

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИССЛЕДОВАНИЕ ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО ОКЕАНА

ИССЛЕДОВАНИЕ ОКЕАНА

Ответственные редакторы:
академик Л.М. БРЕХОВСКИХ
кандидат технических наук Е.М. КУХАРКОВ

4199



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Исследование океана. М.: Наука, 1984.

В сборник включены статьи-доклады на пленарных заседаниях II Всесоюзного съезда океанологов (декабрь 1982 г.), который имел целью подвести итоги достижений океанологии за период времени, прошедший после I съезда (июнь 1977 г.), и наметил первоочередные задачи в исследовании Мирового океана на ближайшее будущее.

Статьи посвящены наиболее важным научным и прикладным проблемам современной океанологии, связанным с изучением физики океана, его климатообразующей роли, а также с освоением биологических и минеральных ресурсов Мирового океана. Авторами статей являются крупнейшие советские океанологи.

Рецензенты:

А.А. АКСЕНОВ, Л.М. ЛЯМШЕВ

И 1903030100 — 290

179-84—II

042 (02) -84

© Издательство "Наука", 1984 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике содержатся статьи по важнейшим направлениям исследования океана, написанные по материалам, представленным на пленарных заседаниях II Всесоюзного съезда океанологов, который состоялся в декабре 1982 г. в Ялте. I съезд проходил в июне 1977 г. в Москве. За время между этими двумя съездами в нашей стране продолжались широкие и глубокие исследования Мирового океана учреждениями разных министерств и ведомств. Они выполнялись в соответствии с основными направлениями XXV и XXVI съездов КПСС и планами экономического и социального развития страны на 10-ую и 11-ую пятилетки и должны были способствовать развитию мореплавания, службы прогноза погоды, добычи рыбы и полезных ископаемых, охраны природы и общего изучения океана.

Одна из главных задач съезда – рассмотрение и оценка результатов выполненных исследований по разным направлениям и определению направлений дальнейших исследований на последующие годы. На съезде было представлено более 1500 докладов, содержащих в основном конкретные результаты исследований. Они опубликованы в форме тезисов (Севастополь, "Наукова думка", 1982). Многие научные результаты опубликованы в трудах институтов, в журнале "Океанология", в монографиях (например, В.М. Каменкович, М.Н. Кошляков, А.С. Монин "Синоптические вихри в океане", 1982; сборники по проблемам загрязнения океана; многотомные издания "Океанология", "География Мирового океана" и другие). Поэтому общие результаты научных и прикладных исследований значительно больше и шире, чем то, что опубликовано в данной книге. Следует отметить, что в последние десятилетия географические, геологические, биологические и многие другие исследования все больше распространяются и смещаются с континентов на океан. В океане выполнены многие важные исследования и сделаны существенные открытия.

Первые четыре статьи (Г.И. Марчука, А.С. Моница, Б.А. Нелепо и А.Ф. Трешникова с соавторами) данной книги посвящены проблемам изучения физических явлений в океане, их взаимодействию с атмосферными процессами; большое внимание уделяется прогнозированию погоды и океанографических условий, а в связи с этим – энергоактивным районам океана и приполярным акваториям, а также методам исследований.

Статьи А.И. Симонова и М.П. Нестеровой, Ю.А. Изразля и А.В. Цыбань посвящены чрезвычайно актуальной в настоящее время проблеме – загрязнению Мирового океана и влиянию этого загрязнения на населяющие его организмы, изменяющему энерго- и газообмен океана с атмосферой, климат Земли и биоресурсы. По этому разделу ведутся большие исследования и даются ценные практические рекомендации.

В статьях С.А. Студенецкого и М.Н. Виноградова с соавторами рассматриваются биологические ресурсы Мирового океана, океанологические условия формирования биологической и промысловой продуктивности

вод и использование рыб и других объектов промысла мировым рыболовством. Приводится большой фактический материал о международном рыболовстве.

Далее следуют статьи Ю.П. Непрочнова, И.П. Герасимова и А.П. Лицына, посвященные проблемам и новейшим достижениям в области геологии и геофизики океана. Геологические и геофизические исследования океана дали возможность по-новому представить эволюцию и строение всей земной коры и верхней мантии, формирование месторождений некоторых полезных ископаемых позволили начать промышленную добычу нефти, газа и многих других полезных ископаемых со дна различных акваторий.

В статье Л.Л. Любимова рассматриваются вопросы международного морского права, имеющие существенное значение для развития морских отраслей хозяйства и для исследования океана.

В целом статьи сборника подводят итоги исследованиям Мирового океана к 1982 г. в наиболее важных направлениях и намечают пути дальнейшего их развития.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Крупнейшие советские ученые — А.А. Фридман, Н.Е. Кочин, И.А. Кибель, А.М. Обухов и другие — в основном сформулировали задачу о гидротермодинамике атмосферных процессов, применяя при этом традиционный подход исследования — от простого к сложному. Простота подхода состояла в том, что рассматривались, как правило, только те процессы, которые развиваются в атмосфере и генерируются энергетическими компонентами в самой же системе. В качестве граничных условий привлекалась информация о процессах, не связанных с самой атмосферой, но взаимодействующих в ней. Это прежде всего подстилающая поверхность. Затем стали привлекаться такие весьма обобщенные и простые сведения об океане, как температура его поверхностного слоя или поток тепла.

В настоящее время довольно успешно решается задача краткосрочного прогноза погоды до трех дней вперед. В этом случае атмосфера сама предоставляет о себе информацию, поскольку другие факторы оказываются более долгопериодными и не оказывают существенного влияния на гидродинамические процессы. Что касается учета мезопроцессов, то, как нам представляется, эти процессы исследованы уже довольно подробно, хотя они, естественно, будут изучаться и в дальнейшем.

Далее ученые поставили задачу продлить срок прогноза до месяца. Многочисленные исследования наших и зарубежных специалистов показали, что без привлечения информации об океане такой прогноз с достаточной надежностью дать невозможно, и прежде всего из-за отсутствия оперативной информации о поверхностной температуре океана. Известно, что срок предсказуемости атмосферных процессов зависит от масштабов процесса (для длинных волн срок предсказуемости имеет величину около месяца, для синоптических волн он составляет величину приблизительно в две недели). Предсказуемость определяется внутренними нелинейными взаимодействиями атмосферных процессов. Если говорить о прогнозе осредненных за большой промежуток времени процессов (например, о прогнозе аномалий среднемесячных температур), то сроки предсказуемости таких процессов могут быть больше. В таких долгопериодных процессах существенную роль должен играть океан, только фиксированное поле температуры океана здесь уже не приведет к успеху. Необходимо учитывать в этом случае динамику самого океана.

Поэтому вопросы долгосрочного прогноза погоды и краткосрочного изменения климата, имеющие чрезвычайно важное значение для человечества, невозможно решить без детального исследования как общей циркуляции атмосферы, так и реальной динамики океана.

Не решив проблемы взаимодействия системы атмосфера—океан, мы не сможем продвинуться вперед в плане изучения вариаций общей циркуляции атмосферы под влиянием тех или иных факторов. Остаются и, безусловно, останутся "белыми" пятнами многие проблемы динамики самого океана, которая подвержена воздействию атмосферных процессов

и тесно связана с динамикой атмосферы. Попробуем разобраться в этих проблемах с точки зрения взаимодействия атмосферы и океана.

Прежде всего мы должны допустить, что не весь океан одинаково влияет на атмосферу, хотя в целом влияние его огромно. Имеются некоторые районы, где в наибольшей степени проявляются неоднородности и возникают неожиданные и зачастую непредсказуемые флуктуации, существенно изменяющие структуру гидротермодинамических полей как океана, так и атмосферы. Что это за районы? Это зоны больших дисперсий — сезонных и годовых, где сильно колеблется температура, толщина слоя термоклина и т.д. В этих зонах имеется наибольшая вероятность того, что под влиянием атмосферных флуктуаций создадутся условия, при которых может формироваться та или иная сильная флуктуация в океане. Эта флуктуация в свою очередь может оказаться существенным передаточным звеном в сложной динамике взаимодействия атмосферы и океана.

Хотелось бы особо выделить важнейшую проблему изучения статистики Мирового океана. К сожалению, мы не располагаем сейчас достаточным количеством рядов наблюдений по всему Мировому океану. Поэтому необходимо использовать все те данные, которые имеются в настоящий момент по отдельным зонам океана и попытаться восстановить ретроспективно всю информацию, которая позволяла бы выделить в первом приближении зоны максимальных дисперсий и максимальной изменчивости тепловых потоков, теплосодержание поверхностного слоя океана, слоя термоклина, и его вариации. Это — первая важная проблема.

Нам нужна карта дисперсий, которая даст ценную информацию о том, где сосредоточены эти критические зоны — зоны максимальной изменчивости, с тем чтобы именно их изучить в первую очередь наиболее детально.

Отчасти эту цель и преследует предложенная нами программа "Разрезы". Важно создать систематическую службу в энергоактивных зонах, отличающихся более крупными аномалиями в океане, которые могут оказывать существенное влияние на аномалии атмосферы. В связи с тем, что океан велик, изучение этих зон будет делом весьма сложным. Что же касается глобального изучения океана, то оно, по-видимому, начнется только тогда, когда мы в широком масштабе сможем использовать спутники и буйковые станции. Но до этого времени нам необходимо провести определенную подготовительную работу и изучить прежде всего наиболее информативные регионы океана. Проблема изучения энергоактивных зон атмосферы и океана, являющаяся для советских океанологов проблемой первостепенной важности, как раз и составляет ядро разработанной в нашей стране программы "Разрезы".

Почему же мы говорим об аномальных зонах и почему придаем им такое значение?

Оказалось, что аномальные энергоактивные зоны относятся к ключевым позициям, связанным с крупномасштабными течениями в Мировом океане. Весьма значимой с этой точки зрения энергоактивной зоной является район южнее Флориды, где зарождается и набирает силу Гольфстрим. Гольфстрим под влиянием создавшейся метеорологической ситуации аккумулирует большее или меньшее количество тепла. Это запасенное тепло, переносимое Гольфстримом, через 3—6 месяцев высвобождается где-нибудь в районе Исландии.

Соседствуя с холодным арктическим воздухом, неустойчивая гидродинамическая система немедленно реализуется с помощью циклонической деятельности, возникая и перемещаясь на восток. Таким образом, Европа получает больше или меньше влаги и тепла.

Однако трудно оценить, какое количество тепла может перенести Гольф-

стрим, хотя ученые много сделали в этом направлении. Проблема оказалась не такой уж простой. Например, мезовихри сами по себе не влияют на крупные глобальные процессы, но они являются механизмом горизонтального теплообмена в самом океане между сильно отличающимися друг от друга водными массами. Вихрь — это мощная инерциальная система с большим запасом энергии. В южных широтах под влиянием пассатных ветров и сферичности Земли океанические вихри, меньшие по размерам по сравнению с атмосферными, но большие по массе, возникая в открытой части океана, переносятся на запад к берегам Америки и вливаются в Гольфстрим, привнося дополнительные порции тепла. Что касается рингов течения Гольфстрима, то они, отрываясь, могут вновь вовлечься в это течение, и в результате потеря энергии почти не произойдет.

Отсюда возникает вторая, очень серьезная для океанологов задача. Поскольку время жизни вихрей достаточно велико и изменение мезомасштабных вихрей происходит в течение нескольких недель и даже месяцев, то за этими вихрями необходимо организовать систематическое наблюдение.

Зная структуру вихрей, мы можем оценить переносимое ими количество тепла. С этой целью было бы важным организовать наблюдения из космоса с помощью специальной аппаратуры (например, по температурным контрастам). Для этого необходимо создать специальную систему слежения за мезомасштабными вихрями, как потенциальными дополнительными источниками энергии. В результате мы будем больше знать о нашей системе и лучше представим себе масштабы формирующихся флуктуаций. Это — вторая проблема, которая требует своего решения.

Крайне важно изучить процессы сложного взаимодействия атмосферы и океана: где накапливается энергия и где она высвобождается, как коррелируют между собой эти события. Для этого необходимо привлечь асинхронный анализ. Важная роль здесь отводится статистике. Корреляционный асинхронный анализ покажет и время задержки сигнала, поступающего из атмосферы: тепла в океан и затем из океана в атмосферу, т.е. дополнительные вариации. Это очень важная информация, которая позволила бы нам в какой-то степени изучить планетарную "тепловую машину". Асинхронный анализ — третья задача для океанологов.

Очень важной проблемой является также изучение колебаний глубины термоклина в океане. Как известно, термоклин бывает главным и сезонным. Главный — это среднегодовой многолетний, который формируется за долгие годы в определенных районах Мирового океана. Сезонный термоклин подвержен сильным изменениям в течение года. Именно он и запасает всю ту "флуктуационную" энергию, о которой говорилось выше. Чем больше он запасает дополнительной энергии, тем больше энергии он высвобождает в атмосферу. Поэтому исследование сезонного термоклина является в настоящее время одной из очень актуальных проблем. В решении этой проблемы нам должно помочь математическое моделирование. Теория формирования термоклина в настоящее время интенсивно развивается океанологами. Исследование этой проблемы, безусловно, необходимо развивать и расширять. Важно изучить жизнь термоклина всего Мирового океана. Это дало бы нам возможность более четко ориентироваться в потенциальных источниках запасаемой энергии.

К числу энергоактивных зон с полным основанием можно причислять зоны апвеллинг Мирового океана в экваториальных и прибрежных районах. Экваториальный апвеллинг является результатом взаимодействия двух колец циркуляции: северного и южного полушарий, а также деятельности пассатов. Если пассатная деятельность усиливается или ослабевает,

то это немедленно сказывается на апвеллинге, и в экваториальной зоне глубинные охлажденные воды в большей или меньшей степени выходят на поверхность, что в свою очередь изменяет локальный градиент температуры. Поэтому изучение природы апвеллинга очень важно. В то же время до сих пор не разработана достаточно удовлетворительная математическая модель формирования апвеллинга и связанного с ним термоклина. Экспериментальное и теоретическое изучение апвеллинга сейчас представляет собой комплексную проблему, поскольку при ее решении необходимо учитывать пассаты и более тонкое взаимодействие мелкомасштабных процессов с крупномасштабными.

Хотелось бы особо указать на задачи, представляющие наибольший интерес для метеорологов и океанологов и которые давно уже сформулированы в метеорологии и климатологии океана. Пусть требуется рассмотреть тот или иной функционал измерения на заданной площади, осредненный за определенный период, и выяснить, каким образом процессы в разных точках Мирового океана влияют на этот функционал. Для этой задачи был предложен специальный математический аппарат, который основан на применении теории сопряженных уравнений по отношению к главным уравнениям гидротермодинамики. Решением сопряженного уравнения является, с одной стороны, искомый функционал, с другой — решение описывает влияние, которое оказывают процессы в разных точках океана на этот функционал. Такое решение дает возможность увидеть взаимное влияние как океанических процессов, так и атмосферно-океанических. Это позволяет также построить теорию чувствительности функционалов к входным данным системы, для чего необходимы экспериментальные исследования асинхронных связей, поскольку они по отношению к этим функционалам позволяют определить функции влияния и сопоставить их с решением сопряженных уравнений.

Главное искусство океанолога, метеоролога и климатолога состоит в том, чтобы правильно параметризовать входные данные, данные о граничных условиях, о механизмах разрешений неустойчивостей, которые дифференцированно описать почти невозможно, а вложить в систему уравнений параметрически можно. Эти вопросы в настоящее время выступают как первоочередные, поскольку хорошо параметризованная задача дает больше информации, чем тщательнейшим образом детерминированная и сильно дифференцированная задача. Необходимо отдавать себе отчет в том, что система атмосфера—океан сложна и находится почти на пределе критичности. Именно поэтому вопросы параметризации очень важны. Далее, поскольку атмосфера и океан рассматриваются как единое целое, то параметризацию должны делать одновременно метеорологи и океанологи. В данном направлении уже кое-что сделано. Но этого крайне мало, и мы не можем считать, что уже создана основа, на которую мы могли бы ориентироваться в изучении атмосферно-океанической проблемы с точки зрения изучения кратковременных изменений климата и долгосрочного прогноза флуктуаций погоды.

Перед нами встала еще одна проблема, над решением которой уже работают ученые. Выше отмечалось, что если мы хотим получить прогноз погоды на месяц и более вперед, необходимо учитывать "живой океан", т.е. учитывать его динамику. А как учитывать динамику океана, если мы не можем рассчитывать прогноз температуры в океане? Имеются уравнения, параметризации, но отсутствуют начальные поля по глубине океана. В нашем распоряжении имеется только поле на его поверхности. Поэтому возникает задача получения начальных условий океана для того, чтобы сделать его полезным для прогноза температуры и течений, а затем под-

ключить к ним данные по атмосфере, динамика которой менее инерционна и быстро приспосабливается к океану. Эта проблема сейчас является весьма острой, и мы давно уже работаем над тем, чтобы научиться решать задачи на установление. Возьмем, к примеру, какое-то климатическое распределение термогидродинамических полей в океане. Оно не соответствует реальности, но на поверхности океана постоянно день за днем происходят изменения тех или иных компонентов, например температуры или скорости ветра, от которых зависит реальный поток тепла из океана в атмосферу или наоборот. Если оба эти параметра нам известны, то, решая задачу за длительный период и считая эту систему диссипативной, есть уверенность, что через какую-то период времени, порядка полугода, в верхнем слое океана установятся поля, соответствующие более или менее реальной ситуации. Если начальные поля в океане будут нам известны на определенный момент, то тогда открывается возможность совместно решать задачу атмосфера—океан и предпринимать дальнейшие шаги по прогнозу погоды. Проводя спектральный анализ источников и исследуя спектр задачи динамики океана, можно проанализировать, как те или иные возмущения приводят к колебаниям всего Мирового океана. С этой точки зрения можно подойти к изучению причинно-следственной связи и ситуаций, когда малые изменения в источниках могут породить сильные изменения в Мировом океане, а большие изменения могут не оказать существенного влияния на какие-то особенности циркуляции в других частях океана.

Для этой цели мы должны получить спектр возможных колебаний всего Мирового океана. По всей вероятности, уже назрело время, когда этим необходимо заниматься. Представляется, что решение этой проблемы откроет нам пути к пониманию процессов и ответит на вопрос, почему от года к году изменяется климат. Конечно, он меняется по разным причинам, но, изучив спектральные задачи и проследив влияние конкретных возмущений на динамику океана (а эту задачу можно превратить в задачу взаимодействия атмосферы и океана), мы сможем более глубоко посмотреть на проблему взаимодействия.

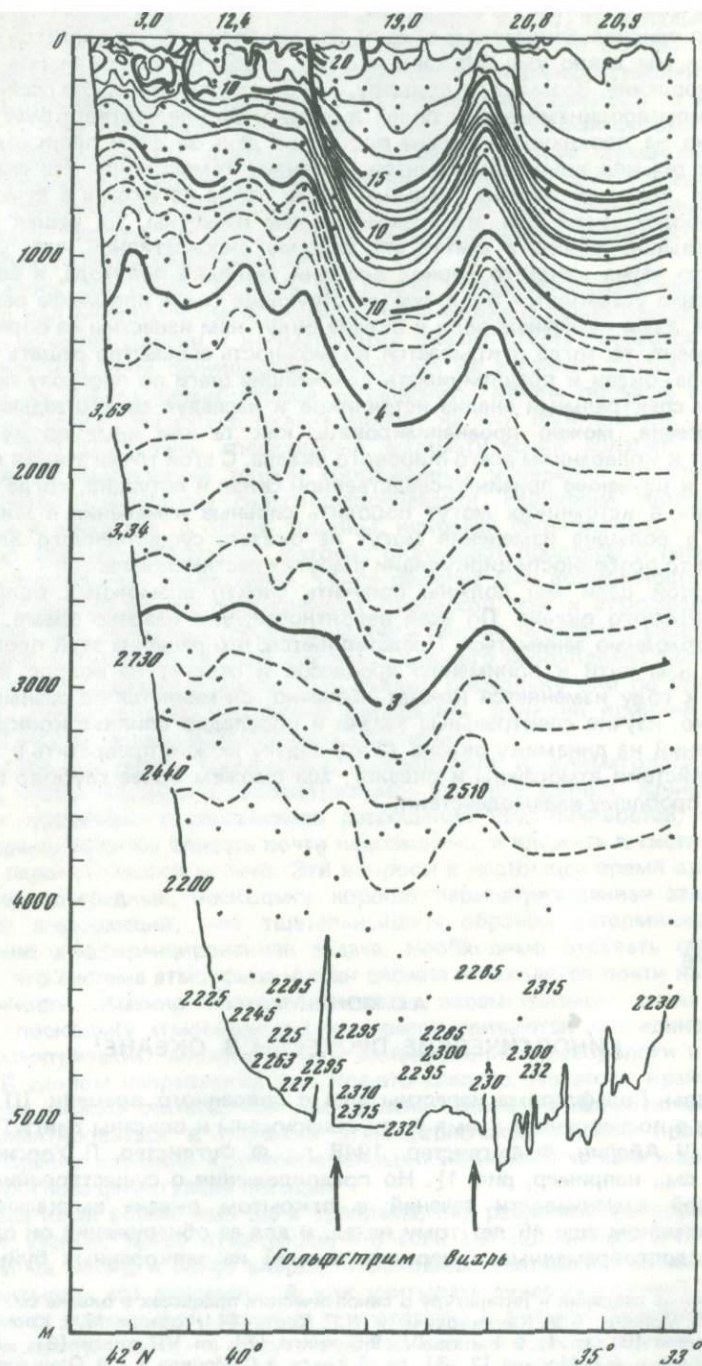
УДК 551.46

А.С. МОНИН

СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОКЕАНЕ¹

Меандры Гольфстрима известны еще с довоенного времени (П. Черч, 1937 г.), в послевоенное время были обнаружены и описаны ринги Гольфстрима (Ч. Айслин, Ф. Фуглистер, 1948 г.; Ф. Фуглистер, Л. Уорсингтон, 1951 г., см., например, рис. 1). Но предположения о существовании синоптической изменчивости течений в открытом океане высказывались В.Б. Штокманом еще 45 лет тому назад, и для ее обнаружения он организовывал долговременные измерения течений на заякоренных буйковых

¹ Основные сведения и литературу о синоптических процессах в океане см. в гл. 5 книги А.С. Момина, В.М. Каменковича и В.Г. Корта [4]; обзоре М.Н. Кошлякова и А.С. Момина [9], гл. 1, § 4 и гл. IV, § 6 книги [7], гл. VII книги [8], обзорах А.П. Мирабеля и А.С. Момина [2, 3], гл. 3 книги А.С. Момина и Р.В. Озмидова [5], специальной монографии В.М. Каменковича, М.Н. Кошлякова и А.С. Момина [1] и, наконец, в § 10 и 15 книги А.С. Момина [6].



Р и с. 1. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на разрезе вдоль $64^{\circ}30'$ з. д. в апреле 1960 г.

станциях в ограниченных областях океана — "полигонах" — в 1935 г. в Каспийском море, в 1956 г. в Черном море и в 1958 г. в Северной Атлантике. Затем эти предположения нашли подкрепление в измерениях глубинных течений, выполненных Дж. Своллоу при помощи поплавков нейтральной плавучести в 1958 г. к западу от Португалии и особенно в 1959—1960 гг. у Бермудских островов (около 31° с.ш., 68° з.д.), когда на глубинах 2—4 км были обнаружены сильные нестационарные течения близких направлений (на 4 км — до 41 см/с), и хотя для расшифровки их пространственной структуры данных было недостаточно, грубые оценки указывали на пространственный и временной масштабы порядка 100 км и 50 сут. Отметим также полученные американскими океанологами спектры температуры с максимумом у периода в 100 дней по измерениям у Бермудских островов за 1954—1959 гг. и спектры течений с максимумом у периода в 40 дней по измерениям чуть севернее Гольфстрима за 1965—1967 гг.

Первый специальный эксперимент ("Полигон-67"), нацеленный на выяснение пространственной структуры синоптической изменчивости течений открытого океана, был проведен по инициативе В.Б. Штокмана Институтом океанологии АН СССР в 1967 г. в Аравийском море (10° — 15° с.ш., 63° — 67° в.д.). Здесь в течение двух месяцев производились измерения течений на семи буйковых станциях, обнаружившие существенную нестационарность течений на всех глубинах, и были осуществлены две гидрологические съемки (по 8×11 гидрологических станций), расчеты карт геострофических течений, по которым впервые обнаружили синоптические вихри открытого океана (пока еще косвенным путем, а не по прямым измерениям течений).

Второй специальный эксперимент по изучению синоптической изменчивости течений открытого океана ("Полигон-70") был проведен советскими океанологами во главе с Институтом океанологии АН СССР в февралю—сентябре 1970 г. в северной пассатной зоне Атлантики, где в течение шести месяцев были осуществлены непрерывные измерения течений на 10 глубинах от 25 до 1500 м на 17 заякоренных буйковых станциях, образующих крест размерами 200×200 км с центром в точке $16^{\circ} 31'$ с.ш., $33^{\circ} 30'$ з.д., и был также выполнен ряд гидрологических съемок (этой экспедицией руководил Л.М. Бреховских). Пассатный ветер (северовосточный) здесь был исключительно устойчивым, и среднее за весь период измерений пассатное течение в верхнем слое океана было направлено на запад-юго-запад и имело скорость около 3 см/с. Однако мгновенные течения обнаружили весьма значительную изменчивость, причем в короткопериодной части спектра выделялись полусуточные приливные и особенно инерционные колебания (имевшие на широтах наблюдения период около 42 ч), а при периодах в 3—4 дня в спектре колебаний имелся глубокий минимум, позволявший отфильтровать короткопериодные колебания и надежно выделить длиннопериодную синоптическую изменчивость течений.

Карты синоптической компоненты течений показали, что за период наблюдений через полигон прошли три антициклонических и две циклонических вихря; особенно хорошо был промерен крупный антициклон, наблюдавшийся с конца марта до середины июля и прошедший через самый центр полигона (рис. 2). Согласно картам, на полигоне преобладала "плотная упаковка" вихрей, их размеры (расстояния от центров до зон максимальных скоростей) были около 100 км, скорости течения в них — до 25 см/с на глубинах 200—300 м, 35 см/с на 400—600 м, 20 см/с на 1000 м и 10 см/с на 1500 м, и они перемещались на запад и юго-запад со скоростями в среднем 5—6 см/с. Вертикальная ось майского антициклона была накло-



Рис. 2. Карта синоптических течений на глубине 300 м на "Полигоне-70" на 24 мая

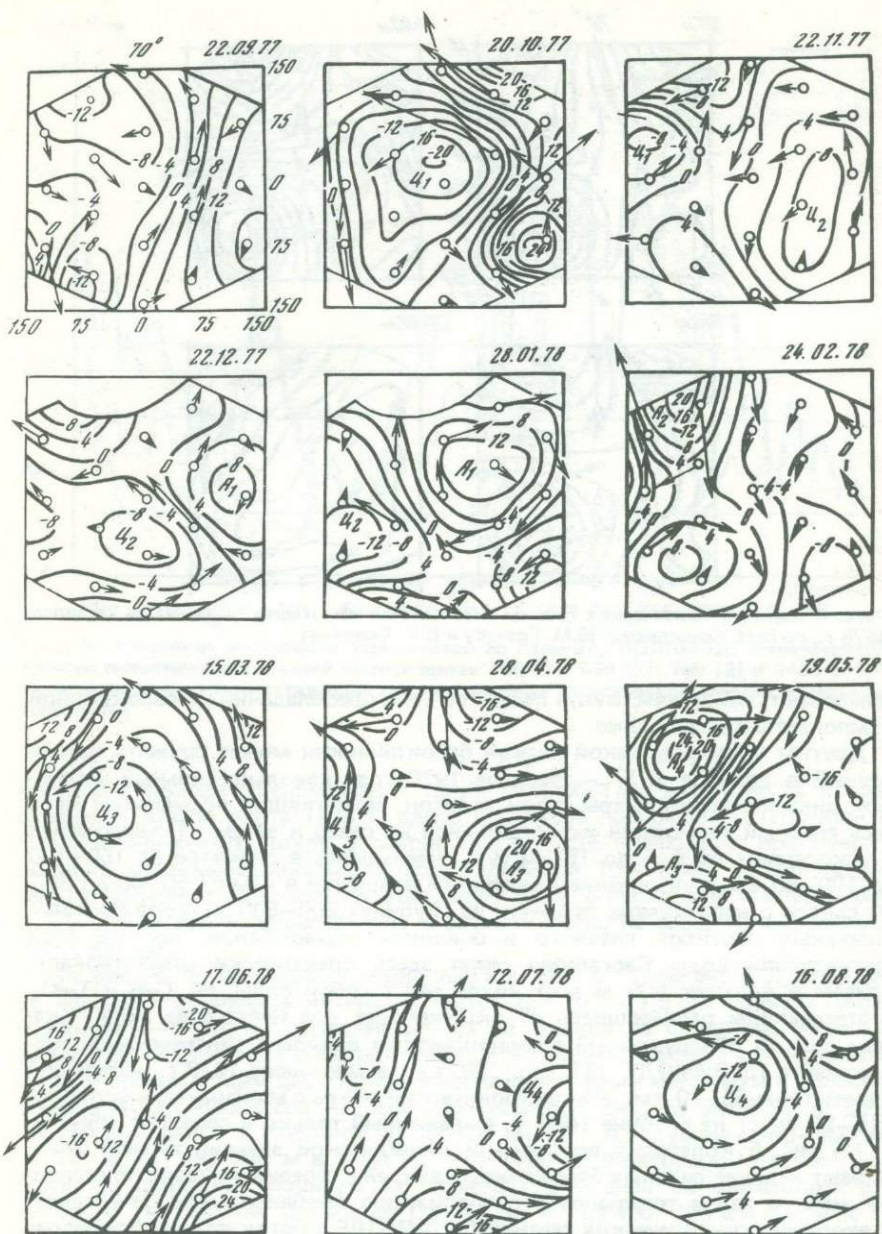
Стрелки — измеренные течения, линии тока построены методом оптимальной интерполяции

нена сверху вниз по направлению его перемещения — это свойственно бароклинно-неустойчивым волнам Россби, с теорией которых удалось успешно согласовать и ряд других характеристик вихрей "Полигона-70".

Таким образом, можно признать, что на "Полигоне-70" с помощью прямых измерений было зафиксировано открытие синоптических вихрей открытого океана, явившееся, пожалуй, крупнейшим открытием океанологии в послевоенные годы. "Полигон-70" был повторен в несколько меньшем масштабе, и его результаты были подтверждены американским экспериментом МОДЕ (Mid-Ocean Dynamics Experiment), основная фаза которого осуществлялась в 1973 г. в Саргассовом море около точки 28° с.ш., $69^{\circ} 40'$ з.д. в среднем в течение трех месяцев с измерениями течений на четырех глубинах — глубже 400 м, так как для исключения высокочастотной болтанки, свойственной поверхностным буям (хотя она и не сказывается на синоптической компоненте течений, являвшейся основным объектом эксперимента), применялись глубоко притопленные буи (что приводило к потере сведений о динамически наиболее важном верхнем слое океана). Методической новинкой в МОДЕ были пробные запуски на глубине 1500 м поплавков нейтральной плавучести с гидроакустическим прослеживанием системы SOFAR, позволяющих осуществить квазилагранжово измерение глубинных течений.

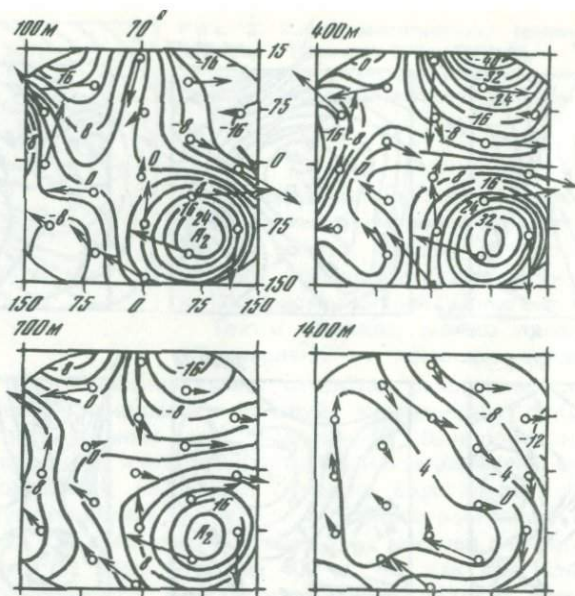
Следующий крупный шаг в изучении синоптических вихрей открытого океана — 13-месячный советско-американский эксперимент ПОЛИМОДЕ (июль 1977 — август 1978 г. в Саргассовом море), во время которого на полигоне размером 300×300 км с центром в точке 29° с.ш., 70° з.д. не советской сети из 19 буйковых станций (с измерителями течений на глубинах 100, 400, 700 и 1400 м) было зафиксировано прохождение 21-го синоптического вихря (рис. 3) с диаметрами преимущественно около 100 км (в отдельных случаях до 300 км), со скоростями вращения в верхних слоях океана в среднем 30–35 см/с, достигающими иногда до 70–80 см/с, и скоростями перемещения 3–10 км/сут преимущественно на запад; был зарегистрирован также ряд более мелких вихрей. На глубинах 100–400–700–1400 м скорость среднего течения составляла 1,2–3,2–2,4–1,3 см/с, так что кинетическая энергия вихрей была на два порядка больше, чем у среднего течения (если считать, что на глубине 1500 м преобладает баротропная, т.е. средняя по глубине компонента синоптических течений, то из приведенных данных можно сделать вывод о сравнимости баротропной и бароклинной компонент в районе ПОЛИМОДЕ).

Пример карт синоптических течений на четырех глубинах (за 28 апреля 1978 г.) приведен на рис. 4, на котором в NW и SE углах полигона видны два антициклонических вихря, в последствии сближившихся и частично слившихся, после чего NW вихрь резко усилился, буквально забрав энергию их соседних областей, а в SE углу образовался циклонический вихрь, особенно резкий на глубине 400 м и практически не выраженный на глубинах 100 и 1400 м, причем на последней глубине течения резко



Р и с. 3 Векторы скорости и линии тока синоптических течений на горизонте 700 м в районе ПОЛИМОДЕ на отдельные даты 1977–1978 гг.

Возмущения функции тока в $10^7 \text{ см}^2/\text{с}$. Линии, ограничивающие области построения линий тока в угловых частях квадратов, соответствуют равной 0,10 относительно дисперсии ошибке восстановления поля функции тока. Буквами А₁, С₁ и т. д. показаны отдельные циклонические и антициклонические вихри

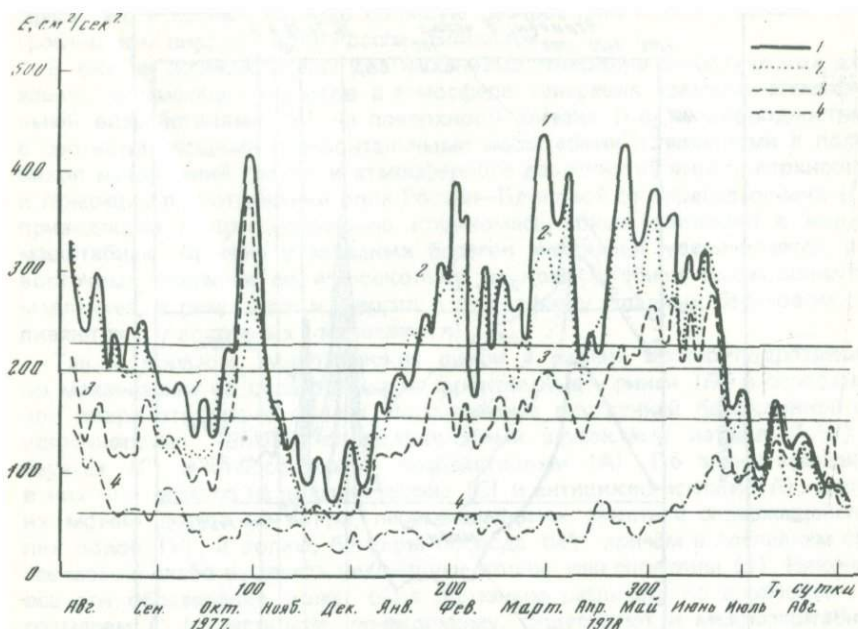


Р и с. 4 Карты синоптических течений ПОЛИМОДЕ на четырех глубинах за 28 апреля 1978 г., по М.Н. Кошлякову, Ю.М. Грачеву и В.Х. Еникееву

ослабевают, свидетельствуя о существенном преобладании их бароклиновой компоненты в этом случае.

Другим примером такой резкой бароклинности может служить наблюдаемый в декабре 1977 — феврале 1978 года довольно сильный небольшой циклонический вихрь, почти солитон, захвативший по меньшей мере весь главный термоклин и двигавшийся на север и затем на северо-запад с ускорением от 4–5 до 15 км/сут., уменьшаясь в диаметре от 150–130 до 100–80 км с увеличением скоростей вращения в нем от 50–60 до 80–90 см/с и с минимумом скорости на глубинах 200–500 м (из-за противоположных прогибов главного и сезонного термоклинов, так что слой 18-градусной воды Саргассова моря здесь практически отсутствовал), причем в верхних 600 м этот вихрь нес с собой воды, по T–S и T–O₂ соотношениям отличавшиеся от окружающих вод Саргассова моря. Укажем еще на обнаруженный в американском локально-динамическом эксперименте ПОЛИМОДЕ (31° с.ш., 70° з.д.) в мае–июне 1978 г. небольшой (диаметром 50–70 км) антициклонический вихрь с максимумом скорости (15–20 см/с) на глубине 1600 м, выраженный только в слое 100–2500 м.

