения во времени, и как эти изменения влияли на условия возникновения и распада материкового ледникового покрова шельфа; г) согласуется ли длительность периода растаивания этого покрова, полученная путем расчета, с соответствующими геологическими данными.

Начнем с сопоставления некоторых количественных оценок. Отметим прежде всего, что, судя по нашим приблизительным подсчетам, максимальный объем древнеледникового покрова Баренцева шельфа составлял 1,7-2,0 млн. км³, откуда следует, что для растаивания его льда требовалось 130-150 · 10¹⁸ ккал тепла. С другой стороны известно, что с правой ветвью Северо-Атлантического течения - теплым Нордкапским течением из Норвежского моря в Баренцево ежегодно поступает 60 тыс. км³ воды, имеющей теплозапас в 291 · 10¹⁵ ккал. Известно также, что с севера, через разрез между Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа, в Баренцево море попадает еще 0,83 · 10¹⁵ ккал тепла в год - очень незначительная часть того тепла (231 · 10¹⁵ ккал), которое ежегодно выносится в Центральный Арктический бассейн с другой ветвью Северо-Атлантического течения - Шпицбергенской. Наконец, еще меньшее количество тепла поступает в интересующий нас район с северо-востока, в обход Земли Франца-Иосифа, между нею и Новой Землей [Тимофеев, 1963].

Из сказанного прежде всего следует, что основным агентом адвекции теплой воды в Баренцево море является (и, очевидно, являлось в прошлом) Нордкапское течение, тогда как другие течения играют в этой адвекции лишь крайне незначительную роль. Современное Нордкапское течение обладает таким запасом тепла, которого было бы достаточно для полного растаивания материкового ледникового покрова Баренцева шельфа (т.е. ледникового щита со средней толщиной около 2 км) за период около 500 лет, и даже если на его таяние затрачивалось бы не 100, а лишь 20% теплозапаса течения, то и тогда тот же эффект мог быть достигнут примерно за 2500 лет.

При восстановлении фактической картины таяния древнеледникового покрова следует учитывать особенности распределения тепла Нордкапского течения по площади шельфа. Основная масса этого тепла поступает с юго-запада, через широкий проход между северной оконечностью Норвегии и о-вом Медвежьим. Далее, в силу ряда причин (рельеф дна, сила Кориолиса и др.), это течение делится на несколько частей - Северную и Центральную ветви Нордкапского течения, Мурманское и Прибрежно-Мурманское течения, которые, расщепляясь на ряд более мелких струй, веерообразно расходятся к северной, восточной и юго-восточной периферии моря [Новицкий, 1961, рис.11, Шютт и др., 1968 и др.]. Естественно поэтому, что принесенное из Атлантики тепло распределяется очень неравномерно: наивысшие концентрации и температуры теплой воды имеют место над юго-западной частью Баренцева шельфа - над устьевыми участками Нордкапского и Западного (Медвежинского) желобов, тогда как по мере движения на северо-восток, восток и юго-восток эти концентрации и температуры снижаются. Это значит, что современный температурный режим юго-западной части Баренцева моря создает чрезвычайно благоприятные условия для таяния погруженных в его воды льдов, и что на северо-востоке, востоке и юго-востоке моря указанные условия гораздо менее благоприятны. Сказанное хорошо иллюстрируется положением границ многолетних паковых и плавучих льдов по сезонам и за многолетний период: при сезонных и более длиннопериодических похолоданиях границы морских льдов сдвигаются к юго-западным и центральным частям Баренцева моря, при потеплениях они отступают в противоположных направлениях. По-видимому, те же черты распределения тепла атлантических вод были характерны и для прошлого. Во всяком случае, у нас нет оснований сомневаться в том, что и в плейстоцене юго-западная часть Баренцева моря находилась в значительно лучших условиях адвекции тепла, чем его северные и восточные районы.