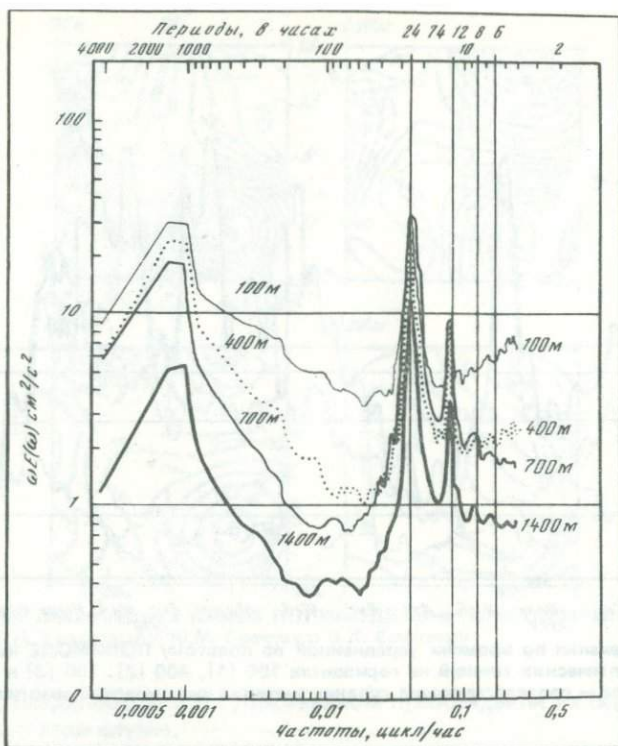
На рис. 5 колебания во времени кинетической энергии течений показывают наличие сильных бароклиновых вихрей с середины января по середине июня и затем тотальную баротропизацию приблизительно за 20 дней. В эволюции синоптических течений ПОЛИМОДЕ многократно наблюдалось образование узких интенсивных струй или фронтов в поле скорости, свойственное двумерной турбулентности, в которой оно создается спектральным переносом энтропии (в океане — потенциальной энтропии) от больших масштабов к малым. Отметим также наблюдавшиеся в зимне-весенний период в ВПС и сезонном термоклине резкие температурные фронты, располагавшиеся, как правило, по окраинам интенсивных вихрей и перемещающиеся вместе с ними, демонстрируя адвективную, а не



Р и с. 5. Изменения по времени усредненной по полигону ПОЛИМОДЕ кинетической энергии синоптических течений на горизонтах 100 [1], 400 [2], 700 [3] и 1400 м [4]. Прямые линии — соответствующие средние значения кинетической энергии на четырех горизонтах

волновую природу перемещения таких вихрей. Так, например, в конце февраля — начале марта 1978 г. вдоль восточной периферии интенсивного антициклонического вихря в районе ПОЛИМОДЕ наблюдался приповерхностный квазимеридиональный фронт шириной 10–15 км, разделявший теплую западную и холодную восточную воду с перепадом температуры в $1,5\text{--}2^\circ\text{C}$ и двигавшийся вместе с антициклоном на запад со скоростью 3–3,5 км/сут.

На рис. 6 приводятся спектры $\omega E(\omega)$ $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ течений ПОЛИМОДЕ на четырех глубинах в интервале частот $\omega = 10^{-4} - 7,5 \cdot 10^{-1}$ цикл/ч (или периодов $4 - 4 \cdot 10^3$ ч), осредненные по 19 буйковым станциям. На всех указанных глубинах на спектрах имеется, во-первых, наиболее интересный с точки зрения общей циркуляции океана отчетливый максимум в области синоптических процессов на периодах около 57 дней со значениями ωE , уменьшающимися с глубиной от $31\text{--}24 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на глубинах 100–400 м до $19 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 700 м и $6 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 1400 м. Во-вторых, имеется глубокий и широкий минимум на периодах 2–8 дней со значениями от $3,6 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ на глубине 100 м и до $1,2\text{--}0,7 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 400–700 м и $0,4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 1400 м, причем на некоторых буйках в этом интервале спектра наблюдались сравнительно небольшие частные максимумы, создаваемые, вероятно, атмосферными синоптическими процессами. В-третьих, наблюдается очень высокий и узкий максимум на инерционном периоде, здесь в среднем равном $\tau \approx 24,7$ ч (со значениями ωE от $32 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на глубине 100 м до $12 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 1400 м; на индивидуальных спектрах вершина этого максимума раздвоена, так как рядом с инерционным здесь находится суточный приливный период), и несколько менее высокий, но более узкий



Р и с. 6. Частотные спектры кинетической энергии течений на горизонтах 100, 400, 700 и 1400 м по данным измерений течений на буйковой системе ПОЛИМОДЕ. По горизонтальной оси — циклическая частота, по вертикальной — произведение спектральной плотности на частоту

максимум на полусуточном приливном периоде, где ωE убывает от $25 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 100 м до $3,6$ на 1400 м, разделенные довольно глубоким минимумом около периода в 14 ч (со значениями ωE от $4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 100 м до $1 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ на 1400 м). За приливным максимумом значения ωE на глубинах 100–400 м с частотой возрастают (возможно, вследствие болтанки поверхностных буев, которые зато, в отличие от глубоко притопленных буев, позволяют промерять низкочастотную изменчивость течений в динамически весьма важных верхних слоях океана), а на глубинах 700–1400 м убывают, повсюду имея слабо выраженные максимумы на периодах около 6 и 8 ч (возможно, субгармоники инерционного и приливного периодов).

Синоптические вихри и волны Россби—Блиновой в океане могут генерироваться вследствие бароклинной неустойчивости $BrcJ$ крупномасштабных течений. Другим механизмом может быть их генерация при обтекании неровностей рельефа дна (h/H), причем в океане этот механизм должен иметь гораздо большее значение, чем в атмосфере. Действительно, роль рельефа определяется отношением h/H типичной высоты его неровностей h к толщине слоя H , и эта роль становится сравнимой с β -эффектом при $h/H \sim L/a$, где L — длина волны, a — радиус Земли; критическое значение $h = \frac{L}{a} H$ в океане оказывается в десятки раз меньше, чем в атмо-

сфере, что и создает гораздо большую распространенность в океане топографических вихрей и волн Россби—Блиновой.

В океане возможны еще два механизма генерации синоптических движений, не имеющие аналогов в атмосфере: генерация прямыми атмосферными воздействиями (А) на поверхности океана (т.е. неоднородностями с соответствующими горизонтальными масштабами и периодами в полях вихря напряжения трения и атмосферного давления на этой поверхности) и генерация при отражении волн Россби—Блиновой от берегов океана (Г), приводящем к преобразованию крупномасштабных движений в мелкомасштабные (причем у западных берегов энстрофия увеличивается, а у восточных уменьшается, и поскольку мелкомасштабные вихри движутся медленнее, в результате и энергия, и энстрофия у западных берегов накапливаются, а у восточных рассеиваются).

Таким образом, синоптические вихри в океане можно подразделить по механизмам их образования на фронтальные — ринги (R) и свободные или вихри открытого океана, порожденные внутренней бароклинной неустойчивостью ($BrcJ$), топографическими эффектами на дне (h/H) и берегах (Г) и атмосферными воздействиями (А). По знаку вращения в них они делятся на циклонические (С) и антициклонические (А). Далее, их можно делить на вихри, перемещающиеся вместе с содержащейся в них водой (V), и волны, бегущие по воде (W), причем в последнем случае можно слабо выделять уединенные волны или солитоны (S). Наконец, все эти образования может быть полезным различать по возрастам t и размерам l (в частности, по-видимому, существуют и мезомасштабные вихри с размерами l меньше синоптических). В отличие от атмосферы, в которой волны Россби—Блиновой встречаются лишь в виде изолированных и довольно быстро затухающих цугов, в океане вследствие множественности и распространенности механизмов их генерации и слабого затухания синоптические движения могут образовывать гораздо более развитые волновое и вихревое поля, которые должны играть большую роль в перемешивании вод и ряде других процессов в океане.

Океанские синоптические процессы отличаются от атмосферных главным образом тем, что их пространственные масштабы значительно меньше, а временные — значительно больше. Действительно, типичный горизонтальный масштаб синоптических процессов, скажем, бароклинных волн Россби—Блиновой первой моды, можно определить как радиус деформации Россби $L_R = \frac{\bar{N}}{f} H$, где H — эффективная толщина атмосферы или океана, f — параметр Кориолиса, а \bar{N} — средняя по этой толще частота Вайссала—Брента. Для волн Россби—Блиновой на атмосферном струйном течении, беря для его окрестности в верхней тропосфере и нижней стратосфере $\bar{N} = 2 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ (в тропосфере $\bar{N} = (g T^{-1} (\gamma_a - \gamma))^{1/2} \sim 10^{-2} \text{ с}^{-1}$) и полагая $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и $H = 10$ км, получаем $L_R = 2000$ км. Средняя стратификация океана, измеряемая значением \bar{N} , значительно слабее устойчива, чем в атмосфере, так как слой скачка плотности с большими локальными значениями N ($\sim 3 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$), образующийся в областях нагрева океана, тонок, и его стратификация мало сказывается на среднем значении \bar{N} , а в областях охлаждения океана сверху происходит перемешивание, приближающее стратификацию к адиабатической, и получается $\bar{N} \sim 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, в 20 раз меньше, чем взятое выше атмосферное значение. При $H = 5$ км для океана получается $L_R = 50$ км, в хорошем соответствии с эмпирическими значениями, приводившимися выше.

Далее, период зональной волны Россби—Блиновой первой бароклинной

моды равен $\tau = 2(\beta L_R)^{-1}$, где β — производная от f по дуге меридиана. При $\beta = 2 \cdot 10^{-8} \text{ км}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ для атмосферы получается $\tau = 5 \cdot 10^4 \text{ с} = 14 \text{ ч}$, а для океана $\tau = 2 \cdot 10^6 \text{ с} = 560 \text{ ч} \sim 23 \text{ сут}$. Фазовая скорость океанских вихрей $c = 2L_R \tau^{-1}$ оказывается порядка 5 см/с. Таким образом, из-за на порядок более слабой средней стратификации океана (и вдвое меньшей эффективной толщины) синоптические вихри в нем оказываются в десятки раз меньшими по размерам и в сотни раз более медленными (и долгоживущими), чем в атмосфере.

Поле функции тока $\psi(x, y, z, t)$ горизонтальных течений в синоптических вихрях удовлетворяет уравнению эволюции потенциального вихря

$$\frac{\partial \mathcal{L}\psi}{\partial t} + \frac{\partial(\psi, \mathcal{L}\psi)}{\partial(x, y)} + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = F, \quad (1)$$

$$\mathcal{L} = \Delta_h + \frac{\partial}{\partial z} \frac{H^2}{L_R^2} \frac{\partial}{\partial z},$$

где второе слагаемое в левой части описывает нелинейно взаимодействующие вихри, третье — волны Россби—Блиновой, а F — неадиабатические факторы. При масштабах вихрей $L < L_R$ в операторе \mathcal{L} доминирует первое слагаемое, т.е. вертикальные взаимодействия между различными слоями жидкости играют малую роль, и эти слои эволюционируют приблизительно независимо друг от друга, так что вертикальные неоднородности не размываются ("бароклинная" структура — Brc). При $L > L_R$, наоборот, в \mathcal{L} доминирует второе слагаемое, так что различные слои жидкости сильно взаимодействуют друг с другом, вертикальные неоднородности размываются, и вся жидкость эволюционирует как единый слой ("баротропная" структура — Brt).

Отношение δ второго слагаемого в (1) к третьему, т.е. "параметр нелинейности" волн, равно, как обычно, отношению типичной скорости движения жидкости U к фазовой скорости волн c , в случае волн Россби—Блиновой с волновым числом k , равной $c(k) = \beta(2k^2)^{-1}$. При $\delta > 1$ в потоке доминируют вихри, при $\delta < 1$ — волны. Граничному значению $\delta = 1$ соответствует горизонтальный масштаб $L = k^{-1}$, равный $L_\beta = (2U/\beta)^{1/2}$. При $\beta = 2 \cdot 10^{-8} \text{ км}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ в атмосфере, где $U \sim 10 \text{ м/с}$, получается $L_\beta \sim 1000 \text{ км}$, так что $L_\beta < L_R$, и рост масштаба L со временем приводит к эволюции $Brc V \rightarrow Brc W \rightarrow Brt W$. В океане, где $U \sim 10 \text{ см/с}$, получается $L_\beta \sim 100 \text{ км}$, так что $L_R < L_\beta$, и рост L со временем приводит к эволюции $Brc V \rightarrow Brt V \rightarrow Brt W$ (точнее, здесь при больших L/L_R получается $\delta \sim (L_\beta/L_R)^2 > 1$, и если крупные $Brt V$ можно считать нелинейными $Brt W$, то линейные $Brt W$ все же не достигаются).

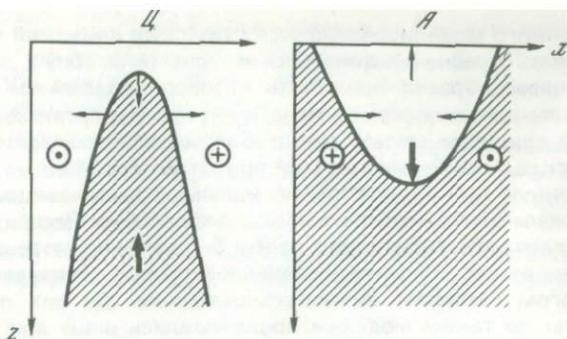
Таким образом, как показывают материалы ПОЛИМОДЕ и другие имеющиеся данные, поле синоптических движений в океане содержит вихри, образующие квазидвумерную турбулентность, и волны Россби—Блиновой. В статистической динамике этого поля должны проявляться спектральный перенос потенциальной энтропии от больших масштабов к малым и спектральный перенос кинетической энергии от малых масштабов к большим, приводящие к росту средних размеров вихрей, их последующему превращению в волны Россби—Блиновой (смещающиеся на запад и растягивающиеся в зональном направлении) и их баротропизации.

Для численного моделирования синоптических движений в океане можно использовать уравнения динамики крупномасштабных движений, причем в них целесообразно применять квазисолоноидальное приближение, отфильтровывающее и поверхностные, и внутренние гравитационные волны, а до не слишком малых масштабов можно применять даже квази-геострофическое приближение, но при этом необходимо использовать пространственную сетку с достаточно малыми горизонтальными шагами — не более и желательно меньше радиуса деформации Россби, т.е. не более нескольких десятков километров, чтобы было можно разрешать отдельные синоптические вихри. Поэтому численные модели с таким малым горизонтальным шагом называют вихреразрешающими. До сих пор численные эксперименты по таким моделям производились лишь для ограниченных областей океана — квадратных или прямоугольных с размерами порядка 1—2 тыс. км и с теми или иными искусственными краевыми условиями.

Первая вихреразрешающая модель была построена В. Холландом и Л. Лином (1975 г.). Это была двухслойная модель с примитивными уравнениями с горизонтальной вязкостью (порядка $k_h \sim 3 \cdot 10^6$ см²/с), интегрировавшимися в квадрате 1000 X 1000 км на сетке из 51 X 51 точек при наличии только ветрового возбуждения (без дифференциального нагрева), создававшего в квадрате один крупномасштабный круговорот с западноинтенсифицированным течением на север, переходящим у северной стенки в сильное течение на восток и затем в возвратное течение в восточной и южной областях. У северной стенки и в возвратном течении здесь возникали синоптические вихри, баротропные, а в возвратном течении иногда также бароклинные, кинетическая энергия которых черпалась из потенциальной или кинетической энергии возвратного течения. Количественным недостатком полученных результатов была, пожалуй, малость отклонений поверхности раздела между двумя слоями от равновесного положения по сравнению с колебаниями изопикнических поверхностей в реальных синоптических вихрях в океане.

В 1977—1980 гг. был построен еще ряд вихреразрешающих моделей. В СССР первые такие модели построены Д.Г. Сеидовым (1978 и 1980 гг.); он учитывал в этих уравнениях горизонтальные и вертикальные вязкость и теплопроводность (при зависимости ρ лишь от T), задавал на поверхности океана зональное напряжение трения ветра (создававшее в прямоугольной области один или два крупномасштабных круговорота) и зональный поток тепла, пропорциональный разности температур воды и воздуха (линейно зависящий от широты), и использовал при интегрировании эйлерово-лагранжев метод расщепления адвективных и диффузионных операторов, пять уровней по вертикали и горизонтальный шаг 50 км со сроком интегрирования до 10 лет. В числе своих выводов этот автор подчеркивает существенную роль инерционных эффектов для синоптических вихрей (в отличие от крупномасштабных круговоротов) и пространственную неоднородность процессов превращений энергии, в частности эффект отрицательной вязкости в зонах струйных течений. Последнее нужно учитывать при параметризации статистического влияния синоптических вихрей на крупномасштабные течения, представляющейся сейчас необходимой при расчетах глобальной циркуляции Мирового океана, так как глобальные вихреразрешающие модели еще непосильны для современных ЭВМ.

У нас еще нет достаточно полного представления о вертикальной структуре и деталях стратификации океанских вихрей. Известно лишь, что циклонические ринги содержат куполы холодной воды, расширяющиеся в глубину, а антициклонические, наоборот, суть воронки теплой воды,



Р и с. 7. Схематические разрезы через циклонический (Ц) и антициклонический (А) ринги. Заштрихована более холодная вода

Значки крестик и точка показывают направление (от нас и к нам соответственно) орбитального вращения. Жирные вертикальные стрелки соответствуют апвеллингу и даунвеллингу. Тонкие горизонтальные стрелки — соответственно радиально-дивергентные и радиально-конвергентные движения

сужающиеся с глубиной — см. рис. 7, на котором холодная вода заштрихована, и направления скорости в тороидальных (кольцевых) течениях (в северном полушарии) указаны крестиком (от нас) и точкой (к нам). Однако создаваемый конвергенцией трения апвеллинг в нижних слоях циклонов и создаваемый отрицательной плавучестью даунвеллинг в их верхних слоях должны создавать на некотором промежуточном уровне горизонтальную дивергенцию. Наоборот, в антициклонах создаваемый дивергенцией трения даунвеллинг в нижних слоях и создаваемый положительной плавучестью апвеллинг в верхних слоях должны создавать на промежуточном уровне конвергенцию. Эти предположения получили первое подтверждение в наблюдениях циклонического ринга Гольфстрима в 1978 г. в 27-м рейсе "Академика Курчатова". Мы еще не знаем, имеются ли под рингами индуцированные (вынужденные) волны Россби—Блиновой, которые могли бы объяснить смещение рингов на запад. Еще недостаточно промерена диффузия тороидального течения, изменения со временем его размеров, скорости и поля температуры в его окрестности.

Еще не решен ряд вопросов о вихрях открытого океана. Нет примеров наблюдений генерации таких вихрей вследствие $Brc \rightarrow J$ (вероятно, в верхней половине океана и, в частности, на термохалинных фронтах, например на зимних фронтах в Саргассовом море). Недостаточно изучена эволюция их баротропных и бароклинных компонент. Не доказана полностью гипотеза о бароклинной неустойчивости и баротропной устойчивости крупномасштабных течений (энергетический цикл $\bar{U} \rightarrow Brc \rightarrow V \rightarrow Brt \rightarrow W \rightarrow \bar{U}$), для чего нехватает, в частности, численных экспериментов по меандрированию достаточно длинных струйных течений. Еще не наблюдаены вихри топографического происхождения (h/H), вероятно, придонные, возможно, за препятствиями, например, в районах придонных приливных течений. Не удалось пока идентифицировать вихри, созданные атмосферными воздействиями. Нет ни натуральных, ни лабораторных (с бета-эффектом за счет наклона дна) наблюдений преващений $V \rightarrow W$ и различий между ближними (вихревыми) и дальними (волновыми) взаимодействиями.

Что касается волн Россби—Блиновой, то еще нехватает аналитических и численных исследований эволюции типичных их спектров (т.е. наборов их элементарных компонент), их анизотропизации, баротропизации, отраже-

ния от берегов, нелинейных эффектов (в первую очередь переноса ими воды по типу Стоксова дрейфа). Еще не сформулированы окончательные критерии для идентификации солитонов Россби—Блиновой, и нет надежных примеров наблюдения таких солитонов.

Из наблюдательных экспериментов наиболее желательными представляются в первую очередь следующие четыре:

1) регулярное слежение за вихрями в избранных районах (прежде всего Куросио) по ежесекундным спутниковым данным;

2) лагранжево наблюдение за индивидуальными долгоживущими вихрями в последовательных рейсах научно-исследовательских судов;

3) одно-двухмесячное наблюдение за полем синоптических вихрей на гигантском полигоне (скажем, 16×16 буев на площади 600×600 миль с вертушками на глубине 400 м);

4) одно-двухмесячное наблюдение за полем мезомасштабных вихрей на мезополигоне (скажем, 10×10 буев на площади 100×100 миль с вертушками на глубине 400 м).

Автор благодарен Н.И. Солнцевой за большую помощь в подготовке и оформлении этой работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.
2. Миравель А.П., Монин А.С. Двумерная турбулентность. — Успехи механики, 1979, т. 2, вып. 3, с. 47—95.
3. Миравель А.П., Монин А.С. Геострофическая турбулентность. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 10, с. 1011—1023.
4. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 262 с.
5. Монин А.С., Озмидов Р.В. Океанская турбулентность. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 320 с.
6. Монин А.С. Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 246 с.
7. Океанология. Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана. М.: Наука, 1978. 455 с.
8. Океанология. Физика океана. Т. 2. Гидродинамика океана. М.: Наука, 1978. 413 с.
9. Koshlyakov M.N., Monin A.S. Synoptic eddies in the ocean. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1978, vol. 6, p. 495—523.

УДК 551.46.08 : 629.78

Б.А. НЕЛЕПО

ВОЗМОЖНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ СПУТНИКОВОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

Более двух лет в СССР последовательно проводились эксперименты с океанографическими ИСЗ "Космос-1076" и "Космос-1151". Главными задачами экспериментов являлись: отработка методов комплексных, синхронных измерений физических параметров поверхности океана и атмосферы; методов калибровки данных дистанционного зондирования по подспутниковым измерениям гидрометеорологических параметров; отработка методик, алгоритмов и программ обработки данных измерений научной аппаратуры; отработка взаимодействия между элементами спутниковой океанографической системы.

Дистанционные измерения осуществлялись в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазоне спектра электромагнитных волн. В состав аппаратуры дистанционного зондирования входили оптический спектрофотометр, инфракрасный радиометр, микроволновый поляриметр и микроволновый спектрометр.

Измерения спектрофотометром проводились на 6 длинах волн от 438 до 764 нм с шириной полос пропускания от 3 до 8 нм. Разрешение прибора на местности составляло примерно 18 км.

Инфракрасный радиометр [1] имел десять измерительных каналов в диапазоне длин волн от 9 до 15 мкм при полосе пропускания от 0,13 до 1,21 мкм. Разрешение прибора на местности около 25 км. В состав микроволнового радиометра входили трехканальный поляриметр и трехканальный спектрометр [2]. Спектрометр осуществлял регистрацию излучения на длинах волн 0,8; 1,35 и 8,5 см, поляриметр проводил измерения на длине волны 3,2 см на трех поляризациях: горизонтальной и вертикальной под углом 60° к надиру и круговой поляризации при измерениях в надири. Трансляция сигнала с ИСЗ на Землю по телеметрическому каналу осуществлялась в цифровом режиме, в связи с чем исходный сигнал подвергался квантованию. Согласно выполненным оценкам, величина кванта в канале 8,5 см равна примерно 2,6 К; для каналов 3,2 см — 1,6 К. Вся аппаратура работала в несцианирующем режиме. В качестве основного объекта исследований был выбран район Северной Атлантики.

В ходе эксперимента были получены данные спутниковых измерений в объеме $3,4 \cdot 10^9$ бит, которые подвергались комплексной обработке.

Цифровая форма представления спутниковой информации, сложность задач обработки и эффективного хранения огромных объемов данных, многообразие форм конечных результатов — все это обуславливает необходимость применения ЭВМ на всех этапах обработки. Выполнить обработку спутниковой информации в полном объеме можно только с помощью специализированной системы обработки данных. Поэтому создание автоматизированной системы обработки спутниковой информации на всех этапах ее прохождения — от приема до выдачи конечных результатов пользователям — было одной из целей эксперимента.

Автоматизированная система обработки информации разделяется на две подсистемы — подсистему предварительной обработки спутниковой информации и подсистему первичной обработки информации. Предварительная обработка информации заключается в выполнении необходимых раскодирующих, корректирующих и калибровочных операций над полученными спутниковыми телеметрическими данными. Последующая первичная обработка информации заключается в переводе данных, полученных в результате предварительной обработки, в физические характеристики.

Наибольший интерес представляли расчеты температуры поверхности океана. Массовые расчеты проделаны по данным измерений на двух поляризациях на длине волны 3,2 см. Использование этих каналов связано с тем, что выполненный теоретический анализ [3, 4] показывает плохую обусловленность обратной задачи восстановления температуры поверхности океана по данным многоканальных измерений на длинах волн 0,8; 1,35; 3,2; 8,5 см. Это не дает возможности получать величину температуры поверхности океана в неконтролируемых условиях с точностью лучше, чем несколько градусов. Вместе с тем изучение на различных поляризациях при углах визирования порядка 60° к надиру существенным образом зависит от вариации параметров поверхности океана, а коэффициент черноты морской поверхности при измерениях на вертикальной поляризации заметно больше, чем для горизонтальной поляризации. Анализ зависи-

мости интенсивности изучения от температуры и скорости ветра, а также от характеристик атмосферы показывает, что влияние атмосферы для волны 3,2 см относительно мало и что обратная задача расчета температуры по измерениям на длине волны 3,2 см на двух поляризациях является хорошо обусловленной.

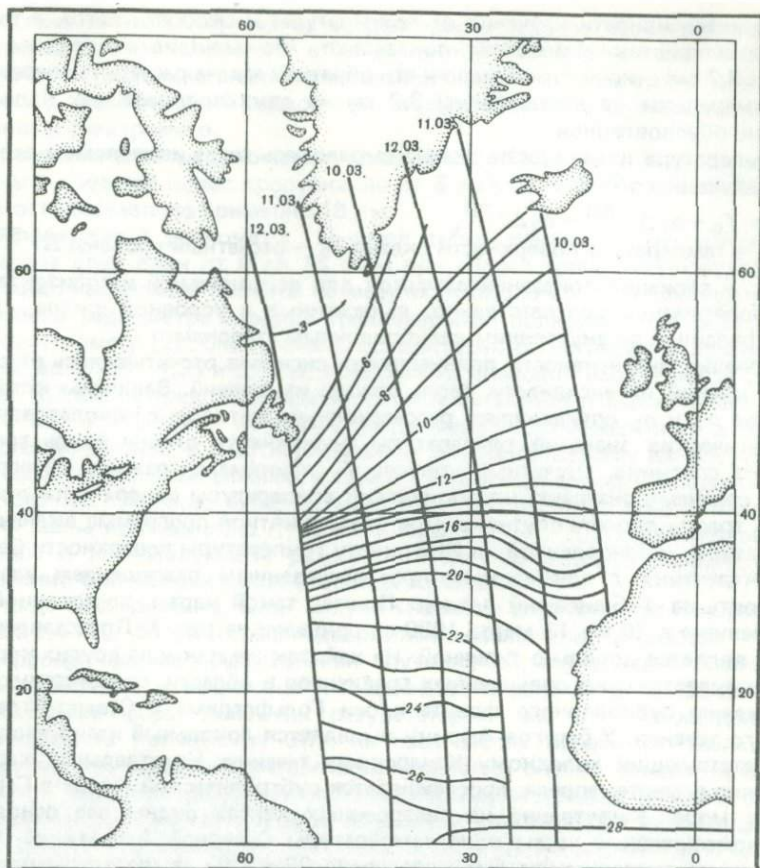
Температура поверхности океана выражалась через измеряемые величины следующим образом:

$$T = T_0 + \alpha_1 \Delta / \text{ВП} + \alpha_2 \Delta / \text{ГП},$$

где T — температура поверхности океана T_0 — отсчетный уровень, $\Delta / \text{ВП}$ и $\Delta / \text{ГП}$ — вариации показаний датчиков для вертикальной и горизонтальной поляризации соответственно, выраженные в условной шкале, скорректированной по внутренним калибровочным эталонам.

Вариации интенсивности принимаемых сигналов отсчитывались от средних значений интенсивности вдоль трассы измерений. Величины коэффициентов α_1 и α_2 определялись регрессионным методом с использованием климатических значений температуры поверхности океана вдоль трассы пролета спутника. Отсчетный уровень T_0 принимался равным интегральному среднему значению климатической температуры поверхности океана вдоль трассы пролета спутника. При благоприятной программе включений аппаратуры, установленной на ИСЗ карту температуры поверхности Северной Атлантики с приемлемым пространственным разрешением удастся построить за 4–6-дневный период. Пример такой карты, построенной по измерениям с 10 по 13 марта 1980 г., приведен на рис. 1. Представленная карта является довольно типичной. На ней, так же как и на других картах, прослеживается зона повышенных градиентов в области, соответствующей положению субполярного фронта и оси Гольфстрима и Северо-Атлантического течения. У берегов Африки выделяется локальный изгиб изотерм, соответствующий холодному Канарскому течению. На отдельных картах, особенно в марте–апреле, прослеживается субтропический фронт в Саргасовом море. Качественно на построенных картах видны все основные крупномасштабные черты поля температуры Северной Атлантики. Всего по данным эксперимента было построено 22 карты температуры поверхности Северной Атлантики. Помимо качественного анализа поля температуры, восстановленного по измерениям с ИСЗ, было проведено сопоставление расчетов температуры с измерениями, проводимыми на попутных судах. Измерения с попутных судов считались выполненными синхронно с измерениями с ИСЗ, если они проводились в зоне $\pm 1^\circ$ широты от трассы пролета спутника и в течение времени ± 1 сут от даты пролета. Выполненный анализ для 560 точек совместных контактных и дистанционных измерений температуры поверхности океана показал, что среднеквадратичная величина их разности равна $1,7^\circ\text{C}$. Одновременно существует отличная от нуля средняя разность корабельных и спутниковых температур, равная $0,5^\circ\text{C}$. Наличие среднего сдвига следует отнести, по-видимому, за счет выполнявшейся привязки данных дистанционных измерений по климату. После коррекции температуры дистальных измерений на систематический сдвиг среднеквадратичная погрешность уменьшилась до $1,6^\circ\text{C}$.

Наиболее яркой картиной, выделяющейся на картах температуры поверхности океана, является зона повышенных градиентов, соответствующая субполярному фронту, существование которого связано с Гольфстримом и Северо-Атлантическим течением. Оси Гольфстрима и Северо-Атлантического течения криволинейны и их положение изменяется с течением времени. Существуют как сезонные смещения в положении стрежня течений, так и волнообразные колебания оси — меандры.

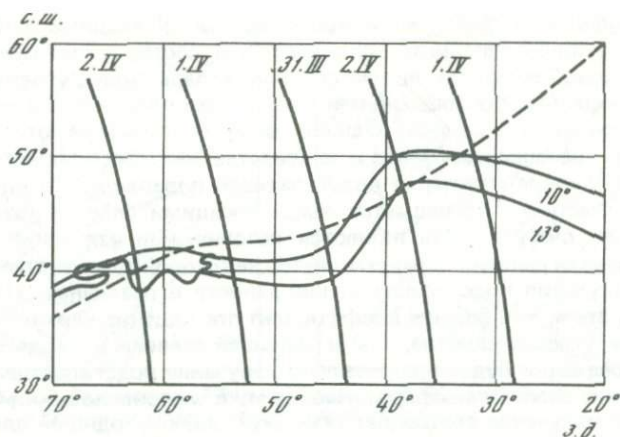


Р и с. 1. Карта температуры поверхности океана, рассчитанная по дистанционным измерениям

Описание вариаций фронта Гольфстрима и Северо-Атлантического течения в различных пространственно-временных масштабах представляет значительный интерес, поскольку изменение положения осей течений и образование теплых и холодных вихрей в результате меандрирования обуславливает изменчивость меридионального переноса тепла в Северной Атлантике и теплообмена атмосферы и океана в умеренных широтах.

Анализ положения субполярного фронта по данным измерений с ИСЗ "Космос-1151" был выполнен за период с 10 марта по 23 мая. Были построены карты распределения температуры воды на поверхности океана в районе от 20° до 70° з.д. Для построения одной карты брались измерения с 5–7 трасс, выполненные в течение 3–5 сут. Учитывая относительную редкость расположения трасс пролета спутника в пространстве и во времени, внимание концентрировалось на описании средних характеристик фронта и его изменчивости с периодом в 2–3 нед. Всего за указанный период времени было получено 13 карт и соответственно было построено 13 графиков положения фронта.

Положение фронтальной зоны Гольфстрима определялось по положению



Р и с. 2. Положение оси Гольфстрима на начало апреля по данным НОАА

Пунктир — среднеклиматическое положение. По данным измерений с ИСЗ "Космос-1151" выделены изотермы 10° и 13° С. На рис. показаны также трассы пролета спутника

области максимального градиента температуры вдоль трассы пролета спутника. В итоге зоны максимальных градиентов температуры располагались между изотермами 10 и 13° С. Величина горизонтального градиента температуры поверхности поперек фронтальной зоны составляет в среднем 0,06/0,08 град/миля, что соответствует наблюдениям [5]. Ось течения, построенная по измерениям с ИСЗ, в целом достаточно хорошо соответствует ее среднеклиматическому положению в весенний сезон и данным измерений со спутников НОАА [21] (рис. 2). В интервале от 40 до 70° з.д. максимальные отклонения оси течения от ее среднеклиматического положения достигали 350 км. Между 20° и 40° з.д. положение фронта, построенное по спутниковым данным, было систематически смещено к югу в среднем примерно на 700 км. Амплитуда колебаний положения фронта в этом районе составляла 350—600 км.

В силу редкости сетки измерений, выполненных с ИСЗ, проведенный анализ носит во многом качественный характер. Полученные материалы не дают возможности надежно определить временные и пространственные масштабы изменчивости течений и, в частности, описать процесс формирования меандров. Тем не менее можно сделать вывод, что описание изменчивости Гольфстрима и фиксация его положения возможна даже на основании трассовых дистанционных измерений. Особо важной представляется возможность использования измерений в микроволновом участке спектра электромагнитных волн, где излучение слабо подвержено влиянию атмосферы. Это обстоятельство является существенным, так как часто зона фронта Гольфстрима оказывается закрытой сплошной облачностью и наблюдения в ИК-диапазоне становятся невозможными.

В настоящее время общепризнано, что создание надежного метода долгосрочного прогноза погоды и теории климата связано с учетом данных по Мировому океану. Основное значение приобретает изучение длиннопериодных аномалий потоков тепла в различных районах океанов и их влияния на аномалии погоды над сушей. В связи с этим важно получать с помощью спутников регулярную информацию о радиационных характеристиках океана и атмосферы.

Основными компонентами атмосферы, поглощающими инфракрасное излучение и определяющими спектральный состав уходящей в космос длинноволновой радиации, являются облака, пары воды, углекислый газ и озон. Помимо них, поглощающими свойствами обладает ряд второстепенных компонент атмосферы. Однако в энергетическом отношении это поглощение пренебрежимо мало и не представляет практического интереса.

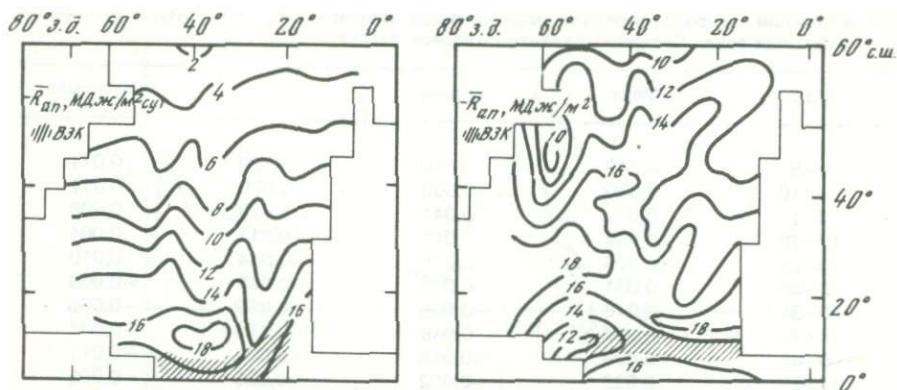
Длинноволновое излучение подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы частично поглощается вышележащими слоями воздуха, которые, в свою очередь сами являются источниками излучения. Уходящая длинноволновая радиация представляется некоторой суммой трансформированного излучения подстилающей поверхности и различных атмосферных слоев. При этом, чем больше коэффициент поглощения верхней атмосферы в заданном участке спектра, тем в меньшей степени в уходящей длинноволновой радиации будет представлено излучение подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы. Наоборот, в малопоглощающих областях спектра это излучение составляет основную долю уходящей длинноволновой радиации. Самое важное значение имеет диапазон длин волн $\lambda = 8-12$ мкм, на который приходится 25–35% энергии интегральной ($\lambda = 3-\infty$ мкм) уходящей длинноволновой радиации. Излучение в этом окне прозрачности или в близких к нему спектральных интервалах хорошо коррелирует с интегральной уходящей длинноволновой радиацией.