Коэффициент использования тепла морской воды на таяние ледниковых льдов, как известно, в огромной степени зависит от площади, на которой может идти энерго-

и массообмен между водой и льдом, т.е. от площади подводной поверхности льда. В краевой зоне ледникового покрова Баренцева шельфа эта площадь, в зависимости от местных условий, должна была сильно меняться - от очень небольшой на мелководьях, где ледниковый край был малоподвижным и имел форму отвесного обрыва, до огромной в относительно глубоком море, где развивались ледники-шельфы и выводные ледники, внешние участки которых находились на плаву и продуцировали тысячи айсбергов. Для юго-западной части Баренцева моря с ее гигантскими желобами характерны значительные глубины, поэтому в ледниковые эпохи здесь шло интенсивное откалывание айсбергов. Отсюда следует, что рассматриваемый район моря, наряду с отмеченной выше максимальной концентрацией притока теплой воды, отличался также и высоким коэффициентом использования адвекционного тепла на ледотаяние. Здесь, таким образом, в полной мере проявлялась взаимосвязь и взаимная обусловленность факторов механического и термического разрушения ледниковых покровов дна мелководных морей: с одной стороны процессы айсбергообразования дробили лед на глыбы и многократно увеличивали поверхность его соприкосновения с водой, открывая тем самым простор для таяния, с другой стороны процесс таяния вел к освобождению приледниковых акваторий от забивающих их айсбергов, что создавало возможность для продолжения «отёла» с незатухающей интенсивностью.

О высокой скорости таяния льда, погруженного в морскую воду, можно судить по следующим примерам. Крупнейшие гренландские айсберги, имеющие толщину до 600 м и длину до 15 км, обращаются в воду не более чем за три года, а продолжительность жизни гигантских антарктических айсбергов, имеющих площади в десятки тыс. км² и толщины, превышающие километр, даже в условиях холодных вод Южного океана редко превышает 10 лет [*Лисицын, 1961*].

Таким образом, становится ясным, что интенсивная деградация древнеледниковых покровов Баренцева шельфа должна была начинаться с его юго-западной окраины, где благодаря большим глубинам моря (к тому же возраставшим в результате изостатического прогибания земной коры) и концентрации теплых атлантических вод разрушение льда шло с наиболее высокими скоростями. В начале каждого этапа деградации оледенения на этом месте возникала ледниковая бухта, которая быстро углублялась к центру шельфа, «съедала» в первую очередь внутреннюю, наиболее мощную часть ледниковых покровов, и лишь затем оттесняя ледниковый край к северу, востоку и югу («центробежный» ход дегляциации). Приведенный выше эскизный расчет показывает, что даже если на таких этапах средний теплозапас Нордкапского течения был вдвое ниже современного, а коэффициент использования его тепла на ледотаяние не превышал 20%, уничтожение ледникового покрова шельфа могло завершиться за 5000 лет, что согласуется с максимальной продолжительностью периода дегляциации шельфа, вытекающей из геологических данных (морские береговые линии юго-восточной части Шпицбергена начали формироваться около 15 тыс. лет назад).

С другой стороны, тот же расчет показывает, что при современных масштабах адвекции теплой воды формирование новых ледниковых покровов Баренцева шельфа является крайне маловероятным даже при снижении снеговой границы до уровня моря. Поэтому среди факторов, обусловивших оледенение шельфа, наряду с указанным снижением снеговой границы и с падением уровня моря важное место должно было принадлежать также существенному сокращению теплосодержания Нордкапского течения или полному исчезновению последнего (что, как известно, следует из ряда палеоклиматических реконструкций).

Возможность глубоких изменений теплосодержания атлантических вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, в частности в Баренцево море,

подтверждается материалами многих наблюдений. Выяснено, что объем и температура этих вод увеличиваются с ростом меридиональной составляющей общей циркуляции атмосферы и уменьшаются с ее падением, причем размах этих колебаний может быть значительным. Например, теплосодержание Нордкапского течения между 1900 и 1938 гг. возросло в полтора раза [Назаров, 1949], а теплосодержание Шпицбергенского течения между пятилетиями 1952-1956 и 1960-1964 гг. сократилось на 27% [Шнайхер, 1969]. Особенно много тепла атлантические воды содержали в эпоху климатического оптимума голоцена, когда температура воды у Кольского полуострова повышалась до 2,5°C [Лаврова, 1960], и Арктический бассейн освобождался от покрова плавучих льдов.