Основываясь на приведенных соображениях, в работах [6, 7] рассмотрены методологические принципы интерпретации актинометрических данных, поступающих от узкоугольных приборов. Основной задачей является определение интегральных по спектру среднесуточных полусферических потоков уходящей в космос коротковолновой и длинноволновой радиации. В основу положен анализ корреляционных связей различных компонент уходящей радиации, позволивший построить алгоритм расчета интегрального по спектру полусферического потока уходящей длинноволновой радиации по измерениям в окне прозрачности 8–12 мкм.

Измерения интенсивности уходящей длинноволновой радиации на ИСЗ "Космос-1151" осуществлялись в надир в узких участках инфракрасного диапазона спектра. На рис. 3 представлены отдельные карты средних месячных величин радиационного баланса на поверхности океана на акватории Северной Атлантики. Изолинии на картах проведены через $2 \text{ мДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Число точек, по которым вычислены средние по пятиградусным квадратам величины радиационных потоков, колебалось в пределах от 100 до 400. Все данные приведены к 15-му числу каждого месяца и к центру квадратов. Это позволило снизить влияние пространственно-временных неоднородностей массивов спутниковой информации на точность построения радиационных карт.

На основании просуммированных по площади пятиградусных широтных зон и в целом для интервала широт от 0 до 60° с.ш. величин \bar{R}_n и уточненных в [8] соответствующих климатических потоков $(\bar{R}_n)_{кл}$ были вычислены аномалии скорости радиационного прогрева вод (таблица). Числа в скобках в таблице характеризуют отношение указанных аномалий для всей акватории Северной Атлантики по месяцам и за весь весенний период к среднегодовой скорости суммарного выноса тепла течениями в Арктический бассейн. Последняя величина, по различным оценкам [9], составляет $0,16 \cdot 10^{15} \text{ Вт}$ с погрешностью $\pm 20\%$.

Как видно из таблицы, аномалии радиационного баланса могли привести весной 1980 г. к увеличению суммарного адвективного потока тепла, переносимого в Арктику примерно на 60% по сравнению со среднегодовыми условиями.



Р и с. 3. Радиационный баланс поверхности Северной Атлантики
ВЗК — внутритропическая зона конвергенции

Была предпринята также попытка расчета полного теплового баланса поверхности океана по микроволновым дистанционным измерениям. Расчеты проводились по методике, аналогичной примененной при вычислениях температуры поверхности океана. В качестве калибровочного массива для расчета коэффициента регрессии использовались данные о тепловом балансе поверхности океана [10]. В целом среднемесячные распределения теплового баланса поверхности океана, построенные по измерениям с ИСЗ, достаточно хорошо соответствуют аналогичным картам, приведенным в [10], что является обнадеживающим.

Скорость ветра в приводном слое определяет, с одной стороны, интегральный перенос чисто дрейфовыми течениями, сконцентрированными в верхнем слое океана, а с другой стороны, — поток энергии, поддерживающий турбулентность в пределах квазиоднородного слоя. Знание вектора скорости ветра позволило бы описывать динамику верхнего квазиоднородного слоя и аномалий температуры поверхности океана. Пассивные микроволновые измерения могут дать только величину модуля скорости ветра при некоторых предположениях относительно связи взволнованности и запененности поверхности океана с ветром. Расчеты скорости ветра с приемлемой точностью возможны только на основе использования многоканальных измерений [4]. В условиях эксперимента с ИСЗ "Космос-1151", когда измерения на длине волны 0,8 см отсутствовали, а сигнал на длине волны 8,5 см загрублен при передаче по телеметрическому тракту, единственная возможность проведения достоверных расчетов ветра связана с обработкой поляризационных измерений на длине волны 3,2 см. Предпринятые попытки использовать при расчете скорости ветра тот же подход, который был применен при вычислении температуры поверхности океана, однако, дают довольно существенный разброс результатов. Это связано с тем, что скорость ветра сильно изменчива во времени и по пространству и калибровка по климатическому ветру в данной ситуации малооправдана. В тех случаях, когда на основании корабельных измерений удавалось подготовить калибровочный массив с небольшим разбросом скорости ветра в соседних точках и с общим количеством точек не менее 20, величина среднеквадратичных отклонений результатов определения скорости ветра по спутниковым данным от фактических измерений находилась на уровне 1,5–2 м/с (рис. 4). В работе [11] показана возможность одновременного определения интегрального влагосодержания атмосферы и

Аномалии скорости притока радиационной энергии $\Delta \bar{R}_n$ (10^{15} Вт) в различных широтных зонах Северной Атлантики весной 1980 г.

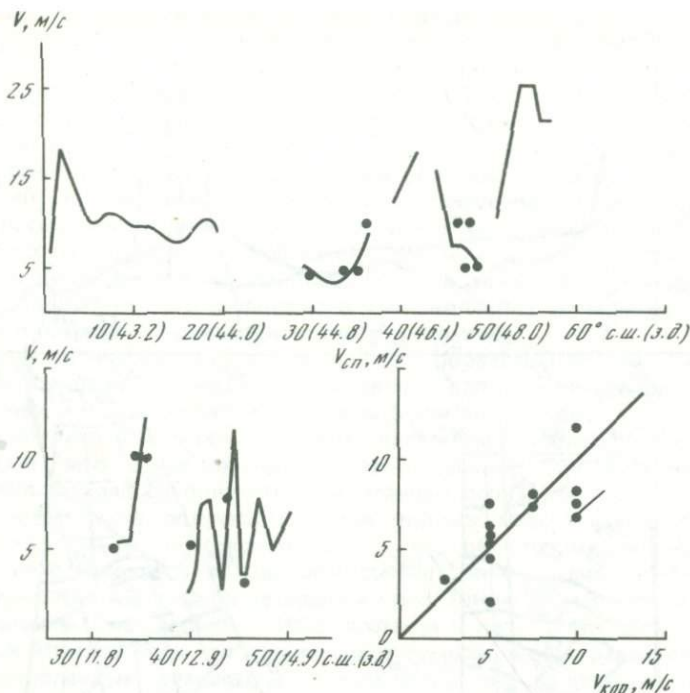
С.ш.	Март	Апрель	Май	Март—май
0—5	0,043	0,050	0,120	0,071
0—10	0,020	-0,006	0,020	0,011
10—15	0,011	0,041	-0,028	0,008
15—20	-0,009	0,011	0,011	0,004
20—25	0,026	0,018	-0,014	0,010
25—30	0,031	-0,018	-0,040	-0,009
30—35	0,046	-0,005	-0,055	-0,005
35—40	-0,002	-0,046	-0,054	-0,034
40—45	0,006	-0,018	-0,020	-0,011
45—50	0,022	-0,002	-0,035	-0,005
50—55	0,022	0,014	0,030	0,022
0—60	0,226 (1,42)	0,073 (0,46)	-0,011 (-0,06)	0,096 (0,60)

водозапаса облаков по данным многоканальных измерений в микроволновом диапазоне спектра. В эксперименте с ИСЗ "Космос-1151" выполнен аналогичный анализ. На рис. 5 приведены профили влагосодержания атмосферы и водозапаса облаков вдоль проекции орбиты спутника, пересекающей Атлантический океан от северо-восточных берегов Южной Америки до Арктики¹. Карты синоптической обстановки и облачности (нефанализа)² вдоль проекции этого витка приведены на рис. 5. Разница во времени между радиометрическими данными составила примерно час. Карты нефанализа охватывают 12-часовой период, включающий и время работы микроволнового радиометра. Проекция траектории орбиты спутника указана сплошной линией, стрелкой — направление полета ИСЗ. Рассмотрение этих профилей проведено по четырем участкам 0—5° с.ш.; 10—30° с.ш.; 35—52° с.ш.; 55—60° с.ш. Первый участок характеризуется большими значениями яркостных температур на волнах 0,8 см (~170К) и 1,35 см (~205 К), на фоне которых резко выделяется зона, где яркостные температуры на указанных волнах достигают значений 220 К и 230 К соответственно. В канале 3,2 см в этом районе (от 2 до 3° с.ш.) наблюдается увеличение яркости на 5 К. На рассмотренном участке влагосодержание достигает 6 г/см², водозапас облаков 1,1 кг/м². Такие большие значения интегральных метеопараметров характерны для внутритропической зоны конвергенции [12]. На синоптической карте область внутритропической зоны конвергенции нанесена узкой полосой в районе 3° с.ш., карта нефанализа фиксирует здесь сплошную облачность, облака — кучевые, кучево-дождевые, слоистые.

На втором участке значения параметров близки к среднеклиматическим. Влагосодержание составляет 2—2,5 г/см²; на профиле водозапаса имеются отдельные области со значением до 0,2 кг/м². Метеоданные (см. рис. 5) указывают на чередование зон небольшой (НБА) и значительной (ЗНЧ) облачности; облака — кучевые и слоисто-кучевые. Согласно радиометрическим данным эти облака имеют небольшое водосодержание.

¹ Расчеты и анализ выполнены в ИРЭ АН СССР.

² Карты нефанализа строятся на основе фотомонтажей, полученных в ИК-диапазоне спутниками серии "Метеор".



Р и с. 4. Измеренные (сплошная линия) и наблюдаемые (точки) значения скорости ветра.

Внизу справа — гистограмма спутниковых и корабельных измерений скорости ветра

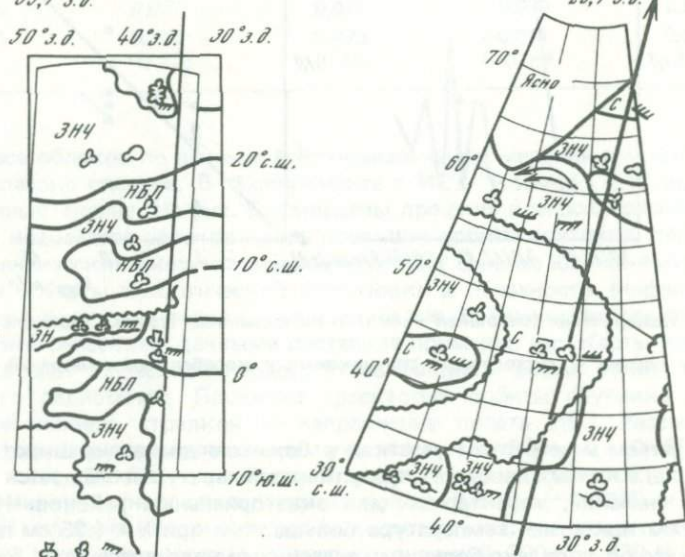
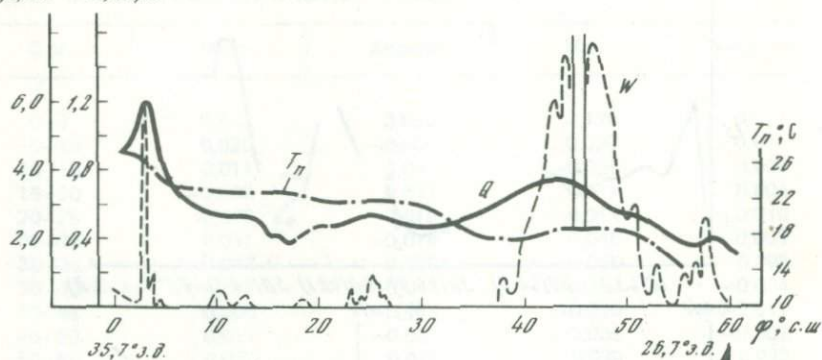
На третьем и четвертом участках в большом диапазоне широт (от 35° до 60° с.ш.) на всех профилях яркостных температур наблюдается увеличение до значений, характерных для экваториальных районов. На волне $\lambda = 0,8$ см яркостная температура больше, чем при $\lambda = 1,35$ см примерно на 20K, что обусловлено большими значениями водозапаса (до 1,5 кг/м²).

В области повышенного водосодержания его значение примерно в 1,5 раза больше среднемесячных значений для этих широт. Наличие резких изменений водозапаса предполагает выпадение дождя. По данным синоптики проекция орбиты спутника на этом витке проходит между двумя фронтальными разделами, пересекая при этом линию теплового фронта на широте около 36° с.ш. Карта нефанализа подтверждает, что спутник пролетал над мощной облачной системой, связанной с циклоном. Таким образом, проведенный анализ показывает хорошее соответствие данных микроволновых измерений картам нефанализа.

Дистанционные измерения в оптическом диапазоне имеют цель создания алгоритмов расчета концентрации фитопланктона в морской воде. В такой постановке задача пока еще далеко от окончательного решения. В связи с этим при анализе измерений сделана попытка ответить на вопрос — что дают дистанционные измерения с ИСЗ в оптическом диапазоне спектра при решении задач выявления биологически продуктивных районов Мирового океана?

В отличие от температуры поверхности океана, измерения которой проводятся на попутных судах, ни оптические, ни биологические харак-

$Q, \text{z/cm}^2$ $W, \text{кг/м}^2$



Р и с. 5. Широтные профили влагосодержания (сплошная линия) и водозапаса облаков (пунктир) вдоль проекции орбиты спутника — верхняя линия рисунка; внизу — карты нефанализа районов пролета спутника

теристики океана не измеряются хоть сколько-нибудь массово. Такая ситуация создает определенные сложности при оценке качества того или иного алгоритма.

В качестве первого шага на пути оценки возможностей дистанционного зондирования океана в оптическом диапазоне спектра была поставлена задача осуществления классификации водных масс по данным измерений с ИСЗ. Классификация оптических типов водных масс по спутниковым данным осуществлялась на основе измерений, проведенных в безоблачных условиях.

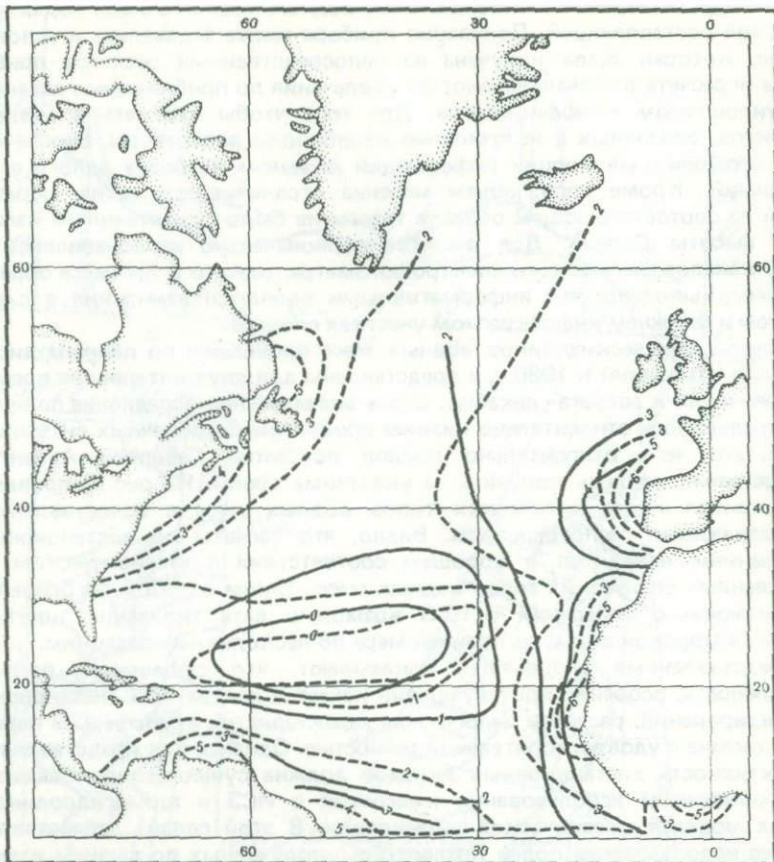
В качестве калибровочного "климатического" массива принималась характеристика типов вод из работы [13]. Оптические типы водных масс при этом представлялись в некоторой условной шкале, и использовалась линейная связь между вариациями сигналов на выходе прибора и вариациями типа водной массы. При конкретных расчетах осуществлялось

скользящее осреднение значений типов водных масс за 5 с для подавления шумовой составляющей. Показания прибора также задавались в условной шкале, которая была получена из непосредственных отсчетов прибора путем пересчета в значения яркостей извлечения по приближению заданным градуировочным коэффициентам. Для того чтобы избежать проявлений эффектов, связанных с неточностью калибровки аппаратуры, обрабатывались ограниченные порции информации объемом не более одного сеанса измерений. Кроме того, объем массива ограничивался таким образом, чтобы на соответствующем отрезке трассы не было существенным изменение высоты Солнца. Для расчетов первоначально использовались все шесть каналов оптического спектрофотометра, однако в процессе обработки было выявлено, что информативными являются измерения в синем, зеленом и ближнем инфракрасном участках спектра.

Расчеты оптических типов водных масс проведены по данным дистанционных измерений в 1980 г. и представлены для двух интервалов времени января—июля и августа—декабря. Столь значительное осреднение по времени определялось относительно низким процентом безоблачных ситуаций, в результате чего относительно полное покрытие Северной Атлантики измерениями удалось получить за указанные сроки. На рис. 6 приведена рассчитанная карта оптических типов водных масс в сопоставлении с климатическим распределением. Видно, что расчеты по дистанционным измерениям находятся в хорошем соответствии с климатическим распределением оптических типов водных масс. Таким образом, на основании дистанционных измерений с ИСЗ возможно дать типизацию цветовых оттенков морской воды, по крайней мере по нескольким градациям.

Представленные результаты показывают, что существует реальная возможность, особенно при улучшении качества аппаратуры дистанционного зондирования, расчетов целого ряда характеристик атмосферы и поверхности океана с удовлетворительной точностью. Однако, как представляется, эффективность дистанционных методов должна существенно повыситься при совместном использовании измерений с ИСЗ и термогидродинамических моделей океанической циркуляции. В этой связи представляет интерес использование полей температуры, полученных по данным измерений с ИСЗ "Космос-1151" для анализа динамики температурных аномалий в Северной Атлантике. Логическое соответствие последовательных карт температуры поверхности Северной Атлантики представлениям о характере динамики температурных аномалий в верхнем слое океана может быть дополнительным подтверждением достоверности информации, полученной в результате обработки дистанционных измерений.

В качестве исходного материала для выполнения анализа использовались расчетные поля температуры. По этим полям были построены среднемесячные карты температуры океана с осреднением по пространству по пятиградусным квадратам. Необходимость перехода к осредненным таким образом полям диктовалась в основном редкостью наблюдений, отобранных за менее продолжительный период. Наиболее обеспеченные среднемесячные поля температуры поверхности океана относились к весне 1980 г., поэтому в дальнейшем анализировались только три весенних месяца — март, апрель и май 1980 г. Аномалии температуры поверхности океана в Северной Атлантике были получены вычитанием из температур, полученных по спутниковым данным, соответствующих среднеклиматических значений и представлены на рис. 7 шестью градациями. Аномалии температуры поверхности океана оказываются заключенными в пределах от -3 до $+3^{\circ}\text{C}$. На большей части акватории Северной Атлантики температура отклоняется от среднеклиматического значения не более чем на один градус.



Р и с. 6. Оптические типы водных масс

Сплошная линия — по данным измерений с ИСЗ. Пунктир — по данным работы [13]

Описание трансформации температурных аномалий проводилось на основании простой адвективной модели. Считалось, что отклонение температуры от ее средноклиматического значения ΔT подчиняется уравнению

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial t} + U_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + V_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial y} = 0, \quad (1)$$

где U_0, V_0 — средноклиматические скорости поверхностных течений.

Использование уравнения (1) для описания динамики аномалий температуры поверхности океана основывается на следующих предположениях:

- 1) отклонения скорости поверхностных течений от их средноклиматических значений малы;
- 2) отклонения тангенциального напряжения ветра на поверхности океана от средноклиматического значения малы.
- 3) отклонение толщины квазиоднородного слоя от его средноклиматического значения мало;

4) тепловой баланс на поверхности океана и на нижней границе квазиоднородного слоя мало отличается от среднеклиматического.

Уравнение (1), таким образом, предполагает наличие температурной аномалии в поверхностном слое океана, которая затем чисто адвективно переносится поверхностными течениями.

Поскольку в реальных условиях тепловой баланс и ветровой режим на поверхности океана отличаются от среднеклиматических, с течением времени прогноз поля температуры в соответствии с уравнением (1) должен все больше и больше расходиться с фактическим распределением температуры. В силу этого следует ожидать, что уравнение (1) пригодно для описания трансформации поля температуры на небольшое время. Использование уравнения (1) в данном контексте подобно описанию аномалий температуры в атмосфере на основании линеаризованного уравнения теплопроводности [14].

При выполнении расчетов использовались скорости поверхностных течений в Северной Атлантике, вычисленные диагностическим методом в работе [15] для четырех сезонов. В качестве начальных значений использовались аномалии температуры поверхности океана за март месяц, рассчитанные по данным спутниковых измерений. Температура поверхности океана, осредненная по 5-градусным квадратам, рассчитывалась на 15 апреля и 15 мая.

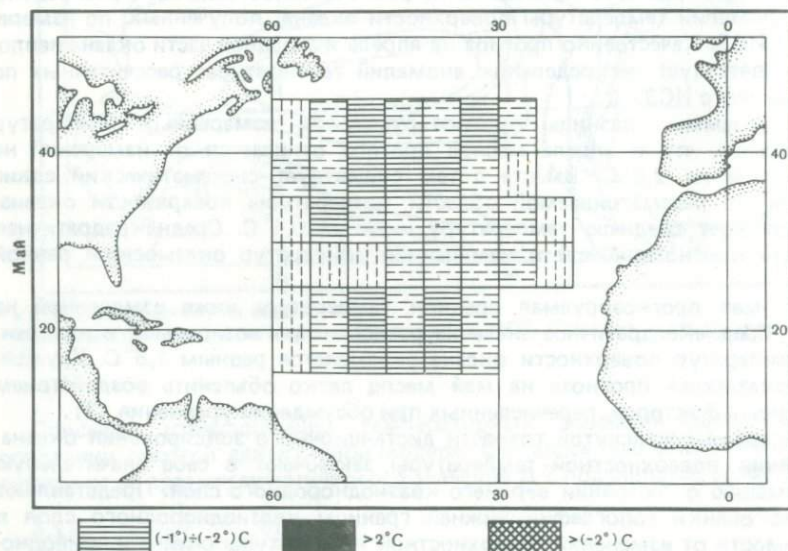
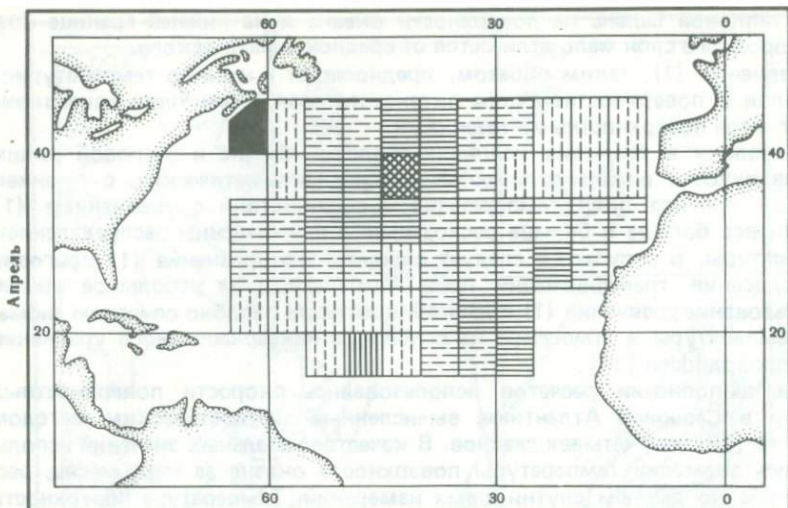
Результаты расчетов приведены на рис. 7 в сопоставлении с распределением аномалий температуры поверхности океана, полученных по измерениям с ИСЗ. Качественно прогноз на апрель в западной части океана неплохо соответствует распределению аномалий температуры, рассчитанных по измерениям с ИСЗ.

Гистограммы разницы прогнозируемых и измеренных температур показывают, что в апреле месяце прогноз отличается от измерений не более, чем на $2,5^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем существует систематический сдвиг средней по рассматриваемой области температуры поверхности океана. Прогноз дает среднюю температуру ниже на $0,4^{\circ}\text{C}$. Среднеквадратичная разность прогнозируемой и измеренной температур оказывается равной 1°C .

Для мая прогнозируемая средняя температура ниже измеренной на $0,7^{\circ}\text{C}$. Среднеквадратичное значение разности прогнозируемой и измеренной температур поверхности океана оказывается равным $1,5^{\circ}\text{C}$. Ухудшение показателей прогноза на май месяц легко объяснить воздействием неучтенных факторов, перечисленных при обсуждении уравнения (1).

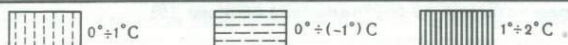
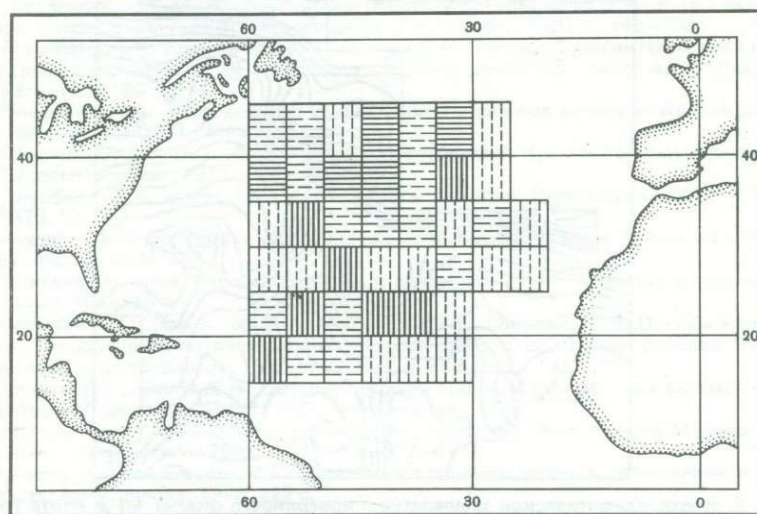
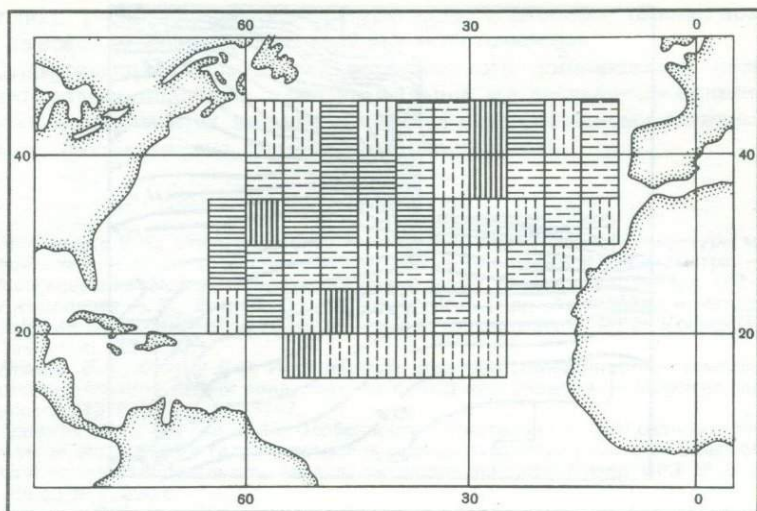
Благодаря достигнутой точности дистанционного зондирования океана, измерения поверхностной температуры заключают в себе значительную информацию о состоянии верхнего квазиоднородного слоя. Представляя интерес оценки топографии нижней границы квазиоднородного слоя в зависимости от изменений поверхностной температуры океана и приводного ветра. Обработку спутниковой информации о поле поверхностной температуры возможно проводить по общей схеме динамико-стохастического подхода [16]. Согласно этому подходу, спутниковые измерения непрерывно сравниваются с расчетными значениями характеристики поверхности океана, получаемыми на основе гидродинамической модели верхнего слоя океана. Различия в расчетных и измеренных значениях служат для коррекции расчетов, которая осуществляется в стохастической части общей модели. В качестве алгоритма введения поправок служит оптимальная интерполяция в поле невязок прогнозов.

Расчеты проводились на ЭВМ БЭСМ-6 Вычислительного центра СО АН СССР [17]. В расчетах использовались измерения, выполненные со спутни-



Р и с. 7. Аномалии температуры поверхности океана
 Слева — по измерениям с ИСЗ, справа — расчет по модели

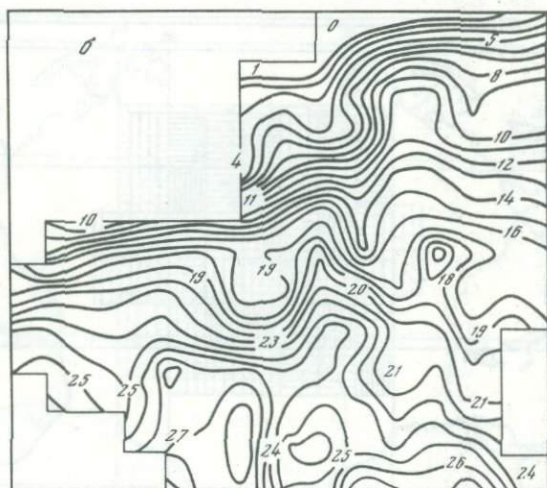
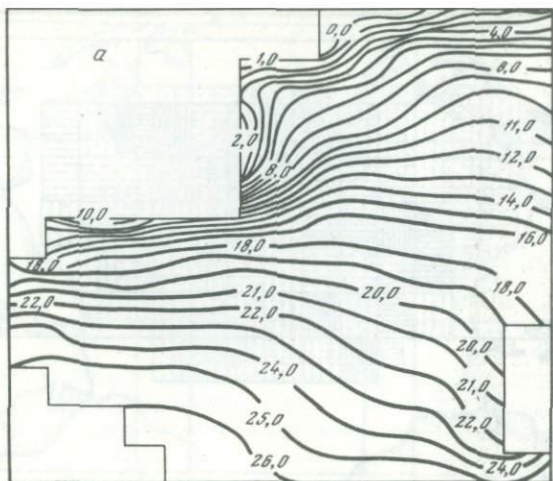
ка "Космос-1151" в период с января по май 1980 г. над Северной Атлантикой. По мере усвоения спутниковой информации осуществляется адаптация модели к реальным полям океана, что позволяет более надежно рассчитывать и прогнозировать различные характеристики состояния океана, связанные между собой уравнениями модели. Пример того, как спутниковая информация уточняет климатическую карту температуры поверхности, показан на рис. 8. Использование гидродинамической модели квазиодно-



родного слоя позволило также распространить спутниковую информацию в глубину океана и рассчитать топографию сезонного термоклина.

Таким образом, периодическое усвоение температуры поверхности океана позволяет с помощью модели сделать первый шаг к определению характеристик глубин океана по данным дистанционных измерений. Можно указать еще некоторые теоретические возможности восстановления вертикальной структуры океана по измерениям с ИСЗ.

Один из методов, позволяющих заглянуть в глубины океана, основан на зависимости дисперсионного соотношения для внутренних волн от верти-



Р и с. 8. Карта климатической температуры поверхности океана (а) и карта температуры поверхности, рассчитанная по спутниковым данным (б)

кального распределения частоты Вейссяля—Брента. Как показывают модельные расчеты [8], по заданному дисперсионному соотношению возможен надежный расчет глубины залегания и толщины сезонного термоклина, величины перепада плотности в нем, а также параметров главного термоклина.

Другая интересная возможность связана с выявленной на основании анализа данных эксперимента ПОЛИМОДЕ универсальностью вертикальной структуры вихревых образований и волновых движений синоптического масштаба [19, 20]. Это дает возможность по измерениям градиентов температуры поверхности и наклонов уровня поверхности океана рас-

считывать распределение температуры воды и скорости течений практически на всех глубинах с достаточной высокой точностью.

Существующая аппаратура дистанционного зондирования позволяет ставить задачи, подобные отмеченным выше, и в последующих океанологических экспериментах возможно перейти к непрерывному слежению как за поверхностью океана, так и за его верхним слоем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мироненко В.А., Станичный С.В., Терехин Ю.В. Определение температуры морской поверхности по данным спутникового многоканального ИК-радиометра. — В кн.: Исследование океана дистанционными методами. Севастополь, 1981, с. 167—177.
2. Ахвиланова А.Б., Егоров С.Т., Крылова М.С. и др. Аппаратура и методика обработки СВЧ-радиометрических измерений, выполненных с ИСЗ "Космос/1151". — Там же, с. 123—130.
3. Нелепо Б.А., Суетин В.С. Исследование функции радиояркостной температуры и общей обратной задачи зондирования с ИСЗ над океаном. — Морские гидрофиз. исслед., 1976, № 2, с. 140—147.
4. Гранков А.Г., Шутко А.М. Особенности спектрального СВЧ-радиометрического метода определения гидрометеорологических параметров системы океан-атмосфера и некоторые результаты анализа его эффективности: Препр. ИРЭ. № 3. М., 1980. 286 с.; № 7, 290 с.
5. Баранов Е.И. Среднемесячные положения гидрологических фронтов в северной части Атлантического океана. — Океанология, 1972, т. 12, № 2, с. 217—224.
6. Тимофеев Н.А. Определение интегрального по спектру полусферического потока уходящей в космос длинноволновой радиации с помощью ИСЗ. — В кн.: Исследование океана дистанционными методами. Севастополь, 1981, с. 145—156.
7. Тимофеев Н.А., Ермоленко А.И., Шутова Е.Н. О корреляции интегральной и спектральной интенсивности уходящего в космос длинноволнового излучения. — Там же, с. 157—166.
8. Тимофеев Н.А. Исследования радиационного режима океанов: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: МГУ, 1978. 39 с.
9. Орвич С., Путнис П.П., Фовинкель Е., Швертреггер В. Климат полярных районов. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 443 с.
10. Тимофеев Н.А. Атлас теплового баланса океанов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1970. 136 с.
11. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 253 с.
12. Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы. М.: Наука, 1975. 58 с.
13. Неуймин Г.Г., Землин Л.А., Мартынов О.В., Соловьев М.В. Оценка концентрации хлорофилла по измерениям индекса цвета в различных районах Мирового океана. — Океанология, 1982, т. 22, № 3, с. 380—385.
14. Марчук Г.И., Скиба Ю.Н. Об одной модели прогноза осредненных аномалий температуры: Препр. ВЦ СО АН СССР. Новосибирск, 1978, с.
15. Бреховский А.Л. Диагностический расчет поверхностных течений Мирового океана. — Океанология, 1980, т. 22, № 4, с. 607—612.
16. Нелепо Б.А., Тимченко И.Е. Системные принципы анализа наблюдений в океане. Киев: Наук. думка, 1978. 222 с.
17. Кочергин В.М., Тимченко И.Е., Климок В.И. и др. Слежение за эволюцией верхнего турбулентного слоя океана по данным спутниковых измерений поверхностной температуры. — В кн.: Дистанционное зондирование океана. Севастополь, 1982, с. 74—83.
18. Гродский С.А., Кудрявцев В.Н. Описание гидрологической структуры океана по дисперсионному соотношению внутренних волн. — Там же, с. 97—108.
19. Коротаев Г.К., Коснырев В.К., Шевченко Э.А. Структура возмущений поля температуры синоптических вихревых образований. — Морское гидрофиз. исслед., 1979, № 2, с. 167—174.
20. Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Параметризация полей плотности и скорости течения на синоптических масштабах. — В кн.: Морские гидрофиз. исслед., 1979, № 2, с. 175—183.
21. Gulfstream: Monthly summary for March 1980. — US Dep. Commer. NOAA, 1980, vol. 6, N 3, p. 7.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПОЛЯРНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

Советские океанологические исследования в полярных областях охватывают время, исчисляемое уже десятилетиями. От первых наблюдений на дрейфующих станциях "Северный полюс", редким пунктиром пересекающих Арктический бассейн, до крупномасштабных океанографических съемок Северного Ледовитого океана, покрывающих его акваторию, от установления самых общих закономерностей географического распределения основных океанографических элементов до формулировки принципов изучения его гидрометеорологического режима и открытия важнейших закономерностей его колебаний, от попыток предсказания погодных и ледовых условий по Северному Морскому пути до создания системы гидрометеорологического обеспечения навигации — таковы основные вехи этих исследований.

Исследования Южного океана охватывают меньший период, однако благодаря использованию опыта изучения Северной полярной области, по значимости и полученным результатам они уже сейчас в ряде областей приближаются к исследованиям Северного Ледовитого океана.

В последние годы перед исследователями Арктики и Антарктики встал ряд задач, решение которых имеет принципиальное значение для народного хозяйства нашей страны. К их числу относятся освоение минеральных ресурсов шельфа арктических морей, круглогодичная навигация по Северному Морскому пути, переброска части стока северных и сибирских рек на юг нашей страны, охрана природы арктического региона и др. В Антарктике важнейшей задачей стало промышленное использование биологических ресурсов Южного океана. В связи с этим возросла актуальность долгосрочных и сверхсрочных ледовых прогнозов, прогнозов погоды и климата. Первостепенное значение приобрели проблемы физических корней климата и погоды как фундамент развития практических приложений гидрометеорологии в самых различных областях народнохозяйственной деятельности в полярных областях.

По мере накопления знаний о природе полярных областей Земли, особенно развития исследований закономерностей формирования гидрологического и ледового режимов акваторий и изучения взаимодействия океана и атмосферы, все яснее становится роль и место этих регионов Мирового океана в глобальных процессах.

Одной из самых замечательных природных особенностей полярных районов Мирового океана являются морские льды. Средняя годовая площадь их распространения сравнительно невелика — всего 24 млн. км². Однако образование льдов, их развитие и разрушение сопровождаются такими процессами в море, приводят к таким последствиям в состоянии природной среды, какие ясно прослеживаются вплоть до тропических поясов обоих полушарий. Не удивительно, что интерес к морским льдам растет с каждым годом. Наиболее сильным стимулятором этого интереса в последнее время явилось стремление продвинуться вперед в решении одной из самых важных научных проблем нашего времени — проблемы изменения климата и природной среды в целом. Хорошо известно, что фазовые переходы воды сопровождаются резкими изменениями альбедо морской поверхности, нарушениями энергетического баланса атмосферы и ее теплового состояния.

Поэтому крайне важно знать, какое место занимают морские льды в климатической системе и какую роль играют они в ее развитии.

Имеются веские основания считать, что эта роль весьма существенна. Совсем не случайно, что целый ряд проектов коренного изменения климата северного полушария основан на уничтожении морских арктических льдов. В связи с этим особую остроту приобретает вопрос об устойчивости этих льдов в современный период. Что произойдет с ними, если температура земной атмосферы повысится вследствие естественных причин или антропогенных влияний на несколько градусов? Исчезнут льды в Арктике или сохранятся?

В течение двух последних десятилетий на этот счет неоднократно высказывались два прямо противоположных мнения. Если одно из них утверждало, что достаточно небольшого повышения температуры воздуха, чтобы растопить морские льды в Арктике и воспрепятствовать их дальнейшему образованию, что другое мнение утверждало обратное: даже значительное повышение температуры не в состоянии обеспечить существование там безледного режима.

Вопрос об устойчивости полярных льдов становится особенно актуальным в связи с тем, что он имеет самое прямое отношение к проблеме устойчивости существующих в настоящее время климатических условий в северном полушарии. Дело в том, что исчезновение морских арктических льдов или, напротив, их разрастание до размеров, характерных для ледниковых эпох, сопровождалось бы огромными изменениями климатических условий не только в Северной полярной области, но и в масштабе всего земного шара. Поэтому признание неустойчивости морских льдов означает, вообще говоря, признание постоянной угрозы неотвратимых и быстрых перемен в состоянии климата и природной среды. Признание же устойчивости льдов означает и известную устойчивость современного климатического режима, его неспособность к быстрым радикальным изменениям.

Исследования, выполненные в последние годы, дают твердое основание считать, что морские арктические льды устойчивы к изменениям внешних климатообразующих факторов [3, 5–8]. На чем зиждется этот вывод? Какова физическая природа этой устойчивости?

Хорошо известно, что образование льда становится возможным при условии, если отток тепла с поверхности водоема в атмосферу превышает его поступление к этой поверхности из глубинных слоев. Возникающий в этом случае дефицит тепла компенсируется теплотой кристаллизации при переходе воды из жидкого состояния в твердое. Так как полярные районы Земли являются областями стока энергии — в среднем за год потери тепла в этих областях превышают его поступление с солнечной энергией, становится понятной та очень важная роль, какую должен играть поток тепла к поверхности океана снизу в поддержании безледного или ледового режима в Арктике.

Возникает вопрос: каковы интенсивность вертикальной теплопередачи в Северном Ледовитом океане в современный период и те физические факторы, которые ее регулируют? Подобный вопрос кажется тем более уместным, что водная толща этого океана вследствие адвекции тепла из Атлантики обладает достаточно высоким теплосодержанием. Даже в районе полюса это теплосодержание превышает 500 ккал/см^2 . Если бы это тепло в холодную половину года могло беспрепятственно поступать к поверхности океана, оно не только полностью компенсировало бы отток тепла в атмосферу, но и сохранилось бы на будущее.

Однако в реальных условиях, которые существуют сегодня на большей части Северного Ледовитого океана, такой беспрепятственный вынос тепла

из глубин к поверхности происходить не может. Причиной этого является постоянная устойчивая стратификация тонкого верхнего слоя океана. Занимающие этот слой поверхностные арктические воды по своим физико-химическим характеристикам, а именно по пониженной солености и температуре, близкой к точке замерзания, сильно отличаются от подстилающих их теплых и соленых вод атлантического происхождения. Взаимодействуя друг с другом, поверхностные арктические и глубинные атлантические воды формируют переходный слой — пикноклин, в котором плотность с глубиной быстро возрастает. Так как вертикальный обмен в море уменьшается с увеличением градиента плотности, то пикноклин служит своего рода заслонкой, экраном для потока тепла от атлантических вод к поверхности океана. По имеющимся данным, лишь небольшое количество этого тепла — около 10 кДж/см^2 в центральной части Арктического бассейна и $16\text{--}30 \text{ кДж/см}^2$ в год на его евроазиатской окраине — переносится через пикноклин и достигает поверхности [1, 9, 14, 19]. Конечно, такого количества тепла совершенно недостаточно, чтобы предотвратить ледообразование.

Вертикальное распределение плотности в полярных районах Мирового океана в основном обусловлено изменением солености. Поэтому целесообразно в дальнейшем говорить о галоклине, а не пикноклине. Именно галоклин, сильно ограничивая вертикальный теплообмен, создает необходимые условия для образования льда в глубоком море. И действительно, в каком бы районе Северного Ледовитого океана не изучалось распределение солености по глубине, повсюду наблюдается одна и та же картина: там, где поверхностный слой опреснен и подстилается галоклином, есть и морские льды. Там, где такой слой отсутствует, где соленость изменяется по вертикали незначительно, льды не образуются.

Таким образом, арктический морской ледяной покров органически связан с поверхностными арктическими водами, с арктическим галоклином. Образно говоря, этот покров есть "зримый след" галоклина на поверхности океана. За пределами галоклина, внешняя кромка которого совпадает с гидрофронтом на поверхности океана, льды, как правило, не распространяются. Исчезновение галоклина приводит к резкому усилению потока тепла снизу и полной компенсации оттока тепла с поверхности океана в Европейском бассейне и в морях Северо-Западной Атлантики, где морские льды соседствуют с открытой водой.

Установление зависимости между развитием галоклина и образованием морских льдов позволило найти объяснение одному интересному географическому парадоксу: нарушению закона широтной зональности в распространении морских льдов в северном полушарии [5, 7]. Как известно, льды в ряде районов этого полушария распространяются далеко за пределы Северного Ледовитого океана. Так, в Атлантике они встречаются вплоть до параллели 46° , в Тихом океане — еще южнее, до 43° с.ш. Замерзание отдельных бухт и заливов вдоль азиатского побережья происходит до 37-й параллели, т.е. до субтропиков [4]. В то же самое время в Гренландском море можно достичь по чистой воде в самый разгар зимы 79° с.ш.

Причина этого интересного явления кроется в особенностях географического распространения галоклина, перекрывающего, наподобие огромных размеров экрана, поступление океанического тепла к поверхности и создающего необходимые предпосылки для ледообразования повсюду, где температура воздуха в зимнее время опускается ниже точки замерзания морской воды. В свою очередь сами эти особенности географического распространения галоклина обусловлены сложившейся системой взаимодействующих холодных и теплых поверхностных течений во внетропической части северного полушария.

В свете этих представлений о влиянии галоклина на характер вертикального теплообмена и ледообразование вопрос об устойчивости морских арктических льдов кажется ясным. Как уже подчеркивалось, в области стока энергии, куда целиком относятся Арктика и значительная часть умеренного пояса, ежегодные потери тепла на излучение превышают количество поступающей солнечной энергии. В случае, когда адвективное тепло, сосредоточенное ниже галоклина, слабо или вовсе не участвует в энергообмене с атмосферой, такое соотношение потоков тепла на поверхности океана обеспечивает сохранение арктического ледяного покрова, т.е. его устойчивость.

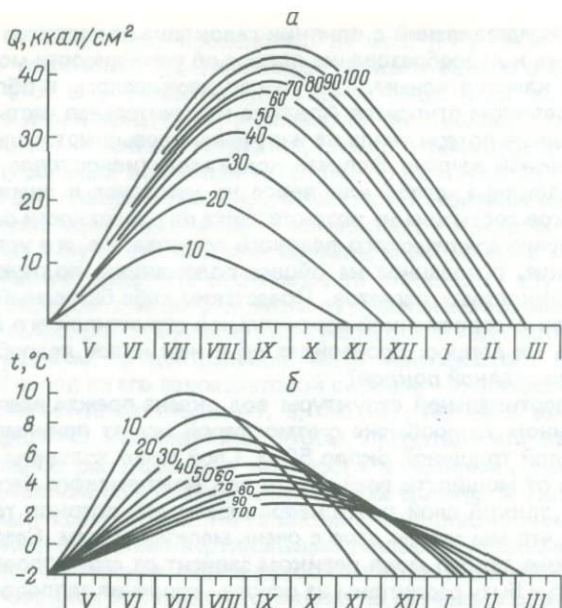
Это заключение, основанное на общих положениях, подтверждается и результатами конкретных расчетов. Представим себе безледный Северный Ледовитый океан с современной вертикальной структурой его вод. Попытаемся ответить на вопрос: произойдет ли в нем новое ледообразование, восстановится ли ледяной покров?

Сохранение вертикальной структуры вод океана прежде всего означало бы, что в сезонном теплообмене с атмосферой может принимать участие лишь верхний слой толщиной около 50 м. Слой такой толщины составляет всего около 2% от мощности всей толщи вод Арктического бассейна. Учитывая, что этот тонкий слой почти непроницаем для потоков тепла снизу, можно сказать, что мы имеем дело с очень мелким морем. Сезонный прогрев и охлаждение такого моря целиком зависит от его теплообмена с атмосферой и могут быть рассчитаны на основе уравнения теплового баланса, в котором составляющими являются: поглощаемая морем солнечная радиация, эффективное излучение, турбулентный теплообмен и потери тепла на испарение. Горизонтальной адвекцией тепла вследствие ее незначительности можно пренебречь. Вопрос в том, в состоянии ли это мелкое море накопить в течение лета такое количество тепла, которое оказалось бы достаточным, чтобы компенсировать отток тепла в атмосферу в зимний период и предотвратить ледообразование?

Основные трудности в оценке потоков тепла на поверхности моря в данном конкретном случае возникают из-за отсутствия метеорологических параметров, характеризующих условия над свободным от льда океаном. Для преодоления этих трудностей прибегают либо к эмпирическим зависимостям, либо к использованию фактических данных в районах, современные условия в которых могут быть приравнены к условиям безледного Северного Ледовитого океана. Из таких районов наиболее подходящим, по нашему мнению, является о-в Медвежий, $74^{\circ} 31' \text{ с.ш.}, 19^{\circ} 01' \text{ в.д.}$ Этот остров расположен вблизи от стрежня теплого Шпицбергенского течения. Это соседство и определяет наиболее существенные черты режима данного района: в основном безледный режим его вод, сравнительно высокие температуры воздуха и т.д. Приравнивание условий, характерных сегодня для о-ва Медвежий, к условиям Северного полюса после уничтожения там ледяного покрова равносильно повышению средней годовой температуры с $-19,7^{\circ}$ до $-2,0^{\circ}$, т.е. почти на 18°С .

На основе этих данных, относящихся к о-ву Медвежий, были выполнены расчеты теплосодержания и его внутригодового хода в деятельном слое безледного Северного Ледовитого океана. Результаты этих расчетов представлены на рис. 1.

Прежде всего обращает на себя внимание сильная зависимость теплосодержания и температуры слоя от его вертикальной мощности. При одних и тех же радиационных и метеорологических условиях, определяющих поступление тепла в море, максимальное теплосодержание слоя толщиной 10 м составляет $11,5 \text{ ккал/см}^2$, или 19% от годовой величины суммарной солнечной радиации, а толщиной 100 м — 45 ккал/см^2 , или 74% суммар-



Р и с. 1. Зависимость теплосодержания (а) и температуры (б) верхнего аккумулярующего слоя моря от его вертикальной мощности и периода аккумуляции на примере о-ва Медвежий

ной радиации. Иными словами, аккумулярующая способность океана, а значит и сроки появления льда, в очень сильной степени зависят от толщины слоя, участвующего в теплообмене с атмосферой. На рис. 1 этим срокам соответствуют пересечения кривых теплосодержания и температуры с горизонтальной осью. Весьма характерно, что все, без исключения, кривые пересекают эту ось. Это значит, что если после уничтожения ледяного покрова толщина деятельного слоя по какой-либо причине увеличится вдвое против современной, то и в этом случае ледообразование окажется неизбежным. Если же толщина сохранится, то ледообразование в океане начнется уже в середине января. Вообще восстановление ледяного покрова будет происходить в соответствии с распределением толщины деятельного слоя. Раньше всего это произойдет в окраинной зоне, а затем охватит весь Арктический бассейн.

Таким образом, образование, географическое распространение и устойчивость арктического морского ледяного покрова органически связаны с особенностями строения верхнего слоя океана, с развитием галоклина. При сохранении современной структуры вод существование безледного режима в Северном Ледовитом океане невозможно даже при условии довольно значительного повышения температуры. Разумеется, это повышение температуры воздуха будет сопровождаться сокращением площади льда и изменением его возрастной структуры в сторону омоложения. Лишь изменив существующую вертикальную структуру вод, т.е. удалив с поверхности слой опресненных вод и создав таким образом беспрепятственный поток адвективного тепла из глубин океана к его поверхности, можно обеспечить существование безледного режима в Арктике.

Вопрос об устойчивости ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в значительной степени, как видим, есть вопрос об устойчивости совре-

менной структуры его водной толщи, наличия или отсутствия галоклина. Так как последний обязан своим происхождением заметным различиям в солености между поверхностной и подстилающей ее водными массами, то пока будут существовать эти различия, будет сохраняться и галоклин. Перестройка вертикальной структуры вод в океане по естественным причинам, сопровождающаяся вырождением галоклина, происходит довольно медленно. Это означает, что арктическим льдам не грозит полное исчезновение в обозримом будущем, даже если произойдет некоторый разогрев атмосферы, скажем, вследствие антропогенных влияний. Они не потеряют своей способности к восстановлению в зимнее время даже в том случае, если летний разогрев атмосферы окажется в состоянии растопить льды в океане. Переход к безледному режиму Северного Ледовитого океана возможен лишь при условии разрушения существующей ныне вертикальной структуры его вод.

Хорошо известно, что Северный Ледовитый океан не всегда был покрыт морскими льдами. Они появились в нем лишь на последнем этапе геологической истории нашей планеты, около 700 тыс. лет назад. С этого времени в процессе ледниково-межледниковых колебаний площадь этих льдов существенно изменялась. В ледниковые эпохи она заметно превышала современную, а в межледниковья была меньше ее. Учитывая только что высказанные соображения о зависимости образования, распространения и устойчивости морских льдов от строения верхнего слоя океана, следует предположить, что образование льдов в глубоководной части Северного Ледовитого океана и в крайних северных районах Атлантики стало возможным благодаря распространению на эти районы опресненной поверхностной арктической водной массы и формированию на ее нижней границе галоклина. Естественно также предположить, что вся последующая эволюция морского оледенения в северном полушарии связана с изменениями пространственного развития этой водной массы.

Среди факторов, регулирующих развитие поверхностной арктической водной массы и полярного галоклина, по-видимому, важнейшим является пресноводный баланс Северного Ледовитого океана. Приходная часть этого баланса включает: атмосферные осадки (P), материковый сток (O_M), приток пресных вод из северной части Тихого океана (O_T). Расходная часть баланса включает испарение с поверхности Северного Ледовитого океана (E) и сток пресных вод и льдов в Атлантический океан (O_A). Численные значения каждой из компонент в среднем для года установлены лишь в первом приближении и нуждаются в дальнейшем уточнении. Они следующие: $P = 5428 \text{ км}^3$, $O_M = 5135 \text{ км}^3$, $O_T = 1800 \text{ км}^3$, $E = 3337 \text{ км}^3$, $O_A = 9026 \text{ км}^3$. Значения первой, второй и четвертой компонент взяты из работы [9].

В связи с тем, что все перечисленные компоненты изменяются во времени неупорядоченно, полного соответствия между приходной и расходной частями пресноводного баланса практически не бывает. Так как вертикальная мощность поверхностной арктической водной массы изменяется во времени незначительно, то нарушения этого баланса будут сопровождаться соответствующими изменениями ее горизонтальных размеров. Превышение в течение более или менее продолжительного времени приходной части пресноводного баланса над расходной неминуемо вызовет увеличение площади, занятой поверхностными арктическими водами, и разрастание морского ледяного покрова. Противоположная картина будет наблюдаться, когда сток пресных вод за пределы Северного Ледовитого океана будет преобладать над их поступлением. Уменьшение объема и площади распространения поверхностной арктической водной массы приведет к сокращению площади льдов в океане.

Принимая во внимание, что существует тесная корреляционная зависимость между развитием морских льдов и климатическими условиями полушария, мы с величайшей осторожностью должны подходить к проектам, в основе которых лежит воздействие на компоненты пресноводного баланса Северного Ледовитого океана [10].

Из изложенного выше следует, что в области окраинных морей, в районе разводий и заприпайных полыней теплоотдача океана может оказывать влияние на формирование термического режима атмосферы.

Одним из ключевых вопросов проблемы взаимодействия океана и атмосферы является вопрос, связанный с механизмами энергообмена между двумя средами. Весьма сложный характер эти механизмы имеют в Арктическом бассейне, значительная часть которого в течение всего года покрыта дрейфующими льдами. С одной стороны, ледяной покров существенно затрудняет теплообмен между двумя средами. С другой стороны, само существование ледяного покрова определяется процессами теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы. В связи с этим вопросы теплообмена между водой и воздухом через льды с давних пор привлекали к себе внимание.

Очевидно, что детальное исследование механизмов теплообмена возможно лишь при наличии соответствующих экспериментальных данных. Впервые полный комплекс теплорасчетных наблюдений в течение всего года был выполнен на дрейфующей станции "СП-2" в 1950–1951 гг. В последующие годы такие наблюдения были продолжены, в результате чего в настоящее время имеются достаточно полные экспериментальные данные по тепловому балансу многолетних дрейфующих льдов.

Анализ этих данных показывает, что зимой основной расходной статьей теплового бюджета многолетних льдов является радиационный баланс. Интенсивное длинноволновое излучение и сравнительно небольшой приток тепла из океана через толстый теплоизолирующий слой льда приводят к тому, что температура верхней поверхности льда оказывается ниже температуры окружающего воздуха. В результате этого вертикальный турбулентный поток явного тепла направлен из атмосферы в лед, что приводит к охлаждению прилегающих к ледяной поверхности слоев воздуха. Таким образом, толстые многолетние льды Арктического бассейна практически полностью исключают теплообмен между океаном и атмосферой.

С другой стороны, из самых общих соображений ясно, что на участках открытой водной поверхности в разводьях, полыньях, трещинах и каналах должны складываться совершенно иные условия теплообмена, так как большие температурные градиенты между сравнительно теплой поверхностью океана и холодным воздухом приледного слоя атмосферы способствуют образованию интенсивных потоков тепла из океана. В связи с этим в последние годы на льдах Арктического бассейна был проведен цикл исследований по изучению теплообмена между океаном и атмосферой в полыньях и разводьях. Не останавливаясь на методических вопросах, связанных с этими исследованиями, необходимо отметить, что уже первые эксперименты над искусственной полыней, выполненные на дрейфующей станции "СП-22", позволили выявить значительную роль полыни в формировании температуры приледного слоя воздуха: При этом перемена знака турбулентного потока явного тепла происходит при толщине льда около 100 см. Это означает, что отепляющее влияние полыней и разводий проявляется довольно длительное время, которое составляет в среднем около двух месяцев с момента образования разводья. Роль турбулентного потока скрытого тепла заметна лишь для льдов толщиной менее 10 см, но и тогда

его величина составляет не более 10% от величины потока явного тепла. Менее всего зависит от толщины льда радиационный баланс.

Проведенные эксперименты дали возможность построить балансовую модель, которую можно использовать для параметризации процессов теплообмена через льды различной толщины. Проведенные с помощью этой модели расчеты показали, что турбулентный поток тепла с молодых льдов толщиной до 80 см, занимающих всего около 12% от общей площади ледяного покрова, в условиях Арктического бассейна дает основной вклад в теплообмен между океаном и атмосферой.

На основании этого можно сделать вывод, что межгодовые колебания площади молодых льдов могут привести к существенным флуктуациям теплообмена между океаном и атмосферой.

Тепло, отдаваемое океаном, имеет два источника: часть его выделяется при ледообразовании, а часть идет снизу — от атлантических вод. В связи с этим возникает еще одна проблема полярной океанологии — изучение роли атлантических вод в формировании теплового и динамического режима Арктического бассейна.

До настоящего времени среди исследователей Арктики идут споры о возможности влияния тепла атлантических вод на гидрометеорологические процессы в Арктике, в том числе на ледяной покров Арктического бассейна. Основанием для таких сомнений служит тот факт, что атлантические воды "захоронены" под сравнительно толстым (150–200 м) слоем поверхностных и промежуточных вод, причем даже в зимний период промежуточные воды отличаются устойчивой стратификацией, исключающей сколь угодно значительный вынос тепла наверх наиболее эффективным способом — путем конвекции.

При этом сбрасывается со счетов то обстоятельство, что в Арктический бассейн входят воды, прогретые до 3°C , а выходят охлажденные до $0,5^{\circ}\text{C}$. В частности, в проливе Фрама приход тепла с атлантическими водами в 3–5 раз больше расхода тепла водами всех типов, что свидетельствует о больших расходах тепла внутри бассейна.

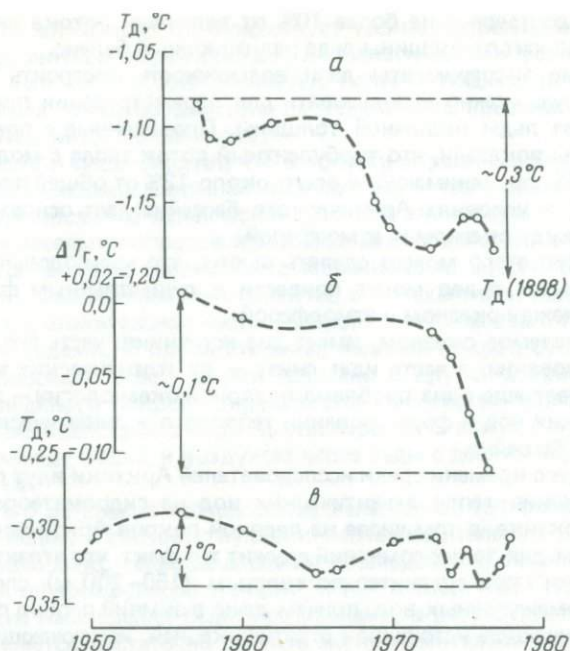
Тем не менее относительное постоянство от года к году распределение температуры атлантических вод в Арктическом бассейне в течение круглого года дает повод говорить о "консерватизме" атлантических вод.

Океанологические наблюдения экспедиции "Север", проводящиеся ежегодно с 1973 г. и входящие в комплекс исследований "Полэкс-Север", позволили впервые пролить свет на этот вопрос. Оказалось, что изменчивость теплосодержания слоя атлантических вод очень велика — как многолетняя, так и межгодовая. Первая в приатлантической части бассейна достигает 168 кДж/см^2 , вторая $67 \text{ кДж/см}^2 \cdot \text{год}$ [12].

Межгодовая изменчивость теплосодержания возникает в основном (не менее чем на 80%) в результате изменения толщины слоя, а не температуры воды. Многолетняя изменчивость более чем на 60% обусловлена изменениями температуры воды. Отчетливо прослеживается следующая закономерность многолетнего хода: теплосодержание всего бассейна падает, а в Евразийском суббассейне растет.

Поскольку в многолетнем ходе (от 50-х к 70-м годам) также наблюдалось уменьшение общего притока атлантических вод в бассейн (рис. 2), то отсюда, в частности, следует, что одновременно усилился вынос из бассейна или, по крайней мере, что увеличилась толщина слоя возвратных атлантических вод. При этом как температура, так и количество атлантических вод в Американо-Евразийском суббассейне уменьшились наряду с сокращением притока вод в бассейн.

Важно отметить, что в этом многолетнем ходе увеличивалась и площадь



Р и с. 2. Многолетний ход минимальной температуры донных вод Северо-Европейско-го бассейна (а), аномалии максимальной температуры глубинных атлантических вод в Арктическом бассейне (б) и средней температуры донных вод в Амеразийском суббассейне Арктического бассейна (в)

На рисунке справа у кривой показан зарегистрированный в начале XX в. минимум температуры донных вод Норвежского моря (по Ф. Нансену)

арктического антициклона, циркуляция же вод и льдов в Арктическом бассейне становилась более "замкнутой", с ослабленным водообменом, прежде всего между областью антициклонического круговорота вод и льдов и окружающими водами. Поскольку площадь антициклона начала возрастать лишь спустя три года после начала уменьшения притока атлантических вод через пролив Фрама, то нет никакого сомнения, что причиной изменения площади антициклона было уменьшение поступления тепла океана в Арктический бассейн и соответственно теплоотдачи из океана в атмосферу.

Отсюда вытекает важность продолжения исследований колебаний тепло-содержания атлантических вод и их притока в Арктический бассейн, поскольку такие исследования приводят к пониманию природы процессов и их механизма, а стало быть, дают и прочную физическую основу для прогноза как ледово-гидрологических процессов, так и процессов в атмосфере над Арктикой.

Как известно, еще в 1898 г. известный полярный исследователь Ф. Нансен обнаружил, что более 80% объема Норвежского моря занимают холодные, с температурой до $-1,3^{\circ}\text{C}$, донные воды. Как выяснилось теперь, это самые холодные и плотные донные воды во всем Мировом океане. Механизм образования этих вод до сих пор остается предметом дискуссии, однако ясно, что они образуются в основном путем охлаждения теплых атлантических вод, при этом в атмосферу выделяются громадные количества тепла.

Однако более поздние наблюдения, например 50-х годов нашего века, обнаружили воды с температурой не ниже $-1,1^{\circ}\text{C}$, так что даже закрались сомнения в достоверности наблюдений Ф. Нансена. Тем более, что в мировой океанологии прочно установилось мнение о большой инертности глубинных и природных вод, в частности, в тепловом отношении. Предполагается даже, что колебания температуры этих вод не выходят за пределы точности наблюдений ($\pm 0,02^{\circ}\text{C}$).

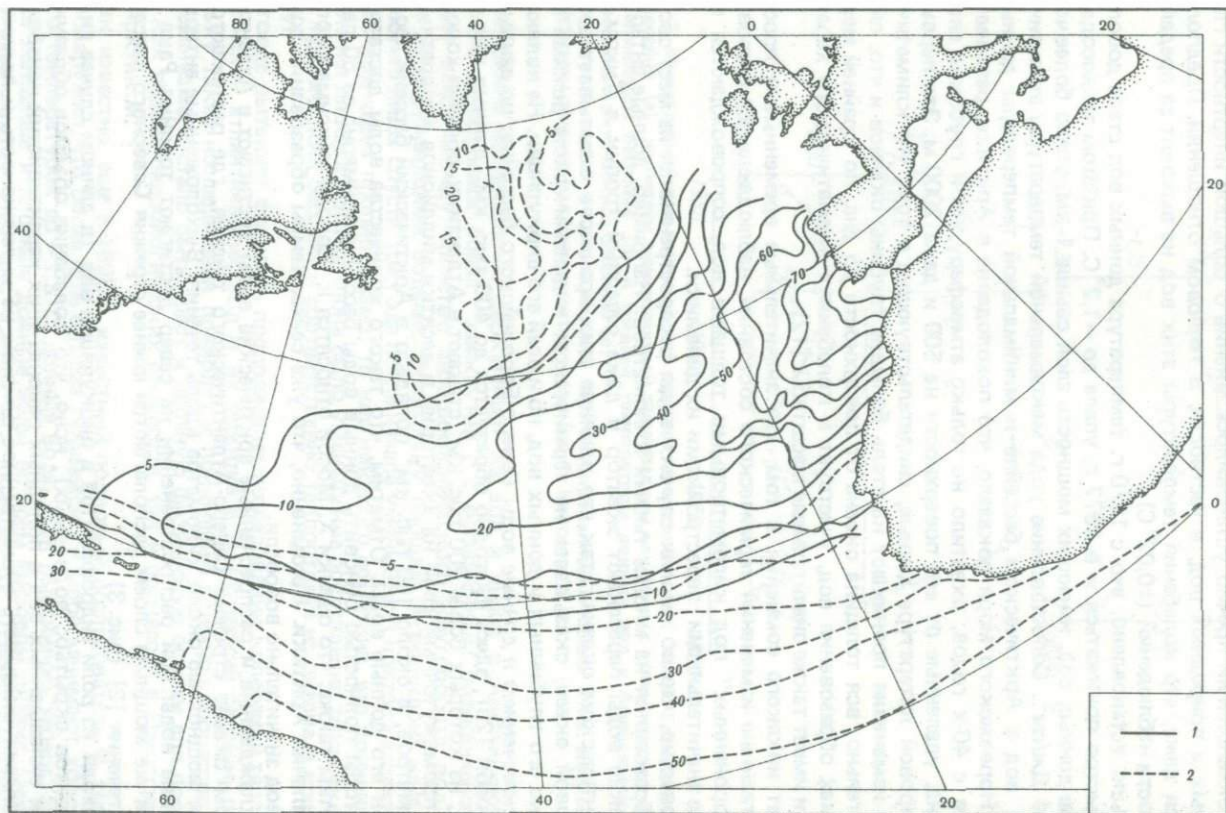
Было установлено, что с 1970 г. температура донных вод стала довольно быстро понижаться и в 1977 г. упала до $-1,2^{\circ}\text{C}$. При этом теплосодержание донных вод, имеющих мощность слоя свыше 1 км, упало более чем на 84 Дж/см^2 . Сопоставление хода максимальной температуры атлантических вод в Арктическом бассейне и минимальной температуры донных вод Норвежского моря показало, что похолодание в Арктике, развивающееся с 40-х годов, охватило не только атмосферу, но и глубокие слои океана, удаленные от его поверхности на 500 и даже 2000 м. Это первые в мировой литературе данные, свидетельствующие о том, что климатические изменения проникают на столь большие глубины океанов и что, следовательно, вся толщина океана от поверхности до дна, по крайней мере в зонах образования вод, участвует в колебаниях климатического характера и имеет также значительные масштабы [12].

Нет никакого сомнения в том, что значительные временные и пространственные изменения термического состояния, наблюдающиеся в слоях, "захороненных" под километровыми толщами вод, сопровождаются не менее значительными перестройками их динамики.

Известно, что во многих случаях воды распространяются из мест своего образования на многие тысячи километров. Например, донные антарктические воды пересекают экватор и даже северный тропик в Тихом и Атлантическом океанах, так что влияние этих процессов охватывает весь Мировой океан, сказываясь на термическом и динамическом режиме не только его глубинных и донных вод, но и всей его циркуляции. Не являются исключением и донные воды Северо-Европейского бассейна: по данным Х. Мосби [20], здесь ежегодно образуется до 400 тыс. км³ донных вод за зиму, из которых более 200 тыс. км³ стекают в Атлантику, образуя холодный промежуточный слой на акватории в десятки миллионов квадратных километров, а около 100 тыс. км³ попадают в Арктический бассейн, формируя его донные воды. Отметим, что такого количества воды достаточно, чтобы полностью обновить донные воды бассейна примерно за 60 лет. Отметим также, что оценки Х. Мосби относятся к периоду максимального потепления Арктики. Несомненно, что уже сейчас темпы образования донных вод значительно возросли.

Охлажденные и распресненные арктические воды достигают в Атлантическом океане стрежня Северо-Атлантического течения, где растекаются слоем мощностью около километра вдоль течения. Выхолаженные антарктические воды при распространении на север достигают тропика Рака и таким же мощным слоем располагаются южнее стрежня Северного пассатного течения [2] (рис. 3).

Исходя из роли гидрофронтов в циркуляции вод (в данном случае гидрофронтов скрытых, подводных), ясно, что колебания объемов образующихся охлажденных вод в полярных районах и их характеристик неизбежно должны оказывать существенное влияние на интенсивность и положение основных струй течений, в особенности поверхностных и глубинных, поставляющих тепло в районы его "стоков" в атмосферу, а через них — и на тепловое и динамическое состояние океанов и атмосферы в целом. Эти влияния сказываются на процессах довольно больших временных



Р и с. 3. Изономалы солености (сотые доли промилле) средиземноморских (1), субарктических и субантарктических вод (2) [2]

масштабов — более 4–5 лет и должны особенно ярко проявляться в климатических явлениях [13]. Такие процессы, охватывающие весь Мировой океан и наиболее сильно выраженные в Атлантическом, неравнозначны: наибольший вклад вносит Южный океан.

Механизм данных явлений практически совершенно не изучен. Исследования, проведенные с судов в районах наиболее яркого проявления этих процессов (на границах вод различного происхождения — подводных, скрытых гидрофронт) и по программе ОГСОС, позволяют в ближайшие 5–10 лет получить первые важные результаты по этой проблеме.

Как бы то ни было, налицо новый механизм, инициирующий тепло и водообмен течениями между бассейнами Северного Ледовитого океана, причем механизм конкретный, который может быть изучен путем наблюдений: падение температуры донных вод Норвежского моря, прослеживающееся в последние 30–35 лет, показывает, что объем образующихся вод возрос. Это означает, что в Арктический бассейн стало поступать большее количество этих вод, замещая глубинные атлантические. Действительно, данные наблюдений показывают, что теплосодержание слоя атлантических вод в Арктическом бассейне определяется главным образом его толщиной, а последняя — глубиной залегания нижней границы слоя атлантических вод. Однако изучение этих процессов лишь начинается, и пока трудно определенно сказать об их роли в климатических колебаниях Мирового океана и атмосферы над ним.

По-видимому, учитывая гораздо большую инертность процессов в океане на глубинах 1–3 км, большее их запаздывание по сравнению с процессами в поверхностных и промежуточных слоях, можно найти объяснение причин и механизма колебаний климата гидросферы и атмосферы в Арктике и в целом в Мировом океане за более длительные промежутки времени, чем 2–12 лет, возможно за 20–60 лет. Однако такое изучение еще только начинается, и пока трудно сказать что-либо более определенное о месте и роли этих процессов в климатических колебаниях Мирового океана и атмосферы над ним [16].

Изложенные результаты работ по программе “Полэкс-Север” показывают, что такого рода крупномасштабные натурные эксперименты имеют важнейшее значение как для уяснения количественной стороны процессов взаимодействия океана и атмосферы, так и для изучения его физических механизмов. Поэтому такого рода эксперименты необходимо планировать и настойчиво осуществлять, если мы хотим в обозримые сроки разобраться в этих сложных процессах.

Неожиданные результаты исследований гидрологического климата глубинных и донных вод Северного Ледовитого океана показывают, что такие эксперименты следует продолжать достаточно длительное время, уделяя глубинным слоям не меньшее внимание, чем поверхностным, поскольку совершенно не исключено, что именно изменчивость в глубинных слоях определяет тенденции в системе океан–атмосфера, которые мы называем долгопериодными климатическими изменениями.

Мы подробно остановились на проблемах исследования макроокеанологических процессов Северного Ледовитого и Южного океанов, потому что надеемся на этом пути в более или менее близком обозримом будущем отыскать те, прибегая к известному выражению академика В.В. Шулейкина, “физические корни климата и погоды”, которые позволили бы существенно усовершенствовать основы методов долгосрочных ледово-гидрологических и разработать основы методов климатических прогнозов на полярные районы. Более того, мы надеемся, что методы расчетов и прогнозов ряда важнейших элементов ледово-гидрологического, а возможно, и метеоро-

логического режимов в результате этих исследований удастся поставить на прочную платформу гидродинамических и термодинамических методов. Это, разумеется, вовсе не означает неприятия в какой-либо форме физико-статистических методов исследования, описания и прогнозов сложных природных систем, с которыми гидрометеорологам приходится иметь дело. Речь идет о закреплении познанного, достигнутого, о синтезе реальных возможностей различных методов исследования и приложении результатов к практике в интересах народного хозяйства страны в полярных областях.

Весьма сложной проблемой являются исследование и прогноз океанографических явлений синоптического масштаба, поскольку от наших знаний и практических возможностей прямо зависит эффективность научно-оперативного обеспечения прежде всего мореплавания в полярных районах.

Если оценить наши знания океанографического режима арктических морей в этой области, то мы убедимся в том, что до настоящего времени не решен ряд проблем, относящихся к синтезу известных закономерностей на основе более или менее завершенных научных концепций и теорий. Одной из таких задач является создание логически завершеного представления об изменчивости гидрометеорологических процессов в арктических морях в режиме синоптических колебаний, в изучении особенностей проявления крупномасштабных процессов в различных физико-географических условиях. Было показано, что динамические процессы в сравнительно мелководных арктических морях, особенно в интервале естественных синоптических периодов, являются вынужденными, а синоптические колебания гидрологических и ледовых характеристик имеют метеорологическую природу — они возникают прежде всего как реакция на изменения напряжения ветра. При этом было показано, что элементарный гидрологический процесс, имеющий продолжительность в основном от 2 до 10 суток, отражает локально проявления относительно устойчивых свойств среды, объективную связь колебаний ледово-гидрологических характеристик с динамическими процессами синоптического масштаба [11].