Колебания температуры вод Северного Ледовитого океана, связанные с непостоянством адвекции, акцентировались синхронными изменениями его радиационного баланса. Последние происходили под влиянием изменений характера водной поверхности и ее альбедо. Если принять, что в период максимального похолодания плейстоцена площадь морских льдов Северного полушария достигала 30 млн. км² [Величко, 1968], а альбедо их поверхности составляло 70%, то уничтожение этих льдов и соответствующее сокращение отражающей способности моря (минимум на 55% или в 5 раз) должны были повысить радиационный баланс последнего не менее чем на 40-45 ккал/см²·год (подсчитано с учетом данных В.Л. Гаевского [1959]). При средней мощности деятельного слоя воды в 70 м [Шулейкин, 1968] температура его повышалась, минимум, на 6°C.

О геофизическом эффекте трансформации поверхности моря можно судить по следующим сопоставлениям. Современная площадь морских льдов Северного полушария в их зимний максимум - 15 млн. км² [Назаров, 1963] - вдвое меньше площади морских льдов холодного времени плейстоцена. Отсюда следует, что радиационный баланс высоких и умеренных широт этого полушария в настоящее время превышает тот же баланс ледниковых эпох на $6 \cdot 10^{18}$ ккал, т.е. на величину, эквивалентную теплосодержанию двадцати течений, подобных современному Нордкапскому. При полном же сходе плавучих льдов увеличение радиационного баланса высоких и умеренных широт, естественно, было вдвое большим, т.е. достигало $12 \cdot 10^{18}$ ккал - теплозапаса сорока Нордкапских течений!

Приведенные факты и соображения позволяют сделать следующие выводы. Современные масштабы адвекции тепла Нордкапским течением и современный радиационный баланс Баренцева моря неблагоприятны для образования материкового ледникового покрова шельфа. Еще менее благоприятными эти условия были в эпоху климатического оптимума голоцена. Поэтому образованию указанных покровов должны были предшествовать существенные изменения физических условий области: падение уровня моря, расширение площадей плавучих льдов, сокращение притока тепла с атлантическими водами. Это значит, что оледенение шельфа должно было запаздывать относительно начала оледенения суши. Разрушение же материковых льдов Баренцева шельфа могло происходить чрезвычайно рано и быстро, поскольку в эпохи позднеледниковых потеплений климата механические факторы «морской» абляции (откалывание айсбергов) дополнялись мощным воздействием тепла морской воды (интенсивное таяние).

ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена. Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 3.
2. Гаевский В.Л. О некоторых особенностях радиационного режима Центральной Арктики. Труды ААНИИ и ГГО, т. 226, 1959.

3. *Гросвальд М.Г.* Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене (основные положения). В сб.: Материалы гляциол. исслед. (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 13. М., 1967.

4. *Гросвальд М.Г.* [Некоторые особенности оледенений материковых шельфов \(на примере Европейской Арктики\)](#). В сб.: Материалы гляциол. исслед. (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 16. М., 1970.

5. *Гросвальд М.Г., Серебрянный Л.Р.* География материкового оледенения севера Европы в верхнем плейстоцене. В сб.: Материалы гляциол. исслед. (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 18. М., 1971.

6. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.

7. *Лисицын А.П.* Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

8. *Назаров В.С.* Колебания ледовитости морей. Труды Госуд. океаногр. ин-та, вып. 6, 1949.

9. *Назаров В.С.* Количество льдов Мирового океана и их изменчивость. Океанология, 1963, № 2.

10. *Новицкий В.П.* Постоянные течения северной части Баренцева моря. Труды Госуд. океаногр. ин-та, вып. 64. Вопросы гидрологии северных морей. Л., Гидрометеиздат, 1961.

11. *Тимофеев В.Т.* Взаимодействие вод Северного Ледовитого океана с водами Атлантического и Тихого океанов. Океанология, 1963, № 4.

12. *Шнайхер А.О.* Адвекция атлантических и тихоокеанских вод как фактор изменения климата Арктического бассейна. Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 3.

13. *Шулейкин В.В.* Физика моря. М., Изд-во «Наука», 1968.

14. *Шютт В., Хоппе Г., Блейк В., Гросвальд М.Г.* О распространении позднплейстоценового оледенения в европейской Арктике. Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 5.

Ссылка на статью:



Борисов П.М., Гросвальд М.Г. **Нордкапское течение и оледенение Баренцева шельфа** // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. 1971. № 18. С. 179-183.