Проблема заключается в том, что одинаковые (ведущие) макропроцессы проявляются по-разному в различных физико-географических условиях. Это направление еще мало разработано, хотя в нем содержится основа для региональных прогнозов. Кроме того, оно имеет прямой выход на краткосрочные прогнозы одновременно всего комплекса ледово-гидрологических явлений в окраинных арктических морях. Оно получает свое дальнейшее развитие в работах ААНИИ на основе концепции единства гидрометеорологического процесса во всех его отдельных проявлениях.

В области исследований Южного океана усилия полярных океанологов сосредоточены также на решении проблем, связанных с оценкой роли Южного океана в энергетическом балансе Южной полярной области.

Безусловно, океаническое кольцо, опоясывающее земной шар в умеренных и высоких широтах южного полушария, — это мощный термодинамический регулятор атмосферных процессов. Однако до настоящего времени возможности проведения в Южном океане экспериментов масштаба "Полэкс-Север-76" были ограничены. Поэтому натурные эксперименты, проведенные в отдельных районах Южного океана, носили локальный характер в смысле изучения энергетики атмосферных процессов и получения оценок теплообмена между океаном и атмосферой. Тем не менее при выполнении натурных экспериментов "Полэкс-Юг" в проливе Дрейка, море Скотия, в районе 132° в.д. были сделаны количественные оценки переносов различных видов энергии, уточнен характер межзонального обмена энергией между полярными и умеренными широтами и получены предварительные оценки теплообмена океана с атмосферой, которые ука-

зали на своеобразную роль гидрологических фронтов в тепловом взаимодействии океана с атмосферой.

В эксперименте "Полэкс-Юг-79", который осуществлялся двумя судами на акватории между Африкой и Антарктидой, удалось выполнить сбор и обработку информации с аэрологического полигона, на контуре которого располагались 10 наземных станций. Были выполнены расчеты переносов тепла, влаги, кинетической энергии, которые позволили установить основные черты междуширотного обмена энергией в данном районе. Весьма интересным оказался факт пространственного соответствия фронтальных зон в атмосфере положению океанических фронтов - субантарктического и полярного. Были получены количественные оценки потоков тепла из океана, которые показали, что основные районы теплоотдачи локализируются к северу от 45° ю.ш.

В период с ноября 1980 по март 1981 г. проводилась крупная международственная экспедиция в Южный океан, в которой приняло участие шесть судов. Программой этого натурного эксперимента, названного "Полэкс-Юг-81", предусмотрено выполнение комплекса гидрометеорологических исследований в австралийском секторе Южного океана. Здесь наиболее часто происходят нарушения зонального переноса воздушных масс и развитие меридиональных процессов. Здесь же располагается область наибольших термических контрастов и повышенного энергообмена в атмосфере. Достаточно развитая сеть наземных аэрологических станций в данном районе, дополненная аэрометеорологическими наблюдениями судов на стационарном полигоне в океане, и одновременные наблюдения за изменчивостью процессов в океане позволят исследовать процессы взаимодействия между океаном и атмосферой на акватории Южного океана между 135° — 180° в.д.

В план экспедиции входит также продолжение исследований структуры и динамики Антарктического циркумполярного течения (АЦТ), что представляет собой другую, не менее важную проблему изучения Южного океана.

На решение этой проблемы был направлен ряд натурных экспериментов по программе "Полэкс-Юг" в динамически активных областях Южного океана (в проливе Дрейка, в районах Южно-Антийского хребта, Африканско-Антарктического хребта), в ходе которых были выполнены инструментальные наблюдения за течениями продолжительностью до двух месяцев. Эти наблюдения позволили установить пространственную структуру АЦТ и оценить основные масштабы его изменчивости.

Проблема структуры и динамики АЦТ тесно связана с проблемой изучения фронтальных зон Южного океана. Как показали последние инструментальные исследования, положение Полярной фронтальной зоны в основном соответствует конфигурации главного потока АЦТ, а процессы вихреобразования во фронтальной зоне оказывают существенное влияние на динамику среднего потока. В будущем предполагаются исследования Полярной фронтальной зоны по всей акватории Южного океана в рамках международной экспедиции, в которой будут участвовать несколько судов, оснащенных обрывными термозондами, приборами СТД (самописцы течений дистанционные) и зондами-батометрами.

Исследование фронтальных зон Южного океана имеет важное значение для изучения формирования и распространения его водных масс. При этом наиболее существенны вопросы, связанные с формированием и распространением антарктических промежуточных вод и антарктических донных вод, которые, проникая далеко за пределы Южного океана, оказывают влияние на глобальную циркуляцию океана и атмосферы.

Классификация водных масс, выполненная на основе методов многомерного статистического анализа по результатам натурального эксперимента "Полэкс-Юг-79", позволила установить наличие промежуточных вод, их количественные характеристики и район формирования — Полярную фронтальную зону.

Вопрос об образовании донных антарктических вод остается дискуссионным. Однако в последние годы становится все более очевидным, что один из районов образования донных вод — окраинные антарктические моря, где в районе материкового склона на глубине более 1000 м происходит смешение шельфовых вод с циркумполярными глубинными водами. Для изучения этого вопроса в рамках эксперимента "Полэкс-Юг-78" были проведены океанологические наблюдения в апреле 1978 г. в море Дейвиса с борта научно-исследовательского судна "Михаил Сомов".

Было обнаружено существование на глубинах 1000 м вод с отрицательными температурами, сравнительно высоким содержанием кислорода и соленостью меньшей, чем в вышележащих глубинных водах. Установленный факт — неоспоримое доказательство того, что эти воды образуются в результате смешения вышележащих шельфовых и глубинных вод [18].

Указанные исследования носили в основном рекогносцировочный характер. Продолжение подобных работ имело место в море Уэдделла в 1981—1982 гг. в рамках международного сотрудничества (проект "Полынья").

Изложенное позволяет сделать выводы о путях дальнейшего развития полярной океанологии. К числу важнейших ее направлений нужно отнести:

— изучение проблемы устойчивости ледяного покрова полярных областей в климатических масштабах и роли его как компонента климатической системы Земли;

— исследование процессов крупномасштабного энергообмена между океаном и атмосферой в полярных областях и роли в нем ледяного покрова;

— отыскание и изучение расположенных в полярных районах конкретных механизмов возбуждения и поддержания колебаний в системе океан—ледяной покров—атмосфера—суша, ответственных за колебания различных временных масштабов;

— изучение процессов образования, распространения и трансформации водных масс Северного Ледовитого и Южного океанов; их вклада в формирование глобальной циркуляции вод Мирового океана и ее колебаний;

— исследование ледяного покрова полярных областей как физической среды и его динамики в различных временных и пространственных масштабах;

— контроль за антропогенными воздействиями на воды и льды полярных океанов и охрана природной среды в полярных регионах;

— по-прежнему остается актуальной проблема выяснения роли и места полярных океанов в формировании термического и динамического режима Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Г.И., Назинцев Ю.Л. Упрощенная модель равновесного состояния дрейфующих льдов Арктического бассейна. — Тр./Аркт. и антаркт. н.-и. ин-т, 1970, т. 291, с. 32—43.
2. Бубнов В.А. О границах распространения промежуточных водных масс. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 3, с. 403—408.
3. Булгаков Н.П. О роли конвекции в механизме передачи тепла глубинных атлантических вод. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 1, с. 45—52.
4. Булгаков Н.П. Льды. — В кн.: Гидрология Тихого океана. М.: Наука, 1968, с. 434—500.

5. *Доронин Ю.П.* К проблеме уничтожения арктического льда. — Пробл. Арктики и Антарктики, 1968, вып. 28, с. 21—28.
6. *Дронин Ю.П.* Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 300 с.
7. *Захаров В.Ф.* Поверхностные арктические воды как фактор устойчивости ледяного покрова. — Тр./Аркт. и антаркт. н.-и. ин-т, 1977, т. 346, с. 122—134.
8. *Захаров В.Ф.* Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 134 с.
9. *Иванов В.В.* Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана. — Тр./Аркт. и антаркт. н.-и. ин-т, 1976, т. 323, с. 138—147.
10. *Иванов В.В., Никифоров Е.Г.* Проблемы оценки взаимных последствий переброски части стока для устьевых участков рек и морей арктической зоны. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 375 с.
11. *Крутских Б.А.* Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 91 с.
12. *Никифоров Е.Г., Блинов Н.И., Лукин В.В.* Некоторые результаты экспедиционных исследований по программе "Полэкс-Север-76". — В кн.: Полэкс-Север-76. Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 129—147.
13. *Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
14. *Николаева А.Я., Шестериков Н.П.* Метод расчета ледовых условий на примере моря Лаптевых. — Тр./Аркт. и антаркт. н.-и. ин-т, 1970, т. 292, с. 143—217.
15. *Панов В.В., Шпайхер А.О.* Влияние атлантических вод на некоторые черты гидрологического режима Арктического бассейна и сопредельных морей. — Океанология, 1963, т. 3, вып. 4, с. 579—590.
16. *Трешников А.Ф., Борисенков Е.П., Никифоров Е.Г.* и др. Натурный эксперимент по проблеме взаимодействия океана и атмосферы. — Пробл. Арктики и Антарктики, 1968, вып. 28, с. 5—20.
17. *Трешников А.Ф., Баранов Г.И.* Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 158 с.
18. *Трешников А.Ф.* Проблемы полярной океанологии. — Вест. АН СССР, 1980, с. 46—53.
19. *Maykut G.A., Untersteiner N.* Some results from intermediate thermodynamic model of sea ice. — J. Geophys. Res., 1961, vol. 76, N 6, p. 1550—1575.
20. *Mosby H.* Water, salt and heat balance of the North Polar sea and of the Norwegian sea. — Geophys. Publ., Norske Vidskaps. Akad., vol. 24, p. 289—313.

УДК 551.464.685.5

А.И. СИМОНОВ, М.П. НЕСТЕРОВА

ПРОБЛЕМЫ ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

В статье раскрываются не только результаты собственных исследований авторов. В ней также излагаются некоторые основные научные итоги по проблеме химических загрязнений морских вод, достигнутые целым рядом океанографических учреждений страны, которые вот уже почти десять лет объединены рамками единого задания научно-технической проблемы ГКНТ для решения различных, но взаимосвязанных океанографических и химико-технических аспектов этой проблемы.

Наблюдения и исследования, проведенные в последние 5—7 лет на национальном и международном уровнях, полностью подтвердили выводы и гипотезы, сделанные советскими специалистами [5, 8, 9, 12] в середине 70-х годов относительно глобального характера распространения отдельных

загрязняющих веществ (ЗВ), ведущей роли циркуляционных процессов в их распространении и в особенностях их пространственного распределения, в значительном воздействии загрязнений на биоту, в ограниченных возможностях океанов и морей утилизировать вредные примеси, в определении сущности океанографических аспектов проблемы предотвращения химического загрязнения вод Мирового океана. Более того, именно в это время появились факты и доказательства, что химические загрязнения океанических вод влияют не только на морские экосистемы, но, как увидим далее, способны влиять на обмен океана с атмосферой, т.е. в ходе исследований возникла новая проблема — проблема влияния химических загрязнений поверхностного слоя моря на экологию Земли.

Сущность океанографических аспектов проблемы предотвращения химического загрязнения морской среды заключается в необходимости разработки научно обоснованных рекомендаций и методов по регламентации и устранению сбросов отходов, согласно которым скорость естественной утилизации ЗВ должна постоянно превалировать над скоростью их поступления и проводить к устранению нарушений в экологических системах.

Это определение сущности проблемы охватывает многие направления и выводы, среди которых следующие являются наиболее важными:

1. Систематическая оценка состояния загрязнения морской среды и выявление тенденций уровней загрязнения морей и океанов.

2. Изучение каналов поступления и распространения ЗВ в море.

3. Исследование эволюции ЗВ в морской среде (естественная утилизация, обмен на границе фаз вода—атмосфера, вода — донные отложения, вода — живые организмы).

4. Изучение биологических последствий загрязнения морской среды.

5. Определение возможных изменений тепло-, влаго- и газообмена океана с атмосферой и климатических условий под влиянием загрязнения поверхностного слоя.

6. Разработка методов прогноза и составление прогноза динамики уровней загрязнения морской среды и биологических последствий.

7. Разработка рекомендаций по оптимальному режиму сброса отходов в моря и океаны и динамики уровней загрязнения морских вод на ближайшую и отдаленные перспективы по заданным величинам сбросов отходов с учетом гидрометеорологических, гидрохимических и гидробиологических условий.

8. Разработка физических и химических средств для удаления загрязнений из поверхностного слоя морской воды. Эта последняя задача стала в последние годы актуальнейшей в связи с тем, что около 30% нефти, поступающей в океаны, является следствием ставших теперь систематическими танкерных катастроф.

Рассмотрим состояние решения некоторых из названных задач.

В последние годы систематические наблюдения за нефтяными углеводородами (НУ), хлорорганическими пестицидами (ХОП), синтетическими поверхностно-активными веществами (СПАВ) охватывают значительные акватории Северной Атлантики, северной части Тихого океана и морей Советского Союза.

С 1975 г. многие страны проводят наблюдения в рамках Опытного проекта, Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО и Всемирной метеорологической организации (ВМО) ООН по мониторингу нефтяных загрязнений Мирового океана не только в Атлантическом, но также в Тихом и Индийском океанах. В осуществлении этого проекта активное участие принимают научно-исследовательские учреждения Советского Союза.

Динамику и тенденции уровней загрязнения океанских вод наиболее четко можно проследить на примере Северной Атлантики, где наблюдения за состоянием загрязнения поверхности, поверхностного микрослоя (ПМС) и водной толщи в последние годы имели систематический характер.

Наблюдения, проведенные в 1976–1981 гг. в Северной Атлантике, указывают на то, что около 2–3% поверхности шельфовых зон Северной Атлантики покрыты нефтяными пленками и что тенденции к уменьшению загрязнения пленочной нефтью нет. Наиболее загрязненными пленками нефти оказались зоны между 10 и 50° с.ш. (15–20% случаев обнаружения) с максимумами в юго-западной части Саргассова моря (35%) и в экваториальной зоне на шельфе Африки (25%) между 0° и 10° с.ш. В открытых районах экваториальной, тропической (до 20° с.ш.) и субарктической зон (севернее 50° с.ш.) пленки, как правило, отсутствовали. В район станции погоды “Чарли” (на северной периферии субполярного фронта) с координатами 52° 41'3 с.ш. и 35° 39'8 з.д. пленки не были обнаружены. В целом, несмотря на лабильность, пленочная нефть наиболее часто встречается в районах транспортировки нефти и нефтепродуктов и интенсивного судоходства, прилегающих к американскому и африканскому континентам.

Важно подчеркнуть, что загрязнение поверхности Северной Атлантики в последние годы остается примерно на одном уровне. Действительно, по данным Одо ГОИНа, площадь покрытия поверхности Северной Атлантики пленками в 1981 г. была такой же, как и по Д. Конке [18].

Несколько лет назад впервые была выявлена [10] исключительно большая роль поверхностного микрослоя (ПМС) в концентрации НУ, ХОП и СПАВ, содержание которых в этом слое на один-два порядка выше, чем в нижележащих слоях. Систематические наблюдения в последующие годы полностью подтвердили этот вывод и позволили дать характеристику содержания ЗВ и ПМС во времени и пространстве.

В Северной Атлантике концентрации НУ и ПМС изменяются в широких пределах (от 0,2 до 15,0 мг/л) и отличаются значительной неоднородностью в пространстве, что обусловлено наличием различных циркуляционных систем, фронтальных зон, неодинаковым поступлением нефтепродуктов в разных зонах океана. Но наибольшие устойчивые средние концентрации НУ зарегистрированы в районах шельфа Африки, Гибралтарского пролива, шельфа Южной и Северной Америки, т.е. в зонах наибольшего судоходства и перевозки нефти и нефтепродуктов. Действительно, средняя концентрация между Канарскими островами и островами Зеленого Мыса составляет 5,40 мг/л, в субтропическом районе Северо-Западной Атлантики 1,40 мг/л, тогда как в районе Гольфстрима и в центральной части Северной Атлантики всего лишь 0,68 и 0,49 мг/л соответственно. Минимальное загрязнение ПМС отмечено в районе станции погоды “Чарли” 0,20 мг/л, которое можно полагать для Северной Атлантики фоновым.

Наблюдения за концентрациями НУ в ПМС указывают на то, что за последние годы не проявляются тенденции к их уменьшению; так, средние концентрации НУ по разрезу на 36° с.ш. при доверительном интервале $\pm 0,9$ мг/л остаются одними и теми же: 0,97 мг/л в 1977 г., 0,81 мг/л в 1978 г. и 1,00 мг/л в 1979 г.

Концентрации ХОП в ПМС в среднем на порядок выше, чем в подповерхностном слое. Максимальные концентрации пестицидов в ПМС (более 600 нг/л) отмечены в районе Канарского течения.

Необходимо отметить, что в пространственном распределении ХОП в ПМС отмечается также значительная неоднородность. Кроме того, если концентрации ДДТ имеют тенденцию четкого уменьшения по мере удаления

от берегов, то концентрации его метаболитов, что вполне объяснимо, увеличиваются в этом же направлении.

Как и в случае с НУ, наибольшие средние годовые значения Σ ХОП в ПМС приурочены к шельфовым зонам и составляют, например, между Канарскими островами и островами Зеленого Мыса около 220 нг/л для ДДТ и 13,7 нг/л для γ -ГХЦГ, тогда как по 36° с.ш. они значительно ниже — 39,8 нг/л (ДДТ), 22,1 (ДДЕ), 12,8 нг/л (ДДД) и 6,2 нг/л (γ -ГХЦГ).

Значительное концентрирование ХОП в ПМС обусловлено тем, что поступление ДДТ в океан происходит в основном из атмосферы. Попавший на поверхность океана ДДТ растворяется в концентрирующихся здесь же нефтяных углеводородах. Именно поэтому обнаружена тесная прямая связь между ХОП и НУ с коэффициентом корреляции $0,78 \pm 0,06$.

Общей закономерностью для НУ и ХОП в ПМС является то, что с удалением от материков меняется их качественный состав: абсолютно и относительно возрастает взвешенная часть и уменьшается растворенная часть НУ, повышается также абсолютная и относительная доля ДДЕ и ДДД (метаболиты ДДТ) и уменьшается доля ДДТ.

Исследования указывают также на устойчивый характер мощного накопления СПАВ в ПМС, концентрации которых могут достигать 1200 мкг/л. Характерно, что между концентрациями НУ, ХОП и СПАВ существует тесная количественная связь с коэффициентом множественной корреляции в районе Канарского течения, равного 0,876. По-видимому, концентрирование СПАВ в ПМС обусловило увеличение в нем НУ за счет эмульгирования последних в пленках детергентов, а это, в свою очередь, привело к накоплению в ПМС хлорорганических пестицидов.

Переходя к характеристике загрязнения толщи воды, следует отметить, что растворенные и эмульгированные НУ становятся постоянным компонентом океанской воды. В Северной Атлантике содержание НУ по многолетним наблюдениям изменяется от следовых значений до 400 мкг/л, с характерным неравномерным их распределением в пространстве. Поля загрязнений, формирующиеся в шельфовых водах, районах интенсивного судоходства и перевозки нефти, затем распространяются на обширные пространства. Правда, в открытой части океана загрязнение НУ носит неустойчивый характер. В субтропических водах, в зоне Гольфстрима концентрации НУ могут достигать 60 мкг/л. Они несколько выше (до 90 мкг/л) в водах Северо-Атлантического течения. По мере продвижения его ветвей на восток содержание НУ вследствие динамического рассеивания падает до 30 мкг/л, однако на периферии потоков отмечается их концентрирование до 80 мкг/л [2]. В водах Португальского и Канарского течений концентрации НУ не превышают 40–50 мкг/л. В водах Северо-Пассатного течения они изменяются от 0 до 90 мкг/л.

Характерным для всей Северной Атлантики является четкая тенденция уменьшения концентраций НУ с глубиной.

Средние концентрации НУ для всех зон составляют 30 мкг/л, эта величина за последние три года не изменялась.

Другой распространенной формой НУ в воде являются нефтяные комочки. В распределении комочков по пространству существенную роль играют течения. Район Канарского течения, как самый судоходный, является одним из загрязненных с концентрациями комочков 2,5–60,7 мг/м² при среднегодовом значении 0,740 мг/м². Из этого района они выносятся Северо-Пассатным течением на запад и накапливаются в Саргассовом море, где их концентрации могут достигать 96 мг/м² при среднегодовом значении 0,66 мг/л. Из Саргассова моря комочки пограничными течениями

переносятся в более высокие широты. Севернее антициклонального круговорота загрязнение комочками крайне редко. Их отсутствие в районе станции погоды "Чарли" указывает на то, что устойчивый субполярный фронт является своего рода барьером для распространения комочков на север. Однако комочки с водами Северо-Атлантического течения распространяются на северо-восток, в Норвежское и Баренцево моря. В последнем отмечаются высокие концентрации комочков (до $6,76 \text{ мг/м}^2$).

Анализ многочисленных данных позволил установить общую массу комочков в водах Северной Атлантики, которая в последние годы несколько увеличилась: 13 864 т. в 1977 г., 16 240,2 т. в 1978 г. и 17 532 т. в 1979 г.

Под влиянием динамических процессов происходит широкое распространение ДДТ, его метаболитов и γ -ГХЦГ в океане с их неравномерным распределением в поверхностном слое. Последнее обусловлено их растворимостью в пленках, распределение которых на поверхности океана неравномерно. Только для γ -ГХЦГ, обладающего меньшей гидрофобностью, характерно более равномерное распределение.

Как и в случае с НУ, для ХОП характерно концентрирование во фронтальных зонах течений. Так, на периферии Северо-Атлантического течения концентрация ДДТ была в три раза больше, чем в стрекне течения, и составила 4–6 нг/л [2]. Отношение ДДТ/метаболит, являющееся характерным показателем процессов накопления и деструкции ХОП, по всей Северной Атлантике оказалось выше 1 с максимальными значениями в морях Западной Европы и с минимальными значениями в открытых районах океана [2]. Таким образом, есть основания говорить о продолжающемся загрязнении океана ХОП и о незначительных скоростях их распада.

Концентрации СПАВ в воде значительно ниже, чем в ПМС, и в среднем по океану составляют 27–30 мкг/л на поверхности и 8–9 мкг/л на глубине 500 м. Пространственное распределение СПАВ характеризуется [2] локализацией полей загрязнения, преимущественно в шельфовых зонах Северной Америки, Западной Европы и Африки, где отмечаются их максимальные концентрации (до 100 мкг/л). Вместе с тем высокие концентрации обнаруживаются и во фронтальных зонах Северо-Атлантического течения (до 150–200 мкг/л).

За последние годы средние концентрации СПАВ практически остаются на одном уровне: в поверхностном слое воды 28 мкг/л в 1977 г., 30 — в 1978 г. и 27 — в 1979 г.

Нефтяными пленками охвачены также громадные акватории Тихого океана. Так, визуальные наблюдения, проводившиеся в рамках проекта МОК и ВМО [1], свидетельствуют о том, что пленкой полностью покрыты Южно-Китайское и Желтое моря, зоны площадью 300 тыс. км² у Панамского канала (пленки обнаружены в 40–50% случаев всех наблюдений), вся система Курошио (до 30%), зона к западу от Гавайских островов площадью до 600 тыс. км² (до 30%), юго-восточная часть Берингова моря, почти сплошная зона берегов Северной Америки шириною 500–600 км (до 20%).

Эти визуальные наблюдения полностью подтверждают инструментальными наблюдениями за распространением нефтяных комочков в поверхностном десятиметровом слое воды, которые являются конечным продуктом эволюции тяжелых фракций НУ на различных стадиях их минерализации. Нефтяные комочки обнаружены во всех перечисленных выше районах, а также на громаднейшей акватории от Гавайских островов к северу до Аляски и к востоку до берегов Северной Америки. Наибольшее их содержание (до 100 мг на 1 м²) отмечено в районах к югу от Японии и между Гавайскими островами и Сан-Франциско, т.е. в районах самого интенсивного судоходства в северной части Тихого океана.

Данные о нефтяном загрязнении тихоокеанских вод еще раз подтверждают вывод о том, что оно приобретает глобальный характер.

Заключая эту часть статьи, посвященную рассмотрению характера и тенденций в уровнях загрязнений вод океанов, следует сказать, что установление явления устойчиво высоких концентраций ЗВ в ПМС логично ведет к необходимости количественной оценки содержания ЗВ и прежде всего НУ в ПМС для последующего определения их влияния на загрязнение атмосферы, на изменение тепло-, влаго- и газообмена океана с атмосферой.

В настоящее время, как показывают наблюдения, по всей акватории Северной Атлантики в поверхностном микрослое воды средняя концентрация НУ превышает 1 мг/л. Ориентировочный расчет показывает, что общее содержание НУ в поверхностном микрослое всей акватории Мирового океана может достигать 1,5–2 млн.т, что составляет третью часть ежегодных поступлений НУ в океанические воды. Очевидно, что объем концентрирования НУ в поверхностном микрослое грандиозен. Это обстоятельство говорит о роли граничных поверхностей в концентрировании НУ и свидетельствует о необходимости исследования их содержания в двух других наибольших граничных поверхностях океана, а именно в донных отложениях океанов и в слоях скачка плотности.

Зная массу НУ, удерживаемую в поверхностном микрослое, и скорость поступления — 5,5 млн.т в год [10], можно рассчитать ориентировочное время пребывания НУ в этом слое. Предположительно оно может составлять от одного до пяти месяцев, что не только совпадает по порядку, но и близко к значению периода полураспада растворенной и диспергированной в воде нефти, которые были найдены экспериментальным путем. Период полураспада нефти в морской воде при температуре 10°С равен примерно 1,5 мес.; с повышением температуры до 18–20°С он понижается до 20 сут., а при 25–30°С — до 7 сут.

Исходя из изложенного, можно полагать, что при низких температурах воды только около половины НУ, находившихся в поверхностном микрослое, уходит во взвешенной и растворенной форме в воду, концентрируясь вновь в слоях скачка плотности или в донных отложениях, а их легколетучие компоненты — в атмосферу. Другая же половина НУ деградирует в этом слое. При высоких температурах воды значительная доля НУ, за исключением легколетучих компонентов, может деградировать непосредственно в поверхностном микрослое. Это (вместе с турбулентной диффузией) вполне объясняет уменьшение концентраций НУ в поверхностном микрослое по мере удаления от шельфа, а также их повышение в средних и высоких широтах океанов и, напротив, понижение в экваториальной, тропической и субтропической зонах.

Сопоставление величин времени пребывания НУ в поверхностном микрослое и периода полураспада в воде также позволяет заключить, что поверхностный микрослой — не только мощный концентрат, но и фильтр НУ, что в значительной степени предохраняет толщу вод океана от интенсивного загрязнения.

Этот вывод чрезвычайно важен для правильного учета основных составляющих баланса загрязнений морской среды НУ. До сих пор в расходной части баланса загрязнений не учитывалось концентрирование значительной части НУ в сравнительно небольшом по объему микрослое (меньше 1% всего объема вод Мирового океана) и деградация их в этом слое.

Из анализа динамики уровней загрязнения вытекает, что с ростом добычи нефти без осуществления водоохраных мероприятий на международном уровне загрязнение открытых вод Мирового океана будет, по-видимому, возрастать. Более того, есть основание предположить, что темпы загряз-

нения Мирового океана будут повышаться в связи с ростом добычи нефти на континентальном шельфе.

Требование осуществления планомерных водоохраных мероприятий на международном уровне обусловлено тем, что целый ряд источников и каналов поступления НУ в морскую среду пока что остается почти неуправляемым. Действительно, в 70-х годах в моря и океаны поступало по различным каналам в среднем за год около 6 млн.т НУ, что составляло примерно 0,23% от годовой мировой добычи нефти [16].

Данные табл. 1 примечательны не только тем, что они определяют основные каналы поступления НУ в Мировой океан, но и тем, что в настоящих условиях около 40% поступлений НУ не могут практически регулироваться (п. 5, 7, 8) без соответствующих коллективных действий многих стран.

Однако на основе анализа динамики уровней загрязнения открытых вод океана нельзя делать выводы о том, что человек не способен управлять качествами морской среды. К настоящему времени накоплен достаточно убедительный материал, позволяющий говорить о том, что проведение водоохраных мероприятий на региональном уровне (пример Балтийского моря) или на национальном уровне (некоторые моря Советского Союза) способно существенно понижать степень загрязненности морских вод. Действительно, в последние годы произошло значительное снижение загрязнения нефтяными углеводородами открытых районов Балтийского, Азовского, Каспийского и Белого морей (табл. 2).

Химическое загрязнение океанических вод не могло не отразиться на некоторых экологических условиях деятельного слоя и на границе фаз вода — атмосфера. Остановимся здесь лишь на рассмотрении двух аспектов проявления влияния химического загрязнения.

Существенное загрязнение ПМС уже в настоящее время повлияло на некоторые важные физические параметры морской воды [14]. Концентрация ЗВ в ПМС приводит к понижению поверхностного натяжения морской воды в ПМС до 19% по сравнению с его значением в подповерхностном слое и в контрольной пробе (при прочих равных условиях), что обусловлено загрязнением ПМС в основном СПАВ. Между значениями поверхностного натяжения и СПАВ существует тесная обратная корреляционная связь. Благодаря загрязнению а ПМС морской воды значения динамической вязкости на 5–10% выше, чем в подповерхностном слое. Следует здесь отметить, что устойчивость конвективных движений в поверхностном слое, во многом определяющих режим передачи тепла, определяется рядом безразмерных параметров, в определение которых входят наряду с другими физическими характеристиками вязкость и поверхностное натяжение. Экспериментальные и теоретические разработки показывают, что даже небольшие количества ЗВ существенно влияют на характер устойчивости конвективных потоков в поверхностном микрослое. Это воздействие выражается в конечном итоге в изменении средней температуры поверхности воды. Так, в результате лабораторных экспериментов получено [15, 17], что наличие в поверхностном микрослое ЗВ типа жирных кислот с концентрациями 10^{-12} моль/см² приводит к охлаждению поверхностного микрослоя на $0,2^{\circ}$ – $0,6^{\circ}$. Теоретические проработки [3], учитывающие распределение ЗВ по толщине микрослоя, показывают, что можно ожидать изменения температуры поверхности на величину порядка 1° С. Наконец, эксперименты показывают [14], что загрязнение ПМС существенно понижает температуру замерзания (до $-5 \div -14^{\circ}$ С). Между температурой замерзания воды в ПМС и содержанием ЗВ в этом слое существует тесная связь.

Т а б л и ц а 1

Источники и каналы поступления НУ в Мировой океан

Каналы поступления	Поступление от общего притока, %
1. Сбросы с судов в море, включая сбросы промысловых, балластных вод	28
2. Сбросы с судов в портах, в припортовых акваториях, включая потери при переливе нефти с танкеров, при загрузке топлива	17
3. Сбросы с берега, включая промышленные и сточные воды	11
4. Поступление с ливневыми стоками городов	5
5. Поступление при катастрофах судов	5
6. Поступление при бурении на шельфе	1
7. Приток с речными водами	28
8. Приток из атмосферы	10

Т а б л и ц а 2

Динамика уровня загрязнения открытых районов отдельных морей нефтяными углеводородами за 1976–1980 гг., в % от среднегодовой концентрации в 1976 г.

Море	1976 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.
Балтийское	100	80	24	14	4
Азовское	100	68	40	5	—
Каспийское	100	50	30	7	10
Белое	100	66	17	10	5

Если распространить эти результаты, полученные в Северной Атлантике, на значительные акватории Мирового океана, то вытекает, что загрязнение ПМС уже подвело исследователей к новой проблеме – проблеме изменения физических свойств пограничного слоя.

Продолжая рассмотрение влияния химического загрязнения на экологические условия морей и океанов, остановимся на анализе обобщенных токсикологических материалов наиболее распространенных ЗВ на основные группы морских организмов, который был проведен С.А. Патиным [6, 7]. Первый вывод, основанный на обобщении многочисленного экспериментального материала, заключается в установлении высокой вариабельности действующих концентраций большинства ЗВ, и прежде всего ХОП и НУ, что обусловлено, по-видимому, их многокомпонентностью и разнообразием их химического состава. Другой вывод заключается в том, что межгрупповые различия токсикорезистентности гидробионтов разных групп в зоне минимальных токсических и пороговых концентраций, за редким исключением, невелики.

Установлено, что в порядке снижения токсичности органические ЗВ располагаются следующим образом: ХОП → НУ → СПАВ; диапазоны минимально действующих концентраций этих ЗВ составляют соответственно 10^{-5} – 10^{-2} мг/л, 10^{-2} – 10^{-1} мг/л и 10^{-1} – 1 мг/л. С.А. Патин [7] приводит также ряд снижения токсичности некоторых металлов: ртуть (10^{-4} – 10^{-2} мг/л) → медь (10^{-3} – 10^{-2} мг/л) → кадмий (10^{-3} – 10^{-1} мг/л) → свинец (10^{-2} – 10^{-1} мг/л) → цинк (10^{-2} – 10^{-1} мг/л). Приведенные ряды характерны для самых разных систематических групп и форм морского населения.

Следующий наиболее обобщенный вывод заключается в том, что для всех групп морских гидробионтов общим является пониженная токсикорезистентность на ранних стадиях онтогенеза в присутствии ЗВ, в связи с чем, по-видимому, наиболее серьезные биологические последствия загрязнения морской среды могут быть связаны с крупномасштабным нарушением условий естественного воспроизводства.

Приведенные диапазоны минимально действующих, т.е. вызывающих достоверные изменения в жизнедеятельности гидробионтов, концентраций ЗВ вполне сопоставимы с фактически измеренными уровнями содержания НУ, СПАВ, ХОП, о чем речь шла выше. Из этого делается утверждение реальности крупномасштабного вредного воздействия современного загрязнения на морское население, особенно и прежде всего в умеренных зонах северного полушария. В пользу этого говорит пространственное совмещение поля повышенного и, как было видно, стабильного загрязнения ($30^\circ - 60^\circ$ с.ш.) с зонами высоких значений биомасс и продуктивности.

Значительное и устойчивое загрязнение морской среды выдвинуло задачу составления балансов и прогнозов динамики загрязнения океанических и морских вод и разработки на основе прогноза предложений по сокращению сбросов, в первую очередь нефтепродуктов с континентов, расположенных в бассейне Северной Атлантики. С этой целью в ГОИНе была построена динамическая модель баланса [11], общий вид которой выглядит следующим образом:

$$M_t = \frac{q_t}{\Sigma K} - \left(\frac{q_t}{\Sigma K} - M_0 \right) e^{-\Sigma K t},$$

где M_t — изменяющаяся в морской воде со временем масса ЗВ, M_0 — начальная масса ЗВ, q_t — количество ЗВ, поступающих в океан в единицу времени, ΣK — сумма коэффициентов скорости деструкции и оттока ЗВ.

Эта модель была выведена из предположений, что расход ЗВ в единицу времени пропорционален массе ЗВ и коэффициентам скорости их деструкции и оттока, принимавшимися постоянными за изученный промежуток времени. Использование модели требует наличия сведений о скорости притока ЗВ, о средних концентрациях ЗВ в воде, ПМС пленки и донных отложениях, о величинах массообмена между отдельными слоями воды и районами океана.

Как видно из модели, при постоянных значениях q_t и ΣK масса ЗВ в море (M_t) при $t \rightarrow \infty$ асимптотически стремится к величине $q_t/\Sigma K$, при этом величина M_t достигнет своего конечного установившегося значения $q_t/\Sigma K$ с некоторым запаздыванием, которое характеризуется вторым членом уравнения и определяется динамическими и физическими свойствами процессов, протекающих в море.

При расчетах по методу баланса требуется выполнение следующих условий:

- допускается непрерывность и однородность полей загрязнения на рассматриваемой акватории;
- допускается проведение расчета по средневзвешенным среднемесячным значениям температуры и концентраций ЗВ для всего избранного пространства моря или части его;
- деструкция НУ рассчитывается по средневзвешенным среднемесячным температурам воды по избранному пространству моря;
- допускается равномерным во времени приток ЗВ по различным каналам;
- приток ЗВ через нижнюю границу слоя воды принимается пропорцио-

Таблица 3

Сопоставление отклонений расчетных среднегодовых концентраций НУ ($C_{расч}$) от определенных по наблюдениям ($C_{набл}$) для различных морей, в %

Год	Отклонения $C_{расч}$ от $C_{набл}$				
	Балтийское	Белое	Черное	Северный Каспий	Средний и Южный Каспий
1977	0,2	—	—	9,7	—
1978	17	-2,8	—	3,5	10
1979	7	0	0	0	7
1980	9	—	10	-6,0	14

нальным их вертикальному градиенту и осуществляется в те сезоны года, когда температура воздуха ниже температуры поверхности воды, при скорости вертикальной конвекции, оцениваемой в 10^{-4} см/с.

Баланс ЗВ может быть рассчитан для одно- или многослойной системы. Для однослойной системы за нижнюю границу принимаются донные отложения (мелководные моря) либо слой скачка плотности. Для многослойной системы средневзвешенные концентрации рассчитываются для каждого слоя в отдельности. Для оценки поступления массы ЗВ в любой слой определяется время их нахождения в данном слое, исходя из средневзвешенной массы ЗВ в нем и скоростей притока и оттока ЗВ.

Не объясняя способы расчета коэффициентов скорости оттока ЗВ, включая деструкцию, которые подробно изложены в [11], отметим, что расчеты баланса НУ по данной модели для ряда морей Советского Союза и расчеты баланса по натурным данным близки друг к другу и расхождение составляет не более 17% (табл. 3).

Использование данной модели для расчета баланса ЗВ, как увидим ниже на примере Северной Атлантики, требует выполнения ряда дополнительных условий.

В научном плане составление баланса НУ для Северной Атлантики касалось: 1) загрязнения поверхности воды нефтяными пленками, 2) загрязнения ПМС и 3) загрязнения водного слоя, в которых НУ находятся в эмульгированном и растворенном состоянии, а также в виде комочков.

По данным о потреблении нефти в бассейне Северной Атлантики [16] определено поступление нефти и нефтепродуктов, составившее в 1975 г. около 1734 тыс. т (0,23% от потребления их в бассейне).

При расчете баланса НУ для Северной Атлантики были определены также дополнительные условия:

воды в указанной зоне полностью перемешиваются в течение одного года;

на северной жидкой границе (параллель 60° с.ш.) принимается, что притока НУ не существует, но осуществляется их отток с Северо-Атлантическим течением;

на южной границе (экватор) полный поток НУ принимается равным нулю, так как в экваториальных водах НУ практически не обнаружены.

Предполагается также, что все НУ или большая часть их, попадая в океан, непременно проходят стадию концентрирования в ПМС, так как все каналы и источники поступления НУ тяготеют к поверхности океана, а удельный вес НУ несколько меньше удельного веса морской воды.

Для каждого из слоев были рассчитаны по данным наблюдений средние концентрации НУ и масса НУ: в пленке — 40 кг/км² или 160 тыс.т в целом, в ПМС — 3 мг/л или 60 тыс.т, в слое воды 0—100 м — 0,010 мг/л или 39,3 тыс.т или 20 тыс.т в виде нефтяных комочков.

При определении объема поступления НУ в каждый из этих слоев использовались коэффициенты скорости биохимической деструкции и оттока в атмосферу. Установлено, что время пребывания НУ в пленке составляет 48 сут, в ПМС — 13 сут, в водном слое — 35 сут.

Расчет баланса НУ для трехслойной системы (пленка, ПМС, слой воды 0—100 м), для Северной Атлантики (0—60° с.ш.) для 1975 г. показал (табл. 4), что около 65% от суммарного поступления НУ (1120 тыс.т) проходит стадию сливок (пленочного загрязнения), 35% (621 тыс.т) — стадию концентрирования в поверхностном микрослое и только около 9% (151 тыс.т) поступает в поверхностный слой воды.

Для этих трех слоев различие и соотношение расходных составляет: пленки — 50% от суммарного расхода НУ приходится на испарение в атмосферу, 33% — биохимическая деструкция и менее 1% — отток в поверхностный микрослой; для поверхностного микрослоя: 64% — биохимическая деструкция, 26% — отток в водный слой и менее 1% — отток в атмосферу; для водного слоя (0—100 м) биохимическая деструкция составляет 26%, а отток в нижележащий слой — 42%.

В целом для всех трех слоев отток в атмосферу составляет 32%, биохимическая деструкция — 47%, отток в арктический бассейн 2%, отток в нижележащие слои — около 4% и остается во всех слоях около 15% от суммарного поступления.

Анализируя балансы, следует обратить внимание на то, что во всех трех слоях с учетом и той части НУ, которая опускается ниже 100 м глубины, остается около 325 тыс.т НУ (из них около 4 тыс.т в виде нефтяных комочков), и с увеличением притока НУ по всем каналам эта величина будет год от года возрастать.

Если предположить, что деструкция НУ в нижних слоях океана из-за низких температур воды ослаблена и ею можно пренебречь, то тогда в глубинных слоях Северной Атлантики за последние 30 лет накопилось порядка 1 млн.т НУ, а в Мировом океане — около 4 млн.т

Предложенная модель расчета баланса ЗВ позволяет, рассчитывая их баланс на перспективу, составить прогноз уровня загрязнения отдельных районов Мирового океана на длительный период. Такие прогнозы были составлены для Северной Атлантики и Тихого океана.

При получении прогноза загрязнения НУ в Северной Атлантике сохранялись все условия составления баланса, указанные выше, кроме того, принималось, что:

- в будущем сохранится соотношение между потоком НУ в океан и потреблением нефти в Северо-Атлантическом бассейне за год, равное 0,23% от последней;

- площадь покрытия пленкой и концентрация НУ в ПМС возрастает прямо пропорционально увеличению притока НУ в океан;

- прирост добычи нефти будет возрастать на 6% в год.

Исходя из этих условий, получено, что по сравнению с 1975 г. в 1990 г. площадь покрытия нефтяной пленкой возрастет вдвое, концентрация НУ в ПМС возрастет с 3,0 до 6,0 мг/л, в слое воды 0—100 м для района 0—60° с.ш. — с 0,010 до 0,024 мг/л и для района 30—50° с.ш. — с 0,025 до 0,069 мг/л.

Такое возможное увеличение загрязнения нефтью (в среднем до 2 ПДК в воде) отрицательно скажется на тепло-, газо- и влагообмене океана с

Таблица 4

Баланс нефтяных углеводородов в водах Северной Атлантики (А — в поверхностной пленке, Б — в поверхностном микрослое, В — в толще воды) на 1990 г.

Баланс по слоям	Приход НУ, тыс.т.	Расход НУ			
		Испарение		Отток в Арктику	
		тыс.т.	%	тыс.т.	%
А	2464,00	1232,00	50	56,64	2,3
Б	1310,21	9,17	0,7	0,131	0,01
В	396,37	—	—	26,95	6,8

* Ежегодно около 4 тыс.т уходит в виде комочков.

атмосферой и снизит продуктивность вод океана; поэтому необходимо ограничить поступление НУ в океан уровнем 1975 г. и даже несколько снизить его. В связи с этим были разработаны рекомендации по ограничению сброса НУ для стран Северо-Атлантического бассейна в зависимости от объема потребляемой ими нефти (табл. 4). Как и при составлении прогноза динамики НУ, принималось, что в будущем сохранится соотношение между потоком НУ в океан и добычей (потреблением) нефти за год, равное 0,23% от последней. С 1971 по 1980 г. мировое производство нефти возросло с 2478,4 млн.т до примерно 4000,0 млн.т. К 1990 г. добыча нефти возрастет до 4860 млн.т [11]. Принималось, что в будущем сохранится отношение между потреблением нефти в бассейне Атлантики и мировым потреблением, равное примерно 34%, а также отношение потребления нефти в бассейне Северной Атлантики к потреблению в целом в бассейне, равное 70%.

Из табл. 5 видно, что наибольшие потоки нефти в Северную Атлантику направлены с Северо-Американского континента и прежде всего из США (65%); на долю европейских стран приходится 21% от общего поступления нефти в слики.

Для того чтобы сохранить существующие концентрации НУ в Северной Атлантике в слое 0–100 м (0,01 мг/л), необходимо сократить ежегодный сброс нефтепродуктов, исходя из прогноза увеличения потребления нефти, следующим образом: США — на 0,026 млн.т/год, Канада — на 0,007, Мексика — на 0,003, страны Карибского бассейна — на 0,006, Франция — на 0,011, Англия — на 0,011, Испания — на 0,002 млн.т/год.

Заключая этот раздел, следует отметить, что предложенный метод прогноза, учитывающий в явном виде все основные составляющие баланса загрязняющих веществ, оправдал себя при расчете прогнозов динамики уровня загрязнения ряда морей Советского Союза. Если же говорить об основных недостатках метода, то они заключаются, во-первых, в спорности некоторых общих условий, например условия неразрывности полей загрязнения. Во-вторых, — в неполной разработанности методов расчета скорости обмена загрязняющими веществами на границах фаз вода—приводный слой атмосферы, вода—донные отложения.

Выше при формулировании основных направлений по проблеме предотвращения загрязнения Мирового океана было сказано, что первоочередной стала задача разработки физических и химических средств для устранения НУ из поверхностного слоя морской воды, поступающих в результате танкерных катастроф. В этом направлении к настоящему времени разра-

Расход НУ					
Деструкция		Отток в нижележащие слои		Остается в слое (пленке)	
тыс.т.	%	тыс.т.	%	тыс.т.	%
813,12	33	42,11	1,7	320,12	13,0
851,64	65	336,12	25,7	113,15	8,59
		+4,00*			
101,47	25,6	174,88	42,12	93,07	23,48

ботана [4, 13] стройная концепция борьбы с нефтяным загрязнением. Она заключается, во-первых, в создании методов и средств предотвращения нефтяного загрязнения. Это диктуется тем, что ежегодно при погрузке нефтеналивных судов в морскую воду попадает от 310 до 710 тыс. т и при очистке танкеров около 500 тыс. т нефти и нефтепродуктов. Во-вторых, разработаны методы максимального удаления нефти и нефтепродуктов при их разливах путем физико-химического извлечения с водной поверхности или путем интенсификации естественных процессов биохимического разложения.

В целях предотвращения нефтяного загрязнения в Институте океанологии АН СССР совместно с Институтом физической химии АН СССР был разработан эмульсионный метод очистки морских нефтеналивных судов. Применение специального мощного средства типа "МЛ" в виде смеси нескольких поверхностно-активных веществ позволило осуществить технологию очистки по схеме замкнутого цикла без сброса нефти за борт. Кроме предотвращения загрязнения моря в процессе очистки танкеров нефтеналивных судов эмульсионный метод и препараты "МЛ" обеспечивают высокое качество очистки поверхностных танкеров, позволяющие перевозить в них после нефти даже пищевые продукты насыпью без тары (зерно, сахар), сократить расход топлива и времени на очистку, а главное, собрать и использовать по своему назначению отмытые нефтеостатки от 100 до 300 т с каждого танкера. Следовательно, применение этого метода и средств экономически выгодно.

Однако, несмотря на внедрение новой технологии и принятия строжайших ограничений сброса нефтепродуктов в моря и океаны, загрязнение их может возникнуть вследствие аварий и катастроф, подобно имевшей место около берегов Бретани (Франция) с танкером "Амоко Кадис", когда в морские воды вылилось более 200 тыс. т нефти. Для быстрой ликвидации последствий разливов требуется иметь методы и средства, чтобы исключить губительное воздействие нефтяных разливов на живые организмы. Прежде всего необходимо иметь средства, препятствующие распространению нефти. В этом плане возможно создание как механических, так и химических средств. В Институте океанологии АН СССР создано средство, при обработке которым нефтяного разлива может образоваться сплошное заграждение, типа пенопласта, препятствующее растеканию и одновременно захватывающее нефть с поверхности воды. Кроме того, разрабатываются и исследуются средства, сорбирующие нефть на основе растительных, минеральных и синтетических веществ. При этом

Таблица 5

Потребление нефти в странах бассейна Северной Атлантики и вклад каждой страны в загрязнение этого региона нефтепродуктами

Страна	1971 г.			1990 г.	
	Потребление нефти за год		Поступление в океан за год	Потребление нефти за год	Поступление в океан за год
	млн. т	%			
США	715	64	1,64	1389,31	2,197
Канада	77	7	0,18	151,95	0,320
Мексика	26	3	0,06	56,99	0,130
Страны Карибского бассейна	56	5	0,13	110,71	0,250
Франция	103	9	0,23	201,88	0,464
Англия	103	9	0,23	201,88	0,464
Испания	27	3	0,06	58,06	0,104
	1107	100	2,23	2170,8	3,929

одним из основных требований к ним является непотопляемость, чтобы можно было их удалить затем вместе с нефтью механическим путем, далее, если возможно, извлечь из них нефть отжатием или каким-либо иным путем и вновь использовать. В этих целях были испытаны некоторые пенопласты на основе сложных полиэфиров, которые поглощали за 5 мин нефти в 18–20 раз больше собственного веса, 90% их объема занимала нефть; пенопласты возможно использовать многократно.

Наряду с этим на минеральной основе был изготовлен сорбент из вспученного гидрофобизированного перлита, который после сорбирования нефти с поверхности водоема может быть использован для производства битума и других строительных материалов. Весьма удачное решение предложено Таллинским политехническим институтом, с использованием в качестве растительной основы торфа для изготовления препарата по сбору разливной нефти с поверхности водоемов. Термически обработанный торф является хорошим сорбентом и может быть утилизирован в качестве топлива.

Натурные испытания гидрофобизированного перлита и термически обработанного торфа показали возможность очистки акватории морского порта от искусственно созданного нефтяного загрязнения на 98–99%.

После удаления основной массы разлитой нефти механическим или химическим путем на поверхности воды остается тонкая пленка, удаление которой возможно только диспергированием с превращением ее в тонкую дисперсию (эмульсию прямого типа "масло в воде"). В результате разрушения сплошной нефтяной пленки возобновляется тепловой, энергетический и газовый обмен воды с атмосферой и ускоряется естественный процесс биохимического окисления высокодисперсных изолированных, взвешенных в толще воды капелек. При этом основным требованием к диспергирующим средствам является их биологическая мягкость, нетоксичность для морских организмов и достаточная стабильность, сохраняющаяся при большом разбавлении исходной дисперсии водой.

В этом направлении разработаны в соответствии с перечисленными требованиями диспергирующие средства ДН-75 и ЭПН-5.

Проведенные лабораторные исследования и натурные испытания пре-

паратов диспергирующего действия ДН-75 и ЭПН-5 (СССР), Корексита-7664 (США) и Берола-198 (Швеция) показали их высокую эффективность по уничтожению нефтяной пленки. При испытаниях на Балтийском море Берол-198 снизил загрязненность в поверхностной воде с 1,97 до 0,33 мг/л, однако фоновое содержание углеводородов в этом регионе не было достигнуто, ЭПН-5 снизил до 0,06 мг/л, Корексит-7664 — до 1,22 мг/л и ДН-75 — до 0,23 мг/л.

В плане практического применения разработанных методов и средств исключительно важным и актуальным, с учетом участвовавших случаев катастрофических разливов нефти и нефтепродуктов в морях и океанах, является вопрос совершенствования методик оперативного прогнозирования распространения нефти в море. В этом отношении специалистами ГОИНа разработана методика вычисления координат центра слика нефти и его характерного радиуса в различные моменты времени после аварийного разлива. Методика учитывает основные факторы, определяющие перемещение слика (ветровой дрейф и течения неветрового происхождения) и размеры слика (баланс сил поверхностного натяжения, гравитации и вязкого трения, а также горизонтальная турбулентная диффузия). Как показала практика использования этой методики в первые дни после аварии английского танкера "Глобе Асими" в ноябре 1981 г. в порту Клайпеда, имеется возможность составления суточного и трехсуточного прогнозов положения координат центра слика и его характерного радиуса. В случае разлива в порту Клайпеда оправдываемость прогнозов составляла 80—90%.

Таковы некоторые результаты исследований по океанографическим аспектам проблемы предотвращения химического загрязнения вод Мирового океана. В настоящее время внимание специалистов многих океанографических учреждений страны (ГОИН, ИОАН, ВНИРО, ИнБЮМ АН УССР, ТОИ ДВНЦ, ГГО, ААНИИ, ДВНИИ и др.) сосредоточено на исследованиях влияния загрязнений на экологические системы Мирового океана, на тепло- и влагооборот с атмосферой, на изучение эволюции ЗВ в морской среде. Эти исследования выполняются в рамках единого задания научно-технической проблемы ГКНТ и имеют следующие основные этапы:

- определение степени и динамики загрязнения отдельных районов Мирового океана и атмосферы над ним, усовершенствование метода прогноза и составление прогноза загрязнения поверхности и деятельного слоя отдельных районов Мирового океана до 2010 г.; разработка и совершенствование методов и средств устранения загрязнений;
- разработка новых методов и исследование влияния загрязнения на биологические процессы в океанических экосистемах, исследование изменений экологических условий в биопродуктивных районах Мирового океана;
- уточнение влияния загрязнения на основные физические и химические характеристики поверхности океана, на изменение тепло-, влаго- и газообмена океана с атмосферой, на термические условия и газовый состав в деятельном слое Мирового океана;
- завершение разработки системы мониторинга загрязнения морской среды;
- разработка с учетом комплекса природных условий научных обоснований возможности сбросов отходов с минимальным ущербом для морской среды, определение районов морей и океанов для регламентируемых сбросов отходов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Израэль Ю.А., Симонов А.И., Цыбань А.В.* Научные аспекты комплексного исследования вод Тихого океана с целью предотвращения его загрязнения. — В кн.: Тр. XIV Тихоокеан. конгр. М.: Наука, 1980, с. 101—116.
2. *Кириллова Е.П., Орлова И.Г.* Загрязнение вод северо-восточной части Атлантического океана. — Тр. ГОИН СССР, 1979, вып. 149, с. 26—31.
3. *Кирьянов С.В.* О влиянии загрязнения поверхностного слоя моря на устойчивость конвективных движений в этом слое. — Тр. ГОИН СССР, 1982, вып. 167, с. 144—151.
4. *Нестерова М.П., Симонов А.И., Немировская И.А.* Нефтяные углеводороды в морских водах, форма их существования и трансформация. — В кн.: Человек и биосфера. М.: Изд-во МГУ, 1982, вып. 7, с. 174—181.
5. *Орадовский С.Г., Симонов А.И., Ющак А.А.* Исследование характера распределения химических загрязнений в зоне Гольфстрима и их влияния на первичную продуктивность океанических вод. — Метеорология и гидрология, 1975, № 2, с. 48—58.
6. *Патин С.А.* Влияние загрязнения на биологические ресурсы и продуктивность Мирового океана. М.: Пищепромиздат, 1979, с. 219.
7. *Патин С.А.* Особенности распределения и биологические действия загрязняющих веществ в Мировом океане (эколого-токсикологическая характеристика крупномасштабного загрязнения морской среды). — В кн.: Человек и биосфера. М.: Изд-во МГУ, 1982, вып. 7, с. 62—71.
8. *Симонов А.И., Орадовский С.Г., Ющак А.А.* Современное состояние загрязнения вод Северной Атлантики. — Метеорология и гидрология, 1974, № 3, с. 50—61.
9. *Симонов А.И.* Океанографические аспекты проблемы загрязнения морей и океанов. — В кн.: Тр. I Сов.-англ. симпозиум. "Мониторинг состояния окружающей природной среды". Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 174—192.
10. *Симонов А.И., Михайлов В.И.* Химическое загрязнение тонкого поверхностного слоя Мирового океана. — Тр. ГОИН АН СССР, 1979, вып. 149, с. 4—13.
11. *Симонов А.И., Афанасьев Н.А.* Метод составления баланса и прогноза динамики уровней загрязнения морских вод. — В кн.: Материалы VI Всесоюз. симпозиум по соврем. пробл. самоочистки водоемов и регулирования качества воды. Таллин, 1979, с. 209—211.
12. *Симонов А.И.* Мониторинг загрязнения вод Мирового океана. — В кн.: Тр. Международ. симпозиум. "Комплексный глобальный мониторинг загрязнения окружающей природной среды". Л.: Гидрометеиздат, 1980, с. 114—119.
13. *Симонов А.И., Нестерова М.П.* Научные аспекты проблемы предотвращения загрязнения вод Тихого океана. — В кн.: Тр. XIV Тихоокеан. науч. конгр. "Природные ресурсы Тихого океана — на благо человечества". М., 1980, с. 179—188.
14. *Симонов А.И., Михайлов В.И., Катыхин А.Н.* Влияние загрязняющих веществ на некоторые физические параметры поверхности морской воды. — В кн.: Человек и биосфера. М.: Изд-во МГУ, 1982, вып. 7, с. 32—40.
15. *Beng J.C., Acrivos A.* The effect of surface active agents on convection cells induced by surface tension. — Chem. Eng. Sci., 1965, vol. 20, p. 737—745.
16. *Goldberg E.D.* The health of the oceans. P.: UNESCO, 1976, p. 15—170.
17. *Jarvis N.Z.* The effect of monomolecular films on surface temperature and convective motion at the water-air interface. — J. Colloid Sci., 1962, vol. 17, p. 512—513.
18. *Kohnke D.P.* Preliminary analysis of data from visual observations and tarball collections, submitted to RNODS "Ad hoc group of experts on the evaluation of the marine pollution (petroleum) monitoring pilot project (MAPMOPP)" 1979. 29 p.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Современная антропогенная нагрузка на Мировой океан создает напряженную экологическую ситуацию в ряде его областей, где возникают поля хронического загрязнения, устанавливаются критические для нормального функционирования экосистем концентрации тяжелых металлов, нефтяных и хлорированных углеводородов. Загрязняющие вещества антропогенного происхождения становятся мощным постоянно действующим экологическим фактором, преобразующим морские экосистемы, вследствие чего их функционирование, и в первую очередь продуцирование органического вещества, находится под возрастающим влиянием антропогенного воздействия.

Вследствие широкой взаимосвязанности элементов океанских экосистем и крупномасштабной циркуляции локальное загрязнение и его негативные последствия нередко приобретают в Мировом океане региональный и даже глобальный характер. Кроме того, диапазон антропогенного воздействия нередко достигает глобальных размеров. Поэтому загрязнение морей и океанов безусловно имеет глобальный масштаб и стало одной из острых международных проблем.

В последнее десятилетие во многих странах выполнены фундаментальные исследования циркуляции вод Мирового океана, состояния его загрязнения и процессов взаимодействия океана и атмосферы; проведено изучение экологических и физических последствий прогрессирующего антропогенного воздействия на природную среду океанов.

Вопросы мониторинга загрязнения Мирового океана и оценки состояния его экосистем составили предмет изучения многих национальных и международных программ, которые осуществляются в рамках программы ООН по окружающей среде (ЮНЕП), Всемирной метеорологической организации (ВМО), Международной океанографической комиссии (МОК), Совета Экономической Взаимопомощи (СЭВ). Рядом стран и международных организаций осуществляется программа мониторинга Мирового океана ("Программа мониторинга загрязнения морской среды", "Всемирная служба погоды", "Объединенная глобальная система океанических служб" и др.). Особое значение глобальный мониторинг океана приобретает в связи с осуществлением Всемирной климатической программы. В рамках этой программы значительное внимание уделяется изучению доминирующего воздействия свойств и динамики океана на глобальные круговороты тепла, влаги и различных химических элементов, особенно углерода, в климатической системе. Необходимость получения информации приводит к тому, что изучение охватывает все новые зоны океана, включая глубоководные.

В СССР экологические основы мониторинга океана разрабатываются в процессе исследования загрязнения, отрицательных экологических последствий этого явления в разных районах Мирового океана в институтах Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, Академии наук СССР, академий наук союзных республик, Министерства высшего и среднего специального образования СССР, Министерства рыбного хозяйства СССР, Министерства водного хозяйства и мелиорации СССР.

Перспективы использования ресурсов Мирового океана в решении важнейших для человечества проблем — обеспечении белком, энергией, полезными ископаемыми — и последствия, вытекающие отсюда для сохранения жизни в океане, выдвинули экологические направления на ведущее место среди важнейших проблем современной океанологии. Экология моря активно привлекается в настоящее время к изучению негативных последствий загрязнения океана, выявлению критических воздействий загрязняющих веществ и прогнозированию состояния биологических ресурсов Мирового океана.

На основе анализа современного состояния знаний о загрязнении морской среды разрабатываются научные аспекты проблемы экологического мониторинга океана.

Неотъемлемыми частями этого направления являются:

— исследования аккумуляции и переноса загрязняющих веществ в различных биотопах морской среды, морской биоте, на границах фаз и внешних контурах моря;

— определение влияния загрязняющих веществ, распространенных в океане, на гидрохимический режим, важнейшие геофизические процессы в океане и в атмосфере, на состояние климатической системы и, в конечном итоге, на климат Земли;

— изучение воздействия загрязняющих веществ на биоту океана, ведущего к изменению существующего биологического режима и поражению генома клеток морских организмов [5].

Широкий круг вопросов определяет неизбежность схематизации. В связи с этим в докладе отдано предпочтение научным изысканиям и концепциям, развитие которых мы считаем наиболее перспективным в настоящее время. В докладе поставлены на обсуждение:

- 1) современное состояние Мирового океана;
- 2) роль атмосферных переносов в загрязнении Мирового океана;
- 3) биологические и экологические эффекты воздействия загрязняющих веществ на морские организмы и биоценозы;
- 4) научные основы экологического мониторинга океана;
- 5) концепция ассимиляционной емкости океана как интегральной характеристики способности морской экосистемы к динамическому накоплению и удалению загрязняющих веществ с сохранением основных свойств биоценозов;
- 6) прогноз состояния Мирового океана к 2000 г.

Современное состояние загрязнения Мирового океана

“Мировой океан, с происходящим в нем сложным процессом равновесия, не является изолированным в земной коре. Его вещество находится в теснейшем обмене с атмосферой и суши, и этот обмен имеет огромное значение не только для химии моря, но и для химии всей земной коры” [4]. В настоящее время антропогенная активность существенно влияет на поступление в морскую среду многих химических соединений. Оценено [29], что в последние годы антропогенная составляющая стока ряда загрязняющих веществ (свинца, ртути, нефти, кадмия, мышьяка, углекислого газа) (табл. 1) сравнима или даже превышает природные потоки этих элементов в Мировой океан.

Поступающие в Мировой океан загрязняющие вещества неравномерно распределяются в нем, образуя зоны повышенных уровней в прибрежных районах, в эвфотическом слое и зонах гидрофронтов, где сосредоточена основная масса “живого вещества”, а также на внешних контурах моря и

поверхностях разделов, где протекают активные химические реакции и развиваются наиболее мощные биоценозы.

Неравномерный характер распределения и интенсивность рассеивания загрязняющих веществ в морской среде объясняются главным образом динамичностью и гетерогенной структурой водных масс океана.

Среди многих загрязняющих веществ, поступающих в Мировой океан, наибольшую опасность представляют нефть и хлорированные углеводороды, а именно пестициды, полихлорированные бифенилы (ПХБ), а также токсические металлы, в первую очередь свинец, ртуть, кадмий, т.е. те химические соединения, которые имеют глобальное распространение, непрерывный характер поступления и выраженный отрицательный эффект на морские организмы и популяции. В настоящее время в океане находят все новые и новые опасные загрязняющие вещества — полихлорированные и хлорированные терпены, нитрозамины и т.д. Все более острый характер приобретают проблемы эвтрофирования и микробиологического загрязнения внутренних морей и прибрежных зон океана [5, 15].

Роль атмосферных переносов в загрязнении Мирового океана

Многие достижения современной океанологии и морской экологии связаны с изучением явлений в области непосредственного взаимодействия океана и атмосферы. Поверхность океана и соприкасающаяся в ней тонкая атмосфера представляют своеобразную микросистему, функционирование которой определяет процессы обмена твердым, жидким и газообразным материалом между океаном и атмосферой, она населена специфическими сообществами организмов — нейстоном и плейстоном, благодаря нормальной жизнедеятельности которых осуществляются многие важнейшие биологические процессы в пелагиали и бентали морской среды.

В последнее время появились суждения о том, что к числу важных, находящихся в постоянном движении источников загрязнения Мирового океана, относятся атмосферные переносы и осаждение химических соединений на поверхность водной среды.

Многие научные исследования показывают, что свинец, ртуть и другие тяжелые металлы, ДДТ, ПХБ, низкомолекулярные нефтяные углеводороды и другие органические вещества, находясь в газовой фазе или во взвешенном состоянии (частицы, твердые соли), переносятся атмосферными потоками на тысячи километров в самые отдаленные области океана. Это — часть общей проблемы дальнего переноса в атмосфере. Так, в атмосфере над Северной Атлантикой выявлены ДДТ, ПХБ, фталаты, а также большое количество ванадия в частицах, взвешенных в тропосфере [18, 30]. В атмосфере над Антарктикой найден ДДТ, в Гренландских льдах и в атмосфере над центральной частью Тихого океана обнаружены высокие концентрации свинца [22], в Гренландских льдах найдена также сера [43, 44], что связывают с дальними (межконтинентальными) переносами серы, образующейся в результате сгорания топлива, в том числе и нефти. Неопровержимо доказана опасность свободных атомов хлора и других галогенов, освобождающихся в результате фотохимических реакций [32, 36, 39] и воздействующих на баланс озона в стратосфере.

Ежегодно из атмосферы на поверхность океана выпадают $2,0 \cdot 10^5$... $2,0 \cdot 10^6$ т свинца; $2,0 \cdot 10^3$... $3,0 \cdot 10^3$ т ртути; $5,0 \cdot 10^2$... $1,4 \cdot 10^4$ т кадмия; $2,0 \cdot 10^3$... $3,0 \cdot 10^3$ т ПХБ; 10^3 ... $3,0 \cdot 10^4$ т мышьяка (см. табл. 1) [29]. При создавшейся ситуации полагают, что вклад атмосферного пере-

Таблица 1

Антропогенная нагрузка на Мировой океан по приоритетным загрязняющим веществам

Загрязнитель морской среды	Мировое производство, т · год ⁻¹	Естественный сток, т · год ⁻¹	Антропогенный сток, т · год ⁻¹
Свинец	3,5 · 10 ⁶	1,8 · 10 ⁵ [42]	2,1 · 10 ⁶ [42]
Ртуть	1,6 · 10 ⁴	3,0 · 10 ³ [42]	7,0 · 10 ³ [42]
Кадмий	1,7 · 10 ⁴	1,7 · 10 ⁴ [19, 37]	1,7 · 10 ⁴ [19, 31]
ПХБ	5,0 · 10 ⁴		7,0 · 10 ³ ... 1,3 · 10 ⁴ [17]
Нефть	2,6 · 10 ⁹	9,5 · 10 ⁵ [38]	9,6 · 10 ⁶ [38]

носа в загрязнение Мирового океана примерно соответствует доле речного стока в общем балансе загрязняющих веществ в морской среде [25, 26].

Несомненно важную проблему современности составляют переносы двуокиси серы, выпадение "кислых" дождей и их весьма существенное воздействие на растительность и пресноводные экосистемы.

Важно отметить также, что атмосферное осаждение взвешенных частиц и металлов служит составляющей процесса морской седиментации и влияет, таким образом, не только на химию морских осадков, но также на процессы выноса загрязняющих веществ из массы океанских вод. Атмосфера, только обогащенная кислородом, как бы проникает всю толщу воды вплоть до дна [1].

Остановившись на вопросах загрязнения поверхности разделов океан—атмосфера, следует отметить, что в поверхностных водах и особенно в приповерхностных микрослоях океана обнаружены повышенные концентрации нефтяных углеводородов, хлорированных углеводородов, которые перераспределяются в приповерхностных биотопах океана, накапливаются в органических сликах, оседают на взвешенных частицах, включаются в биологические циклы.

Особую опасность представляет накопление в поверхностных пленках океана устойчивых компонентов нефти, обладающих токсическими и канцерогенными свойствами. Такими соединениями могут быть полициклические ароматические углеводороды. Работами недавних лет показано широкое распространение в Мировом океане бенз(а)пирена [13], установлено, что наиболее высокая концентрация этого устойчивого канцерогенного углеводорода приурочена в водной среде довольно часто к тонкому поверхностному микрогоризонту океана. В разных районах Мирового океана — в Балтийском море, северной части Атлантического океана, в северной области Тихого океана — коэффициенты накопления бенз(а)пирена в поверхностной пленке составляли К₂—К₂₀. Обращает на себя внимание закономерное увеличение концентрации бенз(а)пирена в поверхностной пленке Берингова моря, одного из наиболее чистых районов Тихого океана. Значительная концентрация БП (1,21 мкг/л) в поверхностной пленке была обнаружена даже в открытых районах Берингова моря.

Доля антропогенного стока, %	Поток в океан, т · год ⁻¹	
	Прямое загрязнение, сток с суши	Атмосферное выпадение
92 [31, 42]	1,0 · 10 ⁵ ... 2,0 · 10 ⁶ [2, 17, 19, 42]	2,0 · 10 ⁵ ... 2,0 · 10 ⁶ [17, 24, 28]
70 [31, 42]	5,0 · 10 ³ ... 8,0 · 10 ³ [2, 17, 19, 42]	2,0 · 10 ³ ... 3,0 · 10 ³ [17, 24, 28]
50 [19, 31]	1,0 · 10 ³ ... 1,0 · 10 ⁴ [2, 17, 19]	5,0 · 10 ² ... 1,4 · 10 ⁴ [24, 28]
100	5,0 · 10 ³ ... 1,0 · 10 ⁴ [17]	2,0 · 10 ³ ... 3,0 · 10 ³ [17]
91 [38]	5,0 · 10 ⁶ ... 1,0 · 10 ⁷ [38]	6,0 · 10 ⁵ [19, 38]

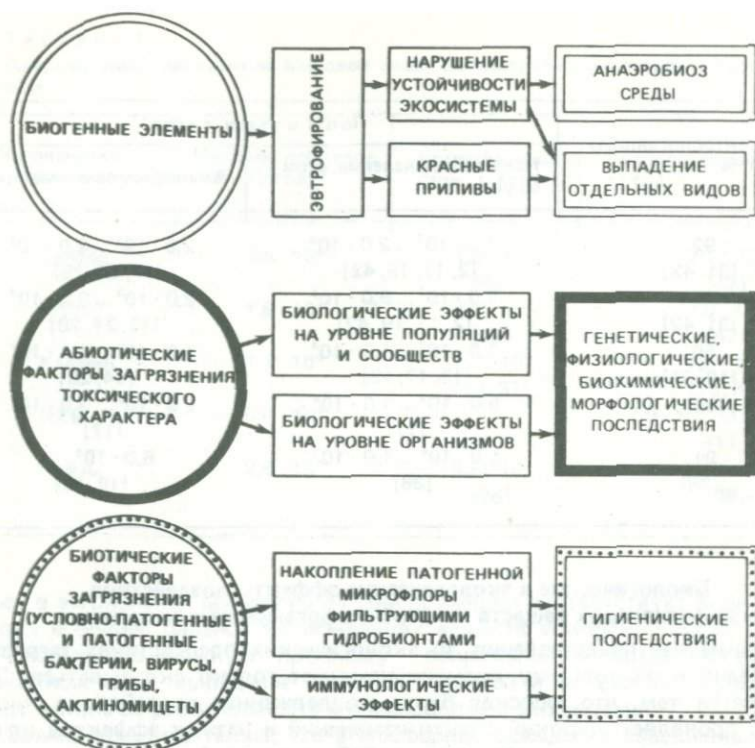
Биологические и экологические эффекты воздействия загрязняющих веществ на морские организмы и биоценозы

Современные представления об экологических последствиях загрязнения океана к настоящему времени начинают только складываться. Это объясняется тем, что морская биота, подверженная воздействию токсикантов, проявляет широкий спектр изменений и разных эффектов от постепенного уменьшения размера особей, перестройки энзиматических систем до прекращения размножения и смертности организмов. Это возмущающее влияние загрязнения нашло свое реальное выражение в следующих явлениях:

- 1) накоплении химических токсикантов в биоте;
- 2) микробиологическом загрязнении прибрежных районов моря;
- 3) снижении биологической продуктивности;
- 4) прогрессирующей эвтрофикации;
- 5) появлении красных приливов;
- 6) возникновении мутагенеза и канцерогенеза;
- 7) нарушении устойчивости экосистем.

Схема на рис. 1 суммирует эффекты антропогенного воздействия. Необходимо отметить также, что причиной перестройки структуры экосистемы могут быть явления природного характера: сезонные, межгодовые вариации, гидродинамические процессы, климатические изменения, циклы развития биоты и другие естественные процессы. Многие эффекты проявляются наиболее сильно при антропогенном воздействии на фоне естественных колебаний и особенно при экстремальных отклонениях. Именно поэтому одна из важнейших задач экологического мониторинга морской среды состоит в разработке специфических биологических показателей и идентификации чувствительных биологических процессов, позволяющих отличить изменения и перестройки в экосистеме природного характера от тех, которые вызваны воздействием антропогенного фактора.

При рассмотрении негативных экологических последствий загрязнения океана мы принимаем во внимание тот эффект, ту реакцию организма, популяции, сообщества, которая возникает в ответ на вмешательство в процессы функционирования "живого вещества". Эти эффекты проявляют-



Р и с. 1. Экологические последствия загрязнения океана

ся на индивидуальном (биологические последствия) и популяционно-биоценотическом (экологические последствия) уровнях.

Первые критические нарушения в функционировании гидробионтов под воздействием загрязняющих веществ имеют свое непосредственное выражение на уровне биологических эффектов и состоят в изменении химического состава клетки и ее размеров, нарушении характера ферментативных систем, процессов дыхания, осмотической регуляции, роста и размножения; в возникновении мутаций, канцерогенеза, патологических форм; нарушении движения и ориентации гидробионтов в пространстве. Это — последствия биохимического, морфологического, эволюционного, физиологического и генетического характера [41].

В таких районах океана, где складывается неблагоприятная экологическая ситуация вследствие существенного антропогенного воздействия, наблюдаются устойчивые изменения в структуре и функционировании морских биоценозов. Они проявляются в изменении средней биомассы популяций планктонных и бентосных организмов, уменьшении числа высших таксонов — родов или семейств гидробионтов, появлении новых для морской среды организмов (например, условно-патогенные формы микроорганизмов группы кишечной палочки), изменении соотношения между численностью отдельных таксономических групп гидробионтов, изменении соотношения процессов продукции и деструкции органического вещества, нарушении процессов экологического метаболизма, появлении антибиотикоустойчивых форм микроорганизмов.

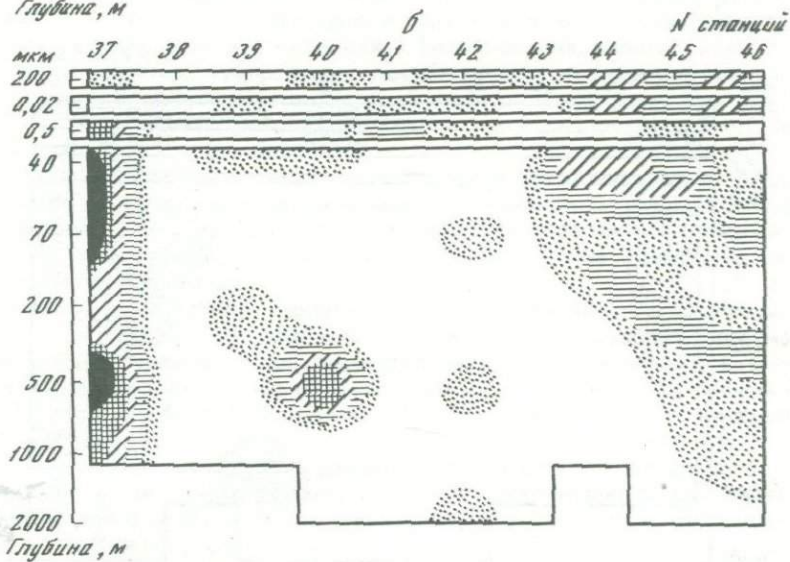
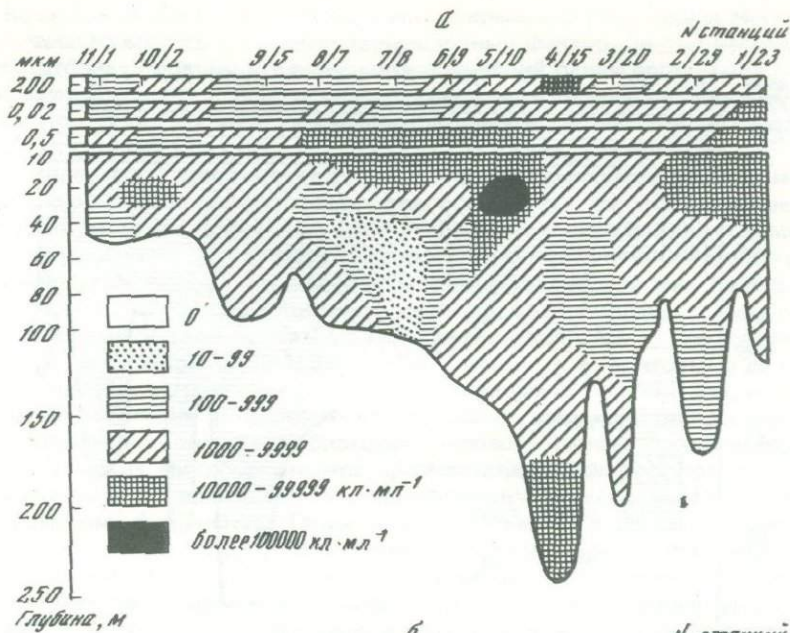
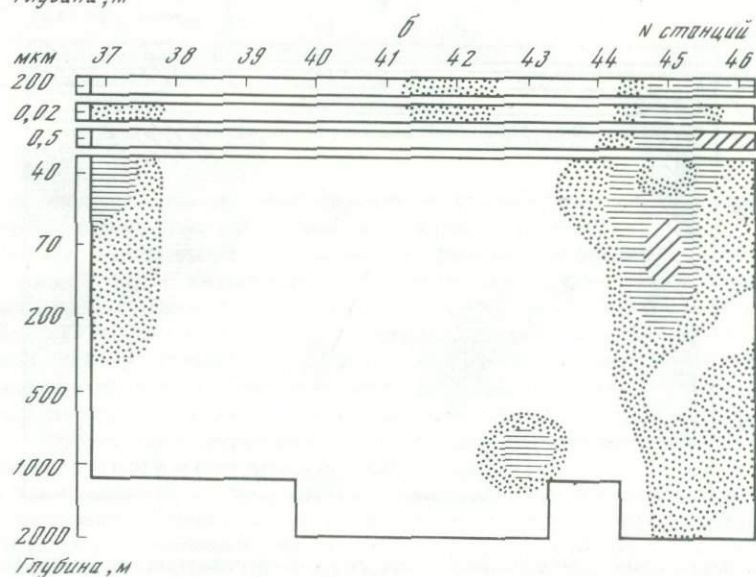
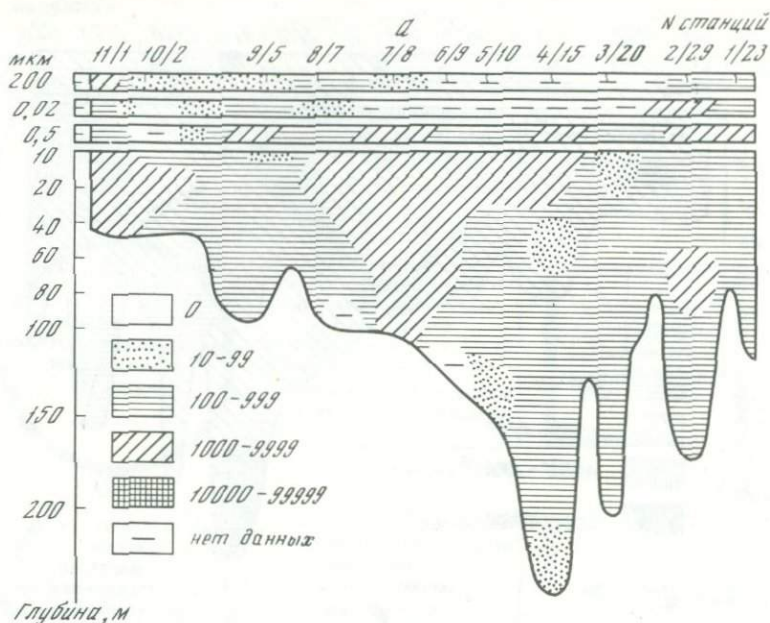


Рис. 2. Вертикальное распределение гетеротрофных сапрофитных бактерий в Балтийском море и Тихом океане

а — Балтийское море, Центральный осевой разрез, б — Тихий океан, разрез вдоль течения Куросу



Р и с. 3. Вертикальное распределение гетеротрофных бенз(а)пиреноксилирующих бактерий в Балтийском море и Тихом океане
 а — Балтийское море, центральный осевой разрез, б — Тихий океан, разрез вдоль течения Куросио

Воздействие токсикантов в условиях современного состояния Мирового океана превратилось в мощный эволюционный фактор. За счет направляющего отбора оно приводит к расцвету популяций одних организмов, которые адаптировались к новым химическим условиям, к вытеснению из системы других организмов, не приспособленных к воздействию чужеродных веществ.

В хронически загрязненных, а также эвтрофированных районах морей происходит замена доминирующих видов гидробионтов, массовое развитие получают морские организмы, приспособленные к определенным химическим соединениям (например, нематоды — к нефтяным углеводородам, ракообразные — к хлорированным углеводородам, морские бактерии — к разным органическим веществам, в том числе неприродного характера). Такие формы гидробионтов активно используются в целях биологической индикации морской среды и выделяются нами, как и некоторыми другими авторами [7], в группу индикаторных организмов [31, 46.]. Так, исследованиями последнего десятилетия показано широкое распространение в загрязненных районах и биотопах Мирового океана таксономических групп морских микроорганизмов, ферментативная система которых адаптировалась к полициклическим ароматическим углеводородам, полихлорированным бифенилам. Такие индикаторные организмы обнаружены, в частности, в Азовском, Балтийском и Черном морях, в приповерхностном биотопе Тихого и Атлантического океанов. Численность и распространение этих микроорганизмов коррелируют с концентрацией указанных химических токсикантов в морской воде. Характерно, что в сравнительно чистых районах океана, в частности в Тихом океане, индикаторная микрофлора развивается скудно, ее распространение носит лишь очаговый характер и составляет резкий контраст с полями распределения этих бактерий в более загрязненных районах Мирового океана, например в Балтийском море (рис. 2, 3).

За прошедшие два десятилетия в процессе катастрофических разливов нефти были поражены отдельные морские экосистемы в некоторых районах Мирового океана. Долгосрочные наблюдения за биологическими процессами свидетельствуют о том, что на восстановление экосистемы уходит в среднем от 3 до 10 лет.

Опасные последствия экологического и гигиенического характера связаны с аккумуляцией химических соединений в морских организмах. Так, средние значения коэффициентов накопления различных загрязняющих веществ планктонными организмами составляют: для свинца $4,0 \cdot 10^5$, ртути — $3,4 \cdot 10^3$, кадмия — $2,1 \cdot 10^4$, ПХБ — $4,0 \cdot 10^4$, бенз(а)пирена — $5,0 \cdot 10^3$ [10, 28].

При создавшейся ситуации развитие глобального и регионального экологического мониторинга Мирового океана представляется исключительно важным для принятия эффективных мер, направленных на сохранение биологических ресурсов океана.

Научные аспекты экологического мониторинга океана

Экологический мониторинг состояния морской экосистемы, включая геохимический и биологический мониторинг, проводится по следующим основным направлениям:

- систематический контроль за источниками и факторами воздействия;
- систематический контроль за состоянием биотической и абиотической компонент и выявление биологических эффектов антропогенного воздействия.

Задачи экологического мониторинга океана состоят в том, чтобы:

- отличить изменения природного характера от тех, которые вызваны антропогенным воздействием;
- связать эффекты в экосистеме, особенно в биотической компоненте, с уровнем загрязнения среды и прогнозировать тенденцию их изменения;
- выявить "критические" уровни воздействия и наиболее уязвимые звенья в биологической цепи организмов моря;
- создать систему наблюдений за факторами воздействия и экологическими последствиями загрязнения;
- разработать научные основы для создания системы нормирования антропогенного воздействия на экосистемы океана в его разных географических зонах.

В настоящее время экологический мониторинг в своей первой стадии реализуется в загрязненных и фоновых районах океана в прибрежных районах внутренних и окраинных морей СССР, на полигонах съомок в открытых районах морей СССР, в отдельных областях Атлантического и Тихого океанов по основным показателям, описанным ранее [5]. При анализе результатов учитывается информация о гидрометеорологическом режиме, характере и направлении течений, скорости осаждения взвешенных частиц, классах загрязняющих веществ и особенностях их трансформации, а также совокупности известных фактов о прошлом и настоящем контролируемой экосистемы океана.

**Концепция ассимиляционной емкости океана
как интегральной характеристики способности
морской экосистемы к динамическому накоплению
и удалению загрязняющих веществ
с сохранением основных свойств биогеоценозов**

Изучение и систематизация экологических последствий воздействия загрязняющих веществ на морские организмы представляет не только теоретический интерес, но создает также предпосылки для развития методов прогноза состояния океана и определения допустимого антропогенного воздействия на морские экосистемы. Развитие проблемы исследования экологического резерва [4], а в дальнейшем экологического нормирования антропогенных воздействий на Мировой океан и отдельные его регионы определяет необходимость выделения критического (допустимого, вплоть до "предельно допустимого") состояния морского биоценоза и его компонентов. При этом естественно возникает вопрос о том, какие именно признаки (показатели) следует положить в основу при описании различных состояний морской экосистемы.

Считается общепризнанным, что множество показателей состояния сообществ гидробионтов могут быть разделены на структурные и функциональные характеристики. Общее число показателей, необходимых для описания состояния морской экосистемы, чрезвычайно велико, так как природные биоценозы включают большое количество популяций, для каждой из которых характерны как минимум две специфические величины: численность и продукция. Однако с точки зрения рассматриваемой проблемы важно то обстоятельство, что изменение структурных и функциональных показателей является отражением более общего явления — циркуляции вещества и энергии в морской экосистеме.

Учитывая комплекс биогеохимических процессов в морской среде, при выделении критического состояния биоценоза, можно перейти от динамики

популяций гидробионтов к динамике циркуляции в морских экосистемах химических соединений естественного и антропогенного происхождения. В этом случае важнейшее значение приобретает концепция ассимиляционной емкости океана, особенно в свете решений проблемы экологического резерва и нормирования антропогенного воздействия на морские экосистемы.

Важнейший подход при определении ассимиляционной емкости морской экосистемы — введение понятия критической нагрузки и выделение критических видов морских организмов. Ассимиляционная емкость морской среды (АЕМС) характеризует ее способность к активному удалению различных загрязняющих веществ, в том числе неприродных соединений (за счет геофизических, геохимических и биологических процессов), а также возможность динамического накопления токсикантов с сохранением основных свойств морской экосистемы.

Морская среда в различных районах Мирового океана отличается по своей способности ассимилировать загрязняющие вещества (без ухудшения ее экологического состояния). Ассимиляционная емкость зависит от многих природных факторов — турбулентности, течений, ветра, водообмена, глубины бассейна и т. д., а также токсичности загрязняющего вещества, насыщающего морские воды.

Ассимиляционная емкость морской экосистемы по данному загрязнителю (или сумме загрязнителей) измеряется максимальным количеством загрязняющих веществ (в пересчете на всю зону либо на единицу объема морской среды), которое может быть за единицу времени накоплено, трансформировано, окислено (биологические, химические, физические превращения) или выведено (за счет процессов седиментации, гидродинамического переноса) за пределы экосистемы без нарушения ее нормального функционирования.

Для определения ассимиляционной емкости A_i (к i -му веществу) важны два показателя: предельно допустимая (для нормального функционирования экосистемы) концентрация данного i -го вещества или суммы веществ — Co_i и коэффициент ассимиляции K_i [4]. K_i — кратность, отношение количества вещества в единице объема, которое может быть ассимилировано данной экосистемой (включая выведение из единичного объема в результате различных процессов) к предельно допустимой концентрации. Тогда $A_i (v) = Co_i \cdot K_i \cdot v$, где v — объем рассматриваемой области морской среды.

Учитывая совокупность процессов, обуславливающих АЕМС, для ее оценки необходимо располагать информацией относительно зависимости самоочищающей способности экосистемы от C_i во всем диапазоне $0 \leq C_i \leq Co_i$. Определение АЕМС включает выявление Co_i для структурных и функциональных характеристик биоценоза, а также отыскание зависимости скорости удаления загрязняющих веществ от C_i и t (t — время).

Известно, что гидродинамические переносы определяют рассеивание и циркуляцию загрязняющих веществ в океане и являются собой закономерно протекающие процессы крупномасштабного глобального и мелкомасштабного локального характера.

Разрушение, детоксикация и удаление загрязняющих веществ из морской экосистемы осуществляется в процессе микробного окисления органических загрязнителей, а также при осаждении взвешенного органического вещества биогенного происхождения либо седиментации терригенных материалов, значительная часть которых преобразуется зоопланктонными

организмами из мельчайших частиц в крупные агрегаты в процессе биофильтрации.

Биохимическая активность морских микробиоценозов оказывается тесно связанной с характером распределения, размерами и концентрацией взвешенного вещества. Чем больше содержание взвешенных органических веществ в водных массах океана и особенно в его верхних, обильно аэрируемых ярусах, тем интенсивнее идут процессы микробного окисления органических загрязнителей. Численность морских микроорганизмов и концентрация органических соединений, с одной стороны, а также скорость микробного окисления и концентрация органических соединений в морской воде, с другой стороны, тесно связаны. Это позволяет построить количественную модель микробного окисления органических загрязнителей в тех или иных районах Мирового океана и прогнозировать на основе микробиологических данных и сведений о содержании загрязняющих веществ динамику уровней загрязнения морской экосистемы, а также ее биологического "самоочищения".

Особое значение приобретает функционирование микробного населения в зоне взаимодействия океана и атмосферы. Развивающийся здесь специальный комплекс микроорганизмов — бактерионейстон — составляет первую биологическую структуру, осуществляющую трансформацию и деградацию многих химических токсикантов, локализующихся в области поверхностной пленки океана [40, 41].

Исследованиями недавнего времени показана большая роль морских микроорганизмов при окислении парафиновых, ароматических, хлорированных углеводородов и детергентов [15, 40, 41, 46] в морской среде.

Вместе с тем представление о том, что морские микроорганизмы способны полностью разрушить органические загрязнители, поступающие в морскую среду, является, по нашему мнению, иллюзорным. Во-первых, многие молекулярно-устойчивые соединения (например, ароматические, хлорированные углеводороды) лишь частично разрушаются микроорганизмами.

Так, исследованиями природной среды и климата было показано, что в модельных экспериментах, организованных с борта научно-исследовательского судна, в разных районах Мирового океана морские микроорганизмы способны разрушить лишь от 30 до 70% (в среднем 40–50%) бенз (а) пирена. Наиболее активно этот процесс протекает в хронически загрязненных районах океана и в условиях теплых морей. Во-вторых, в арктических и низкоарктических областях Мирового океана в условиях низких температур активность микробиологических процессов резко снижается. Так, в период экологических исследований в Беринговом море в 1981 г. в экспериментах *in situ* было показано, что в разных районах Берингова моря микроорганизмы разрушали от 20 до 70% октадекана, представителя класса нормальных алканов, которые полностью (до углекислоты и воды) разрушаются морскими микроорганизмами при температуре 20–25°С, к примеру, в умеренных районах Тихого океана.

И, в-третьих, морские микроорганизмы не могут "переработать" те большие массы органических веществ антропогенного происхождения для окисления которых бактериям необходимы соответствующие экологические условия (наличие биогенных элементов, кислорода, условия окисления и пр.).

Морские организмы не только аккумулируют, разрушают и трансформируют загрязняющие вещества, но также переносят их в разные биотопы, определяя, таким образом, распределение химических токсикантов в морской среде.

Интенсивность процессов биоседimentации взвешенных органических веществ, как и осаждение терригенных материалов, тесно связана с интенсивностью процессов фотосинтеза. Чем активнее первичное продуцирование органического вещества в океане, тем более интенсивно осуществляется биозлиминация химических токсикантов из эвфотической зоны океана и их перенос в глубже лежащие слои и далее к донным осадкам океана. Этот гигантский по своим масштабам процесс биоизвлечения, биоаккумуляции и биоседimentации загрязняющих веществ, который активно изучается в настоящее время [6, 10, 27, 28], протекает наиболее активно в продуктивных районах океана и представляет собой непрерывно работающий механизм, осуществляющий биологическое и геофизическое "самоочищение" океанских экосистем.

Оседающие биогенные частицы размером от нескольких до сотен микрон выносят из фотического слоя многие загрязняющие вещества, способствуют их перераспределению по глубине, изъятию из водной толщи и захоронению в донных отложениях океана. Недавними исследованиями показано, что оседающие клетки фитопланктона активно уносят из эвфотического слоя ПАУ и медь, а фрагменты отмершего зоопланктона — парафиновые углеводороды, ПХБ, БП, металлы [27, 28].

Вертикальный поток биогенных частиц, измеренный в разных районах океана на глубине от 35 до 5000 м, колеблется в пределах 10^3 — 10^5 частиц $\text{м}^{-2} \cdot \text{день}^{-1}$.

По данным прямых наблюдений [37] скорость осаждения биогенных агрегатов различна и зависит от их размера. Так, крупные биогенные частицы размером в несколько сот микрометров оседают достаточно быстро (от 50 до 850 $\text{м} \cdot \text{день}^{-1}$) и определяют, по-видимому, вынос химических токсикантов из водной толщи океана.

В связи с изложенным, а также для показа крупномасштабных процессов загрязнения Мирового океана могут быть предложены результаты оценки современного поступления (табл. 2) и биоседimentации некоторых наиболее опасных загрязняющих веществ (токсических металлов) и наиболее устойчивых компонентов нефти — полициклических ароматических углеводородов, в частности бенз(а)пирена. Отсутствие систематических наблюдений в разных районах Мирового океана затрудняет проведение таких глобальных оценок. Существующие данные, относящиеся в основном к северному полушарию, послужили основанием для определения концентрации загрязняющих веществ во взвешенном органическом веществе, а также для оценки глобального поступления загрязняющих веществ в Мировой океан и могут быть несколько завышенными.

При оценке биоседimentационного изъятия исходили из экспериментальных данных и теоретических представлений, согласно которым около 50% синтезируемого органического вещества удаляется из эвфотической зоны океана и только 5—20% от общего количества оседающих из зоны фотосинтеза частиц (или 2—10% от первичной продукции) достигает дна [33, 37]. Остальные 80—95% выносимого из фотического слоя органического вещества разрушаются в процессе микробного и химического окисления. Оседающие из фотической зоны тяжелые металлы аккумулируются на взвешенных частицах и достигают дна, либо возвращаются в воду в процессе разрушения биогенных агрегатов и вновь частично вовлекаются в биохимические круговороты.

Известно, что в Мировом океане 85—90% всего органического вещества накапливается в шельфовых и пришельфовых районах, которые наиболее интенсивно насыщаются антропогенными стоками. Учитывая этот факт при оценке количества загрязняющих веществ, поступающих в донные

Таблица 2

Загрязнение Мирового океана и оценка биоседиментационного выноса тяжелых металлов и полиароматических углеводородов. Расчет выполнен при условии, что поток взвешенного органического вещества (сухой вес) из зоны фотосинтеза составляет $2,7 \cdot 10^7$ т/год [10, 45], а депонирование в осадки — $5,4 \cdot 10^5$ т/год [2].

Загрязнитель морской среды	Осредненная концентрация загрязнителя в ВОВ, мкг/кг	Глобальное поступление в Мировой океан, т/год	Оценка биоседиментационного изъятия, т/год	
			Вынос из фотического слоя	Поступление в грунты
Свинец	$1,2 \cdot 10^4$	$3,0 \cdot 10^5 - 4,0 \cdot 10^6$	$3,2 \cdot 10^5$	$6,4 \cdot 10^4$
Ртуть	$1,7 \cdot 10^2$	$7,0 \cdot 10^3 - 1,1 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^3$	$9,2 \cdot 10^2$
Кадмий	$5,3 \cdot 10^2$	$1,5 \cdot 10^3 - 3,4 \cdot 10^4$	$1,43 \cdot 10^4$	$2,86 \cdot 10^3$
Бенз (а) пирен	$1,2 \cdot 10^2$	$3,5 \cdot 10^3$	$3,2 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^2$

В таблице использованы данные [3, 10, 13, 20].

отложения, мы использовали данные по величинам взвешенного органического вещества, достигающего донных отложений, наиболее характерные для этих продуктивных зон океана (см. табл. 2).

Несмотря на возможные неточности количественной оценки, отнесенной ко всему Мировому океану, данные, приведенные в табл. 2, все же позволяют сделать вывод о том, что общее количество свинца и особенно ртути, которое поступает в настоящее время в осадки океана, значительно меньше той массы свинца и ртути, которая вносится в океан в связи с антропогенной деятельностью. Этот факт указывает на тенденцию накопления свинца, и особенно ртути, в компонентах морских экосистем.

Прогноз состояния Мирового океана к 2000 г.

В настоящее время балансы многих элементов и соединений в Мировом океане уже рассчитаны. Известны основные источники поступления и каналы вывода загрязняющих веществ, а также главные компоненты процесса "самоочищения" морской среды. Дальнейшим развитием этих исследований являются описание динамики содержания химических токсикантов в водах изучаемого бассейна и оценки экологических последствий воздействия загрязняющих веществ.

Реализация такого подхода предполагает решение следующих основных задач:

1) прогноз роста скоростей поступления загрязняющих веществ в морскую экосистему;

2) описание "самоочищающей" способности экосистемы (оценка микробного и химического окисления, биоседиментационного депонирования в донные отложения, определение гидродинамического выноса загрязняющих веществ из экосистемы);

3) прогноз изменения концентрации загрязняющих веществ в морской экосистеме;

4) определение критических концентраций загрязняющих веществ, наиболее опасных для данной экосистемы;

5) прогноз экологических последствий антропогенного воздействия. Анализ современных данных (табл. 3) о глобальном загрязнении Мирового океана и его влияния на процессы новообразования органического

Т а б л и ц а 3

Глобальное загрязнение Мирового океана и его влияние на первичную продукцию органического вещества

Загрязнитель морской воды	Концентрация в морской воде, мкг · л ⁻¹		Критическая* концентрация, мкг · л ⁻¹	% возможного изменения продукции в 2000 г. за счет данного элемента
	к 1979 г.	к 2000 г.		
Свинец	0,01 ... 20,0 0,03** [8, 11, 14]	0,02 ... 40,0 0,06**	10 ... 10 ³ 900*** [9, 12, 16, 21, 23]	0
Ртуть	0,01 ... 10,0 0,05** [8, 11, 14]	0,02 ... 20,0 0,1**	1 ... 10 5,0*** [9, 12, 16, 23]	30
Кадмий	0,01 ... 0,5 0,1** [11, 19]	0,02 ... 1,0 0,2**	1 ... 500 40,0*** [9, 12, 21]	0
ПХБ	0,01 ... 0,1 0,035** [8, 17]	0,02 ... 0,2 0,07**	0,01 ... 1 0,1*** [23]	25
Нефть	1,0 ... 100 [8, 35]	2,0 ... 200	50 ... 10 ³ [23]	25

* Концентрация, при которой происходит снижение первичной продукции фитопланктона на 50%.

** Средние величины.

*** Мода критических концентраций для разных видов водорослей.

вещества свидетельствует о том, что средние концентрации наиболее распространенных в настоящее время токсикантов на 1–3 порядка величин меньше моды критических концентраций этих соединений, т. е. таких концентраций загрязняющих веществ, при которых происходит снижение первичной продукции фитопланктона на 50%.

Прогноз динамики скоростей поступления загрязняющих веществ в Мировой океан был выполнен исходя из допущений, что данная величина линейно связана с мировым производством рассматриваемых веществ, которое экспоненциально возрастало в течение последних десятилетий. Предполагается также, что временная задержка между возрастанием скорости поступления загрязняющих веществ в экосистему и увеличением их концентраций в воде поверхностного слоя океана (эвфотическая зона) составляет малую величину, которой можно пренебречь. Существующие прогнозы, характеризующие изменение мирового производства рассматриваемых загрязняющих веществ, показывают, что к 2000 г. соответствующие значения возрастут в два раза по сравнению с современным уровнем. Так, например, глобальные выбросы ртути и кадмия обусловлены главным образом сжиганием органического топлива. Количество сжигаемого органического топлива к 2000 г. возрастет вдвое или втрое, а к 2025 г. — в 4–5 раз.

Это означает, что концентрация металлов в морской воде может увеличиться (с учетом времени релаксации) и достигнуть по ртути 0,25, а по кадмию 0,5 мкг/л в среднем; в районах с повышенными уровнями — соответственно 2,5 и 5 мкг/л и, таким образом, превысить критические значения для многих видов водорослей. При условии правильности принятых допущений следует ожидать, что концентрации рассматриваемых

загрязняющих веществ в эвфотической зоне океана возрастут к 2000 г. примерно в два раза по сравнению с современными уровнями их содержания.

Становится очевидным, что ожидаемые в Мировом океане в 2000 г. максимальные концентрации ртути, ПХБ, нефти входят в пределы вариаций критических концентраций. В этом случае для Мирового океана можно прогнозировать по отдельным загрязняющим веществам максимальное снижение первичной продукции органического вещества на 25–30%, особенно под влиянием ртути, ПХБ и нефти (см. табл. 3).

В табл. 3 обращает на себя внимание тот факт, что в настоящее время в отдельных районах океана максимальные концентрации некоторых токсикантов уже близки к критическим, что может быть связано как с близостью источников антропогенного воздействия, так и с атмосферными осадками загрязняющих веществ.

Заключение

В настоящее время процессы загрязнения Мирового океана носят региональный характер. В глобальном плане назревает опасность нефтяного загрязнения океанов, увеличение которого следует ожидать в будущем в связи с интенсификацией добычи нефти и газа на шельфе. Серьезные последствия нефтяного загрязнения Мирового океана связаны с накоплением в компонентах морских экосистем ПАУ, молекулярно-устойчивых соединений, обладающих канцерогенными и мутагенными свойствами. Поступление в Мировой океан таких химических токсикантов, как ртуть и свинец, превосходит в настоящее время их выведение из водной толщи, что приводит к аккумуляции этих металлов в морских организмах и донных отложениях. Особую опасность представляет накопление загрязняющих веществ в замкнутых и полужамкнутых бассейнах, на активных поверхностях океана, в зонах взаимодействия океана с атмосферой, где, как известно, протекают наиболее активные геофизические, химические и биологические процессы.

Увеличение концентрации загрязняющих веществ в морской воде, их накопление в морских организмах вызывает уменьшение скорости продуцирования органического вещества и нарушение структуры морских биоценозов, что, несомненно, сказывается и скажется на состоянии экосистем в целом и биологических ресурсах Мирового океана.

Процессы переноса водных масс, микробного окисления органических загрязнителей и биоседиментации взвешенных органических материалов определяют в значительной степени способность экосистемы к динамическому накоплению и удалению токсикантов с сохранением ее основных свойств. Такая совокупность природных явлений определяет ассимиляционную емкость как объективно существующее свойство морской экосистемы. Ассимиляционная емкость через микробиоценозы, фито- и зоопланктон тесно связана с зональностью природной среды Мирового океана.

Взаимосвязанность биотических процессов разрушения, детоксикации и удаления загрязняющих веществ с основными механизмами, определяющими прохождение биогеохимических циклов химических элементов, составляет важнейшую закономерность природного "самоочищения" Мирового океана. Эта закономерность дополняется динамичностью и гетерогенной структурой водных масс Мирового океана, определяющих в равной мере интенсивность процессов микробного окисления органических веществ и биоседиментации взвешенных органических материалов.

Комплексный анализ состояния морской среды и вытекающая из него диагностика природных процессов "самоочищения" и уровней загрязнения, а также степени поражения морских биоценозов, открывает возможности экологического районирования Мирового океана с выделением в качестве главного фактора картирования ассимиляционной емкости океанских экосистем.

Таковы основные этапы экологических изысканий в области современной океанологии, которые составляют научную основу прогноза состояния Мирового океана и его биологических ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Избранные сочинения. М., 1954. Т. I. 612 с.
2. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом. — ДАН СССР, 1976, т. 238, № 1, с. 29—52.
3. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Микроэлементы. — В кн.: Химия океана. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 337—376.
4. Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 373 с.
5. Израэль Ю.А., Цыбань А.В. Проблемы мониторинга экологических последствий загрязнения океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 59 с.
6. Израэль Ю.А., Цыбань А.В., Казаков Ю.Е. и др. Исследование экосистемы Берингова моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 155 с.
7. Мак-Интайр А.Д. Успехи в изучении эффектов загрязнения морской среды. — В кн.: Комплексный глобальный мониторинг загрязнения окружающей природной среды: (Тр. Междунар. симпоз., СССР, Рига, 12—15 декабря 1978 г.), Л.: Гидрометеоиздат, 1980, с. 120—130.
8. Морозов Н.П., Петухов С.А. Содержание и распределение тяжелых металлов в компонентах экосистемы Балтийского моря. — В кн.: Исследование экосистемы Балтийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1981, вып. 1, с. 98—132.
9. Патин С.А., Ткаченко В.Н. О действии металлов на фотосинтез морского фитопланктона. — Науч. докл. высш. шк. Биол. науки, 1974, № 5, 301 с.
10. Поликарпов Г.Г., Егоров В.Н. Способность морских экосистем к удалению радиоактивных и химических загрязнений из фотического слоя. — Вестн. АН УССР, 1981, № 2, с. 73—81.
11. Прокофьев А.К. Химические формы ртути, кадмия и свинца в природных и водных средах. — Успехи химии, 1981, т. 1, № 1, с. 14—29.
12. Ткаченко В.Н., Мортана С.В., Луканина Е.В. Методика проведения токсикологических опытов и некоторые результаты действия металлов на морские одноклеточные водоросли. — Тр. ВНИИ морского рыб. хоз-ва и океанографии, 1974, с. 100.
13. Цыбань А.В., Шабд Л.М., Хесина А.Я. и др. Циркуляция и биodeградация канцерогенного углеводорода бенз (а) пирена в морской воде. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 6, с. 1490—1493.
14. An assessment of mercury in the environment. Wash. (D.C.): Nat. Acad. of Sci., 1978. 426 p.
15. Assessment of the pollution of the national resources of the Baltic sea/Ed. T. Melvasalo et al. — Baltic sea Environ. Proc., 1981, N 5B.
16. Berland B.R., Bonin D.J., Kapkov V.I. et al. Action toxique de quatre metaux sur la croissance d'algues unicellulaires marines. — C.r. Acad. sci. D, 1976, vol. 282, p. 633—636.
17. Bernhard M., Zattera A. Major pollution in marine environment. — In: Marine pollution and waste disposal. Oxford; New York: Pergamon press, p. 195—300.
18. Bidleman T., Olney C., Rice C. High molecular weight chlorinated hydrocarbons in the air and sea: Rates and mechanisms of airsea transfer.—In: Marine pollution transfer/Ed. M. Z. Windom, R.A. Duce. Lexington (Mass.), 1976, ch. 13, p. 323—352.
19. Boyle B.A., Scater E., Edmont I. On the marine geochemistry of cadmium. — Nature, 1976, p. 42—44.
20. Broecker W.S., Li Y.H., Peny T.H. Carbon dioxide. — In: Man's unseen artifact, 1971, p. 287—324.
21. Bryan G.W. The effects of heavy metals on marine and estuarine organisms. — Proc. Roy. Soc. London B, 1971, vol. 177, N 1048.
22. Buat-Menard P., Chesselet R. Variable influence on the atmosphere flux on the trace

- metals chemistry of ocean suspended matters. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 42, p. 339.
23. *Davis A.G.* Pollution studies with marine plankton. II. Heavy metals. — *Adv. Mar. Biol.*, 1978, vol. 15, p. 381–508.
 24. *Duce R.A., Hoffman G.L.* Atmospheric vanadium transports to the ocean. — *Atmos. Environ.*, 1976, vol. 10, p. 1989–1996.
 25. *Duce R.A.* Sea/air exchange of pollution and natural substances: the SEAREX Programme. — In: Special environmental report N 14, WMO-N 549, 1980, p. 235–342.
 26. *Duce R.A., Unni C.K., Ray B.J.* et al. Longrange atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal variability. — *Science*, 1980, vol. 209, p. 1522–1524.
 27. *Elder D.L., Fowler S.W.* Polychlorinated biphenils: Penetration into the deep ocean by zooplankton fecal pellets transport. — *Science*, 1977, vol. 197, p. 459–461.
 28. *Fowler S.W.* Trace elements in zooplankton particulate products. — *Nature*, 1977, vol. 269, p. 51–53.
 29. GESAMP, 1982. Report and studies N 15: The review of the health of the Oceans.
 30. *Giam C.S., Chan H.S., Neff G.S., Atlas E.L.* Phtalate ester plasticizers: A new class of marine pollutant. — *Science*, 1978, vol. 199, p. 419–421.
 31. *Goldberg E.D.* Chemical invasion of ocean by man. — McGraw-Hill Yearb. Sci. and Technol., 1970.
 32. *Hester N.E., Skephens E.R., Taylor O.C.* Fluorocarbons in the Los Angeles basin. — *J. Air Pollut. Contr. Assoc.*, 1974, vol. 24, N 6, p. 591–595.
 33. *Honjo S.* Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. — *J. Mar. Res.*, 1980, vol. 38, p. 53–97.
 34. *Hovmand M.M.* Atmospheric heavy metal deposition on land and sea. ICES C.M., 1979/E: 19.
 35. ICES. Petroleum hydrocarbons in the marine environment. — *Rapp. et proc.-verb. réün. Cons. perm. intern. explor. mer.*, 1977, vol. 171.
 36. *Kadowaki S.* Silikon and aluminium in urban aerosols for characterization of atmospheric soil particles in the Naoya area. — *Environ. Sci. and Technol.*, 1979, vol. 13, N 9, p. 1130–1133.
 37. *Paul D., Komar, Morse A., Lawrence P./Small and Scott W. Fowler.* An analysis of sinking rates of natural copepod and euphasiid fecal pellets. — *Limnol. and Oceanogr.*, 1981, vol. 26, N 1, p. 172–180.
 38. Report of the WMO air pollution measurement technical conference (APOMET) hold in Geothenburg, 11–15 October 1976. Geothenburg: WMO, 1976.
 39. *Su C.W., Goldberg E.D.* Chlorophluorocarbons in the atmosphere. — *Nature*, 1973, vol. 245, N 5419, p. 27.
 40. *Tsiban A.V.* Bacterioneuston and problem of degradation in surface films of organic substances released into the sea. — *Progr. Water Technol.*, 1975, vol. 7, N 3/4, p. 792–799.
 41. *Tsiban A.V.* Scientific approaches to biological monitoring of the Baltic sea. — *Rapp. et proc.-verb. réün. Cons. perm. intern. explor. mer.*, 1980, vol. 179, p. 228–236.
 42. *Waldichuk M.* Global marine pollution: An overreview. P.: UNESCO, 1977. 20 p.
 43. *Weiss H.V., Koide M., Goldberg F.D.* Selenium and sulphur in Greenland in sheet: Relation to fossil fuel combustion. — *Science*, 1971, vol. 172, p. 261–263.
 44. *Weiss H.V., Bertine K., Koide M., Goldberg E.D.* The chemical composition of a Greenland glacier. — *Science*, 1971, vol. 172, N 261, p. 1–10.
 45. *Whittaker R.H., Liknes G.* The primary production of the biosphere. — *Hum. Ecol.*, 1973, vol. 1.
 46. *Zobell C.E.* Microbial degradation of oil: present status, problems and perspectives. — In: The microbial degradation of oil pollutants. Workshop held at Georgia state University, Atlante, Dec. 1972/Ed. by G. Adhearn, S. Meyers. Atlante, 1973, p. 3–17.

БИОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ МИРОВОГО ОКЕАНА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Значение биологических ресурсов Мирового океана как источника пищи человека, источника технологического сырья хорошо известно.

За последние десятилетия значение продуктов питания, получаемых из водной среды, включая пресноводные водоемы, заметно возросло, и в настоящее время доля рыбы в мировом потреблении белка составляет 6%, а белка животного происхождения — 24%. Для многих развивающихся стран рыба и другие гидробионты составляют 30–50% потребляемого животного белка. В перспективе значение морских и пресноводных биологических ресурсов должно еще более возрасти.

В то же время обращает на себя внимание тот факт, что современная рыбопродуктивность (урожайность) Мирового океана сравнительно невысока. Действительно, с 361 млн. км² акватории Мирового океана и около 2,5 млн. км² внутренних водоемов сегодня снимается "урожай" в объеме около 75 млн. т в год. Эта в общем немалая цифра составляет, однако, лишь немногим более 1% общего объема всех продуктов питания, потребляемых человечеством [1]. Основную часть всего продовольствия (около 99%) человечество получает за счет многоотраслевого сельскохозяйственного производства, использующего для растениеводства и животноводства 4,4 млрд. га, т.е. около 30% мировой площади суши.

Таким образом, в результате сельскохозяйственного производства на 12% общей площади поверхности земного шара сегодня удается получить 99% всего продовольствия.

В то же время современное рыбное хозяйство в морях и океанах пока носит ярко выраженный экстенсивный характер, и современное рыболовство, по сути дела напоминающее традиционную охоту и осуществляемое на громадных акваториях, несмотря на применение современных технических средств, обеспечивает всего лишь 1% общего объема производства продовольствия.

Естественно, что все чаще взоры многих стран обращаются к Мировому океану как к источнику белковых продуктов. Что дает и что может дать океан как источник пищевого белка?

По прогнозам ООН, численность населения Земли к 2000 г. превысит 6,0 млрд. человек. К 2000 г. 95% прироста дадут развивающиеся страны, где численность населения удвоится. Предполагается, что численность населения Африки увеличится более чем вдвое, Латинской Америки почти вдвое и Азии и Океании — на 60%. В результате доля жителей развивающихся стран в общей численности населения всей Земли поднимется до 80%.

Если исходить из фактического среднего годового потребления рыбы и других объектов промысла на душу населения в настоящее время (18–20 кг), то потребность в объеме общего вылова к 2000 г. составит не менее 120–130 млн. т. Известно, однако, что современный уровень годового вылова на душу населения далеко не удовлетворяет потребности большинства государств, как, впрочем, и не отражает в полной мере потенциальных возможностей Мирового океана. Поэтому следует считать, что к концу столетия мировой вылов должен быть по меньшей мере удвоен.

В нашей стране в комплексе мер по дальнейшему подъему уровня жизни советских людей, предусмотренных в решениях XXVI съезда КПСС, первоочередное значение отводится улучшению снабжения их продуктами питания. Как указывал К. Маркс, "производство продуктов питания является самым первым условием жизни непосредственных производителей и всякого производства вообще..."¹.

Принятая майским (1982 г.) Пленумом ЦК КПСС Продовольственная программа СССР до 1990 г., которая была разработана в соответствии с решениями XXVI съезда партии, является важнейшей составной частью экономической стратегии партии на нынешнее десятилетие. Используя возросший экономический и научно-технический потенциал, партия поставила крупномасштабную экономическую и социально-политическую задачу — в сжатые сроки надежно обеспечить население страны всеми видами продовольствия, существенно улучшить структуру питания советских людей. В решении задачи подъема уровня жизни народа и более полного удовлетворения материальных потребностей советских людей значительную роль играет рыбное хозяйство СССР — важная отрасль народного хозяйства, обеспечивающая производство продуктов питания, отличающихся высокими питательными и вкусовыми свойствами и являющихся существенным источником белкового питания населения нашей страны.

Сегодня в мясо-рыбном балансе страны рыбная продукция составляет четвертую часть. В 58 отраслях народного хозяйства используется различная продукция рыбной отрасли. Крупномасштабное животноводство, птицеводство и пушное звероводство страны активно используют рыбную продукцию кормового назначения. Производство пищевой рыбной продукции имеет высокую народнохозяйственную эффективность. Затраты государства на производство 1 кг белка рыбных продуктов почти в три раза ниже, чем для производства 1 кг белка мясных продуктов. Удельная фондоемкость рыбопродукции значительно ниже, чем мяса.

Большое значение имеет продукция рыбной отрасли для производства медицинских препаратов, в парфюмерной и микробиологической промышленности.

В нашей стране особое внимание уделяется развитию животноводства. Поэтому выработка во все возрастающих объемах кормовой рыбной муки, являющейся ценным компонентом в концентрированных кормах, приобретает особо важное значение. Добавление в рацион сельскохозяйственных животных и птиц 3–5% рыбной кормовой муки обеспечивает их потребность в животном белке и значительно повышает продуктивность скота и птицы. Производство кормовой рыбной муки в СССР осуществляется главным образом из отходов от разделки рыбы при изготовлении пищевой продукции и из непищевого прилова.

Быстрое развитие пушного звероводства в стране в значительной мере было обеспечено большими поставками кормов водного происхождения звероводческим фермам.

Из морских водорослей, произрастающих у берегов СССР, получают разнообразные продукты, широко используемые в химической, медицинской, пищевой и других отраслях промышленности.

Однако основной задачей рыбной отрасли является производство в необходимых объемах широкого ассортимента пищевой продукции.

Потребление рыбы и рыбных продуктов на душу населения в нашей стране составляло (кг) :

¹ Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 25, ч. II, с. 184–185.

1950 г.	-7
1965 г.	-12,6
1970 г.	-15,4
1975 г.	-16,8
1980 г.	-17,6

В качестве главного направления развития рыбной отрасли определено увеличение производства пищевой рыбной продукции до объемов, обеспечивающих, начиная с 1984 г., потребление ее на душу населения страны на уровне установленной Институтом питания АМН СССР рациональной нормы — 18,2 кг, а также дальнейшее повышение качества и расширение ассортимента этой продукции [4].

— Каково же общее состояние и тенденции использования биоресурсов Мирового океана?

— Каковы пути создания в нем рационального рыбного хозяйства?

— Какие необходимы для этого меры в плане международного сотрудничества?

Очень важное значение для дальнейшего развития мирового рыболовства имеет принятие 30 апреля 1982 г., после 8 лет сложнейших переговоров, на III конференции ООН по морскому праву новой Конвенции по морскому праву, охватывающей все аспекты использования ресурсов и акватории морей и океанов.

В ходе работы этой конференции были коренным образом пересмотрены важнейшие нормы и принципы международного права, относящиеся к использованию биологических ресурсов Мирового океана. В результате из сферы действия одного из принципов свободы открытого моря — свободы рыболовства — изъяты морские пространства шириной в 200 миль, прилегающие к побережью государств, т.е. 38% площади всей акватории морей и океанов. Это обстоятельство является главным в происшедших изменениях в мировом рыболовстве. Теперь лов рыбы в 200-мильных экономических зонах прибрежных стран судами других государств может осуществляться лишь с согласия прибрежного государства и на определенных условиях, им устанавливаемых.

В XIX в. общий объем годового вылова всех объектов водного промысла (без китов) был невелик (табл. 1).

Промышленное рыболовство в начале нашего века начало развиваться в северных частях Атлантического и Тихого океанов. В период между первой и второй мировыми войнами мировое рыболовство значительно расширило свои границы. Были освоены районы Баренцева моря, воды близ Исландии и Северо-Западной Африки. Возникает промысел тунца. Развивается лов тихоокеанской сардины у берегов Японии, СССР и США. В послевоенный период промысел охватывает почти все известные к тому времени продуктивные районы Мирового океана.

Мировой улов рыбы, беспозвоночных и водорослей составил в 1980 г. 75,5 млн. т, что в 3,6 раза больше, чем в предвоенном 1938 г. Такие высокие темпы роста мирового улова явились следствием развития активного рыболовства в морях и океанах. Довоенный уровень мирового рыболовства восстановило в 1950 г. В первое десятилетие после этого рубежа (1951—1960 гг.) среднегодовой мировой улов составил 30,28 млн. т. В следующее десятилетие (1961—1970 гг.) среднегодовой улов увеличился и составил 55,61 млн. т. Это было поистине "золотое десятилетие" мирового рыболовства, в котором на основе широких океанографических и морских биологических исследований последовательно осваивались

Таблица 1

Мировой улов всех объектов (без китов)

Год	Вылов водных объектов, млн. т	Год	Вылов водных объектов, млн. т
1800	1,2	1971	68,2
1850	2,0	1972	64,3
1900	4,0	1973	65,0
1913	9,5	1974	69,1
1930	10,0	1975	68,8
1938	21,0	1976	72,2
1950	21,1	1977	72,0
1955	28,9	1978	73,6
1960	40,0	1979	74,5
1965	53,2	1980	75,5
1970	67,2		

новые промысловые районы с богатой сырьевой базой. Высокая численность многих традиционных объектов позволяла развивать крупномасштабный высокорентабельный их промысел. В указанное десятилетие стремительно развивались промысловое судостроение и техника промышленного рыболовства.

В последнее десятилетие (1971—1980 гг.) среднегодовой мировой улов составил 70,32 млн. т. По данным мировой статистики, в 70-е годы темпы роста вылова рыбы и других объектов были ниже темпов роста мирового населения, что привело к снижению потребления рыбы на душу населения. Представляет интерес сравнение темпов увеличения среднегодового улова за три десятилетия по СССР и в целом по мировому рыболовству (%):

Годы	Мировое рыболовство	Рыболовство СССР
1951—1960	100	100
1961—1970	183	210
1971—1980	232	371

Уменьшение темпов роста мирового улова в последнее десятилетие по сравнению с предыдущим объясняют обычно последствиями повсеместного введения 200-мильных зон. Однако это не так. Если в пятилетии 1971—1975 гг. (до введения 200-мильных зон) среднегодовой вылов составил 67,07 млн. т, то в следующем пятилетии 1976—1980 гг. он увеличился до 73,56 (на 9%).

На наш взгляд, здесь уместно другое объяснение. Высокие темпы развития материально-технической базы мирового промышленного рыболовства, имевшие место в 1961—1970 гг., продолжались и в следующее десятилетие. В частности, продолжалось развитие промыслового судостроения и создание современного добывающего флота. Приведем данные Ллойда по изменению состава и тоннажа рыболовного флота:

Год	1970 г.	1975 г.	1980 г.
Количество добывающих судов свыше 100 бр. рег. т:			
ед.	13881	18217	19609
%	100,0	131,2	141,2
Тоннаж суммарный:			
т	6051383	7830244	8891271
%	100,0	129,3	146,9
Средний, т	435	429	453

Быстро увеличивающийся рыболовный флот и развитие рефрижераторной техники позволили некоторым странам начать освоение отдаленных районов, в том числе районов открытого океана. Кроме того, вторая половина 70-х годов характеризовалась высоким уровнем численности некоторых пелагических видов рыб, что не могло не отразиться на результатах мирового рыболовства в этот период. Уменьшение же темпов роста мировых уловов в первой половине 70-х годов можно объяснить сокращением запасов некоторых традиционных объектов промысла.

Начиная с 1976 г., когда мировой улов превысил величину 70 млн. т, происходит его стабилизация на уровне 72–75 млн. т. Однако за этой более или менее стабильной величиной кроется сложный процесс изменений в видовом составе уловов, роли отдельных рыболовных стран и групп стран, общего или частичного перехода на промысел объектов более низкого трофического уровня и т.д. За хитросплетением факторов, влияющих на величину мирового улова, все же усматриваются некоторые константы, основанные на общих закономерностях.

Во-первых, обращает на себя внимание сравнительное постоянство в соотношении между выловом в морских и пресноводных водоемах (табл. 2). Вылов в пресноводных водоемах за последнее десятилетие медленно увеличивался. Рыбное хозяйство здесь сталкивается с негативным воздействием зарегулирования рек, разбора пресной воды на орошение и промышленные нужды, мелиорации земель, интенсивного химического загрязнения.

С другой стороны, увеличение продукции от пресноводной аквакультуры во многих случаях компенсирует упомянутые выше потери. Довольно постоянное соотношение наблюдается между уловом рыбы и беспозвоночных в морских водах, а также добычей водорослей (табл. 3). Промысел морских млекопитающих, достигавший в довоенные годы 3 млн. т и еще в 1958 г. дававший 2,7 млн. т, в значительной мере потерял свое значение. В настоящее время промысел морских млекопитающих очень строго регламентируется, а на многие виды вообще запрещен. По оценке ФАО, жесткое регулирование промысла морских млекопитающих заметно улучшило, за исключением гренландского кита, общее положение с их запасами за последнее десятилетие. Наиболее истощенные запасы хорошо защищены, и в большинстве случаев можно считать, что они начали восстанавливаться, хотя у некоторых видов темп восстановления довольно низкий, и еще потребуются много лет, прежде чем они полностью восстановятся. Там, где промысел (целенаправленный или случайный) продолжается, он находится на уровне продукции стада.

Начиная с довоенных и вплоть до конца 50-х годов, первое место по объему вылова занимал Атлантический океан. В последующие годы в связи с развитием промысла в северо-западной, северо-восточной, а также в юго-восточной частях Тихого океана на первое место выходит Тихий океан. С середины 70-х годов практически постоянно осталось соотношение между величиной вылова в отдельных океанах (табл. 4). Доста-

Таблица 2

Структура мирового и советского улова (рыбы, беспозвоночные, водоросли), тыс. т

Год	Мировой улов				
	Всего	Морские воды	%	Внутренние водоемы	%
1900	7000	...*
1913	9500
1930
1938	21000	18800	89,5	2200	10,5
1950	21100	18600	88,2	2500	11,8
1955	28900	25100	86,9	3800	13,1
1960	40000	34100	85,2	5900	14,8
1965	53210	45630	85,8	7580	14,2
1970	67216	61127	90,9	6089	9,1
1971	68179	61797	90,6	6382	9,4
1972	64306	57754	89,8	6552	10,2
1973	64992	58203	89,6	6789	10,4
1974	69052	62196	90,0	6856	10,0
1975	68839	61633	89,5	7206	10,5
1976	72224	65105	90,1	7119	9,9
1977	71974	64600	89,8	7374	10,2
1978	73626	66520	90,3	7106	9,7
1979	74488	67131	90,1	7357	9,9
1980	75508	67886	89,9	7622	10,1

*Точки (...) — следы.

точно сравнить цифры за 1970—1971 гг. и 1978—1980 гг. Обращают на себя внимание исключительно низкие показатели по Индийскому океану, который является одним из наименее изученных. За исключением отдельных прибрежных районов, биологический потенциал Индийского океана до сих пор является предметом дискуссий. Рыбохозяйственное использование Индийского океана настолько незначительно, что естественная смертность живых ресурсов преобладает в нем над промысловым изъятием. Незначительная изученность Индийского океана привела к довольно распространенному мнению о низкой его биологической продуктивности. В то же время медленные темпы развития рыболовства в Индийском океане в значительной мере объясняются ограниченными экономическими и техническими возможностями прибрежных стран. Широкое развитие рыболовства здесь, очевидно, приведет к изменению роли Индийского океана в размещении мирового рыболовства.

Размещение мирового рыболовства и рыболовства СССР по отдельным районам Мирового океана за последние 10—15 лет претерпело существенные изменения (табл. 5). Если вылов в Атлантическом океане в целом с 1970 г. по 1980 г. увеличился на 2,3 млн. т, то в Северо-Западной, Юго-Восточной и Центрально-Восточной Атлантике он, наоборот, уменьшился. Начавшийся в последнее десятилетие промысел в Южном океане осуществляется в основном в Атлантическом секторе антарктических вод.

В Индийском океане вылов в 1980 г. составил 148% по сравнению с

	Улов СССР				
	Всего	Морские воды	%	Внутренние водоемы	%
	750
	1050	450	43,9	600	57,1
	1280	680	53,1	600	46,9
	1520	1120	73,7	400	26,3
	1630	1130	69,3	500	30,7
	2495	1695	67,9	800	32,1
	3050	2450	80,3	600	19,7
	5100	4273	83,8	827	16,2
	7252	6399	88,2	853	11,8
	7337	6402	87,3	935	12,7
	7757	6887	88,8	870	11,2
	8619	7769	90,1	850	9,9
	9257	8484	91,6	773	8,4
	9975	9031	90,5	944	9,5
	10134	9364	92,4	770	7,6
	9352	8577	91,7	775	8,3
	8930	8197	91,8	733	8,2
	9133	8325	91,2	808	8,8
	9432	8679	92,0	753	8,0

1970 г. При этом вылов в восточной части океана увеличился вдвое.

За десятилетие (1970—1980 гг.) вылов в Тихом океане вырос на 5 млн. т. В северо-западной части Тихого океана он увеличился на 9 млн. т, в центрально-западной части — более чем на 1,5 млн. т и в центрально-восточной части почти на 2 млн. т. За этот же период уловы в юго-восточной части Тихого океана уменьшились более чем на 7 млн. т (за счет уменьшения уловов перуанского анчоуса).

Следует отметить наиболее характерную особенность в географическом размещении мирового рыболовства, состоящую в том, что традиционные районы промысла, обеспечивающие высокие уловы, располагались главным образом в холодных и умеренных водах северного полушария (табл. 6). Долгое время, до середины 50-х годов, северная зона по общему объему вылова занимала господствующее положение (1955 г. — 78%). По мере развития рыболовства в Центрально-Восточной и Юго-Восточной Атлантике, а также в юго-восточной части Тихого океана доля северной зоны уменьшилась. Однако она и сегодня дает более половины мирового улова (1980 г. — 56%).

Как и на суше, продуктивные площади в океане распределены неравномерно.

Одним из важнейших факторов биологической продуктивности является динамика вод и в первую очередь циркуляция вод океана. Каждая крупная система течений — Гольфстрима, Куроисио, Западных ветров, Перуан-

Таблица 3

Структура мирового улова в морских водах

Год	Мировой улов в морских водах, тыс. т	В том числе					
		рыбы		беспозвоночные		водоросли	
		тыс. т	%	тыс. т	%	тыс. т	%
1938	18800	16463	87,6	1817	9,7	520	2,7
1950	18600	16342	87,9	1968	10,6	290	1,5
1955	25100	21626	86,2	2954	11,8	520	2,0
1960	34100	29926	87,8	3484	10,2	690	2,0
1965	45600	40660	89,1	4320	9,5	620	1,4
1970	61127	54466	89,1	5029	8,2	1632	2,7
1971	61797	54744	88,6	5084	8,2	1969	3,2
1972	57753	50254	87,0	5376	9,3	2123	3,7
1973	58203	49940	85,8	6096	10,5	2167	3,7
1974	62196	53611	86,2	6130	9,9	2455	3,9
1975	61633	52656	85,4	6515	10,6	2462	4,0
1976	65105	55847	85,8	6788	10,4	2470	3,8
1977	64600	54146	83,8	7397	11,5	3057	4,7
1978	66520	55745	83,8	7587	11,4	3188	4,8
1979	67131	56026	83,5	7885	11,7	3220	4,8
1980	67886	56295	82,9	8282	12,2	3309	4,9

Таблица 4

Размещение мирового улова морских объектов промысла

Годы	Мировой улов в океанах и морях			
	Всего		Атлантический океан	
	тыс. т	%	тыс. т	%
1938	18800	100,0	9300	49,5
1950	18600	100,0	10800	58,1
1955	25100	100,0	13350	53,2
1960	34100	100,0	15300	44,9
1965	45600	100,0	18800	41,4
1970	61127	100,0	23180	37,9
1971	61797	100,0	23713	38,4
1972	57753	100,0	24652	42,7
1973	58203	100,0	25769	44,3
1974	62196	100,0	26008	41,8
1975	61633	100,0	25826	41,9
1976	65105	100,0	26887	41,3
1977	64600	100,0	26066	40,3
1978	66520	100,0	25803	38,8
1979	67131	100,0	25098	37,4
1980	67886	100,0	25318	37,3

ского и других — выделяется особым характером биопродуктивных связей и присущим ей составом и распределением промысловых организмов. Наиболее продуктивными в удалении от берегов оказываются фронтальные зоны, где соприкасаются воды разного происхождения и свойств и где организмы легче выбирают наиболее благоприятные условия для обитания, воспроизводства и концентрации. Исследования показывают, что для продуктивности важны не только течения, обуславливающие прямой перенос вод, меандры, затоки теплых и холодных вод, отрывы последних от основного потока, но и круговые течения, позволяющие организмам сохраняться на разных стадиях своего развития в необходимых условиях длительное время.

Весь Мировой океан по своим биопродукционным характеристикам может быть разделен на пять типов областей.

1. Очень высокопродуктивные; они занимают всего 1% площади Мирового океана, в них создается 7% ежегодной продукции фитопланктона, ведется интенсивный промысел. Это часть прибрежных зон океана в наиболее благоприятных климатических поясах, зоны прибрежного подъема вод (апвеллинга) в Атлантическом и Тихом океанах, некоторые фронтальные зоны, например, у Ньюфаундленда, и др.

2. Высокопродуктивные; занимают 9—10% площади океана; характеризуются созданием 26% продукции фитопланктона, являются областями сосредоточения основных районов рыболовства. Сюда входят богатые шельфовые моря (Северное, Баренцево) и шельфовые зоны более глубоководных морей (моря Дальнего Востока и др.), некоторые океанические шельфы в субполярных, умеренных и тропических зонах, фронтальные зоны открытого океана.

Мировой улов в океанах и морях

Индийский океан		Тихий океан		Антарктическая часть Мирового океана	
тыс. т	%	тыс. т	%	тыс. т	%
1200	6,0	8300	44,1	—	—
1300	7,0	6500	34,9	—	—
1380	5,5	10370	41,3	—	—
1900	5,5	16900	49,6	—	—
1900	4,2	24820	54,4	—	—
2517	4,1	34998	57,3	432	0,7
2633	4,3	35204	57,0	247	0,3
2511	4,3	30475	52,8	115	0,2
2839	4,9	29581	50,8	13	+
3161	5,1	32899	52,9	128	0,2
3061	5,0	32681	53,0	65	0,1
3089	4,7	35069	53,9	60	0,1
3412	5,3	34731	53,8	391	0,6
3405	5,1	36911	55,5	401	0,6
3375	5,0	38136	56,8	522	0,8
3594	5,3	38445	56,6	529	0,8

Таблица 5

Удельный вес уловов СССР в мировых уловах

Район рыболовства	1965 г.			1970 г.	
	Мировой улов	СССР	Уд. вес СССР в мировом улове	Мировой улов	СССР
Улов всего	53660,0	5099,9	9,5	67216,2	7252,2
Внутренние водоемы	6940,0	826,4	11,9	6087,8	853,4
Атлантический океан	19880,0	2646,7	13,3	23315,2	4136,4
Северо-Западная Атлантика	3760,0	886,5	23,6	4146,7	811,5
Северо-Восточная Атлантика	9620,0	1048,0	10,9	10600,6	1566,7
Центрально-Западная Атлантика	1610,0	17,3	1,1	1417,0	—
Центрально-Восточная Атлантика	1200,0	82,4	6,9	2471,5	612,5
Средиземное и Черное моря	990,0	251,8	25,4	1147,3	302,5
Юго-Западная Атлантика	520,0	—	—	663,9	9,7
Юго-Восточная Атлантика	2180,0	360,7	16,5	2457,2	422,6
Антарктическая часть Атлантики	—	—	—	411,0	410,9
Индийский океан	2000,0	36,1	1,8	2534,7	47,0
Западная часть Индийского океана	1240,0	36,1	2,9	1701,3	26,0
Восточная часть Индийского океана	700,0	—	—	812,4	—
Антарктическая часть Индийского океана	—	—	—	21,0	21,0
Тихий океан	24840,0	1590,7	6,4	33645,1	2215,4
Северо-Западная часть Тихого океана	12200,0	1114,6	9,1	12103,4	1447,6
Северо-Восточная часть Тихого океана	1110,0	476,1	42,9	2643,5	747,6
Центрально-Западная часть Тихого океана	2500,0	—	—	4140,8	—
Центрально-Восточная часть Тихого океана	600,0	—	—	867,4	20,2
Юго-Западная часть Тихого океана	160,0	—	—	143,5	—
Юго-Восточная часть Тихого океана	8270,0	—	—	13746,5	—
Антарктическая часть	—	—	—	—	—

3. Среднепродуктивные; занимают 25% площади океана; в них образуется до 35% продукции фитопланктона; рыболовство осуществляется периодически, приурочиваясь к участкам повышенной динамичности вод. Примером могут служить центральные районы Северной Атлантики, район Западно-Индийского хребта.

4. Малопродуктивные; 25% площади океана, 18% ежегодной продук-

1970 г. *	1975 г.			1980 г.		
	Уд. вес СССР в мировом улове	Мировой улов	СССР	Уд. вес СССР в мировом улове	Мировой улов	СССР
10,8	68838,8	9974,5	14,5	75507,5	9432,3	12,5
14,0	7205,8	944,0	13,1	7621,9	753,1	9,9
17,7	25864,7	5626,4	21,7	25688,7	4637,6	18,1
19,6	3806,3	1166,9	30,7	2865,0	108,3	3,8
14,8	12247,0	2406,3	19,6	12017,0	1988,7	16,5
—	1548,1	69,1	4,5	1790,5	—	—
24,8	3520,7	1165,7	33,1	3468,9	942,3	27,2
26,4	1294,1	349,8	27,0	1656,5	403,7	24,4
1,5	838,4	8,7	1,0	1335,1	27,7	2,1
17,2	2570,9	420,7	16,4	2184,9	825,2	37,8
99,98	39,2	39,2	100,0	370,8	341,7	92,2
1,8	3087,6	37,1	1,2	3752,3	158,6	4,2
1,5	1990,7	12,1	0,6	2090,3	36,8	1,8
—	1070,8	—	—	1504,0	0,4	0,03
100,0	26,1	25,0	95,8	158,0	121,4	76,8
6,6	32680,7	3367,0	10,3	38444,6	3883,0	10,1
12,0	19122,4	2719,0	14,2	21376,4	3198,2	15,0
28,3	2246,2	572,6	25,5	1954,2	59,2	3,0
—	5160,9	—	—	5821,4	3,6	0,1
2,3	1466,9	30,6	2,1	2623,7	—	—
—	273,4	44,8	16,4	369,9	69,6	18,8
—	4410,9	—	—	6299,0	552,4	8,8
—	—	—	—	—	—	—

ции фитопланктона; рыболовство развито слабо. Это, как правило, удаленные районы открытого океана, часть полярных районов.

5. Наиболее малопродуктивные области; до 40% площади океана, 14% продукции фитопланктона, рыболовства нет или ведется в крайне ограниченных размерах. Они охватывают обширные центральные области всех океанов, Арктику, приантарктические воды.

Таблица 6

Распределение мирового улова рыбы и нерыбных объектов (тыс. т) в морских водах по географическим зонам

Год	Улов всего	Уд. вес, %	Северная зона	Уд. вес, %	Тропиче- ская зона	Уд. вес, %	Южная зона	Уд. вес, %
1938	18800	100,0	15500	82,5	2900	15,4	400	2,1
1950	18600	100,0	14600	78,5	3400	18,3	600	3,2
1955	25100	100,0	19700	78,5	3600	14,3	1800	7,2
1960	34100	100,0	22800	66,9	5700	16,7	5600	16,4
1965	45600	100,0	26700	58,6	7800	17,1	11100	24,3
1970	61127	100,0	30862	50,5	12719	20,8	17546	28,7
1971	61797	100,0	32264	52,2	13824	22,4	15708	25,4
1972	57753	100,0	33783	58,5	14203	24,6	9767	16,9
1973	58203	100,0	35532	61,0	15157	26,0	7512	13,0
1974	62196	100,0	36724	59,1	15947	25,6	9525	15,3
1975	61633	100,0	37422	60,7	16052	26,0	8159	13,3
1976	65105	100,0	38662	59,4	16617	25,5	9826	15,1
1977	64600	100,0	38191	59,1	17684	27,4	8725	13,5
1978	66520	100,0	37562	56,5	18002	27,1	10956	16,4
1979	67131	100,0	37728	56,2	17510	26,1	11893	17,7
1980	67886	100,0	38212	56,3	18955	27,9	10718	15,8

Из этих характеристик следует, что чем выше продуктивность вод, тем меньше их площадь в океане. Лишь 35% всей акватории океана наиболее благоприятны по своей биологической продуктивности и в том числе 10% относятся к повышено продуктивным. Причем в их пределах встречаются участки с разным уровнем продуктивности — от самого высокого до самого низкого. В последнее время появляется все больше материалов, свидетельствующих о том, что и в малопродуктивных областях океана могут создаваться условия, где есть промысловые объекты и возможен промысел. Это, по-видимому, оказывается следствием особых океанологических условий, создающих местный подъем вод, который приводит к вспышке развития фитопланктона и других организмов.

Биологические ресурсы Мирового океана неравномерно используются разными странами. Но и в этой неравномерности есть свои особенности. В последний период вылов трех стран за год превышает 5 млн. т — это Япония, СССР и КНР. Далее места по улову распределяются, по данным ФАО, в следующем порядке — США, Чили, Перу, Норвегия, Индия, Южная Корея, Дания (табл. 7). Вылов рыбы и других объектов промысла перечисленных десяти стран составляет около 60% мирового улова (1980 г.).

В настоящее время из 123 государств мира, имеющих выход к морю и осуществляющих в тех или иных масштабах промышленное рыболовство, 64 государства имеют годовой вылов более 100 тыс. т каждое.

По данным ФАО, в 1980 г. на долю социалистических стран приходилось 25,4% от общего мирового улова рыбы и нерыбных объектов промысла, на долю развитых капиталистических стран 37,7%, уловы развивающихся стран составили 36,9%.

С 1976 по 1980 г. мировой улов возрос на 4,5%. В 1980 г., против 1976 г., социалистические страны снизили свою долю в общем мировом вылове на 1,2%, развитые капиталистические страны — на 1,1%, в этот же период

Таблица 7

Улов стран, занимающих первые 10 мест в 1975—1980 гг., млн. т

Страна	1975 г.	1976 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.
Япония	10,5	10,7	10,8	10,8	10,6	11,1
СССР	10,0	10,1	9,3	8,9	9,1	9,4
КНР	5,2	5,2	5,8	5,9	5,6	5,8
США	3,0	3,2	3,1	3,6	3,7	3,8
Чили	0,9	1,4	1,3	1,9	2,7	2,9
Перу	3,4	4,3	2,5	3,5	3,68	2,7
Норвегия	2,5	3,4	3,5	2,7	2,8	2,5
Индия	2,3	2,2	2,3	2,3	2,3	2,4
Южная Корея	2,1	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
Дания	1,8	1,9	1,8	1,7	1,7	2,0

доля развивающихся стран возросла на 2,3%. В 1980 г. уровень рыболовства в группе социалистических стран в основном определяли уловы стран-членов СЭВ, на долю которых приходилось 62,2% от общего вылова по группе. При этом определяющую роль в уловах этой группы играло рыболовство СССР, уловы которого в среднегодовых уловах СЭВ составили за пятилетие 79,2%. Уловы стран СЭВ за 1976—1980 гг. имели тенденцию к уменьшению. Снизил свой вылов ПНР, ГДР, Куба. Китай в 1980 г. увеличил свой улов по сравнению с 1976 г. на 10,7%. КНДР ежегодно увеличивала свои уловы и имела наиболее стабильные среднегодовые темпы прироста уловов среди всех социалистических стран.

В 1976—1980 гг. уровень рыболовства в группе развитых капиталистических стран определяли в основном Япония, США, Норвегия, Канада, Испания, суммарный вылов которых составил 68,4% от общего среднегодового улова по группе за пятилетие. На долю стран ЕЭС приходилось 17,8%. Уловы стран ЕЭС в течение исследуемого периода имели тенденцию к снижению, при этом наиболее значительно уменьшили свой вылов ФРГ (на 34,7%), Великобритания (на 22,2%). Уловы Норвегии в 1980 г. были в 1,2 раза ниже величины ее среднегодовых уловов за пятилетие и в 1,4 раза меньше уровня 1976 г. Уловы Испании в этот период снизились соответственно в 1,1 и 1,2 раза. В то же время США и Канада ежегодно увеличивали свой вылов. Рыболовство Японии имело тенденцию к росту, и ее вылов в 1980 г. превысил уровень 1976 г. на 4,2%.

В 1980 г. развивающиеся страны Азии выловили 50,5% от общего улова этих стран, доля стран Южной Америки составила 29,7%, вылов стран Африки составил 13,0%, доля стран Северной Америки — 6,4%, Австралии и Океании — 0,4%. Наиболее высокие уловы, более 2 млн. т, имели Индия и Южная Корея, входящие в десятку ведущих рыболовных стран мира. Среднегодовые уловы Индонезии, Таиланда и Филиппин превышали 1,5 млн. т, Бангладеш и Малайзии превышали 0,5 млн. т. Пакистан и Шри-Ланка имели среднегодовой вылов на уровне 0,2 млн. т. Уловы Малайзии в 1980 г. превысили уровень 1976 г. в 1,4 раза, в этот же период Индонезия увеличила свой вылов в 1,3 раза, приблизившись к уловам ведущих стран. Вылов Уругвая в 1980 г. увеличился против уровня 1976 г. в 3,5 раза, Эквадор и Чили удвоили свои уловы. Значительный рост уловов в этот же период дали Аргентина и Бразилия, вылов которых увеличился соответ-

ственно в 1,4 и 1,3 раза, уловы Венесуэлы возросли в 1,2 раза. В 1980 г. уловы Мексики превысили величину среднегодового вылова за пятилетие в 1,6 раза, а уровень 1976 г. — в 2,2 раза.

В 1976—1980 гг. среди африканских стран наиболее высокие темпы прироста уловов имели Уганда, Египет и Марокко, в то же время ведущие страны этой группы снизили свой вылов. Так, уловы Намибии в 1980 г. сократились против уровня 1976 г. почти втрое, Нигерии в 1,2 раза, уловы Сенегала росли весьма незначительно, снижение уловов происходило в Гане и Заире. Потери уловов Намибии были наиболее значительными. При общем снижении вылова развивающихся стран Африки на 563 тыс. т ее уловы сократились на 361 тыс. т.

В 1976—1980 гг. уловы Панамы и других северо-американских развивающихся стран также имели тенденцию к увеличению, при этом наиболее высокими темпами развивалось рыболовство Гренландии, уловы которой в 1980 г. возросли против уровня 1976 г. в 2,3 раза.

На чем же базируется в настоящее время весь мировой промысел? Какие изменения и перспективы видны в видовом составе?

Прежде всего следует сказать, что количество промышляемых видов значительно возросло за последние два десятилетия. Международная система сбора промысловой информации (СССР входит в эту систему) предусматривает передачу сведений с судов по почти 880 видам морских промысловых объектов. Такая внушительная цифра стала результатом больших усилий, в том числе и Советского Союза, по расширению географии промышленного рыболовства. Например, еще в 1965 г. считалось, что мраморная нототения так же редка, как латимерия (описана по 18 экземплярам и т.п.). Уже буквально через пять лет ее вылов превысил 100 тыс. т в год.

Хотя ихтиофауна Мирового океана насчитывает примерно 500 семейств, основная часть мирового улова (более 70%) в настоящее время, как и 20 лет назад, состоит из представителей десяти семейств (табл. 8).

Долгое время первое место в мировом улове принадлежало анчоусовым, вылов которых в 1970 г. достигал 14 523 тыс. т. Основную часть этой громадной величины давал перуанский анчоус. Однако совместное воздействие интенсивного промысла и неблагоприятных природных условий резко уменьшили его запасы. В 1980 г. в Тихом океане было добыто всего 1,9 млн. т анчоуса (шестое место среди промысловых видов Тихого океана).

Сельдевые (собственно сельди, сардины, сардинелла, тюлька, шпрот и др.) в настоящее время дают наибольший вылов в мировом рыболовстве — 12,9 млн. т. Наибольший улов сельдевых дает Тихий океан — 7,6 млн. т, где основными объектами являются иваси и чилийская сардина.

Заметное место в биоресурсах Мирового океана и, следовательно, в промысле всегда занимали тресковые (треска, минтай, хек, путассу и др.). В 1980 г. промысел тресковых занял второе место в мировом улове.

В Мировом океане в течение более 20 лет ежегодный улов ставридовых превышал 1 млн. т. Наибольшее количество ставридовых добывается в Атлантическом океане — 4,3 млн. т (третье место по океану). В последние годы, как известно, происходит быстрое увеличение вылова ставриды в юго-восточной части Тихого океана. Результаты исследований говорят о том, что ставрида является одним из главных перспективных видов открытых районов Мирового океана.

С 60-х годов в Мировом океане быстрыми темпами развивается промысел и увеличивается улов скумбриевых рыб. В настоящее время их ежегодная добыча превысила 4,2 млн. т. Только в Тихом океане в 1980 г. было выловлено свыше 3 млн. т (четвертое место).

Т а б л и ц а 8

Состав мирового улова морских рыб, тыс. т

Семейства	1938	1950	1960	1970	1980
Лососевые	940*	510*	610*	453	587
Камбаловые	350	490	1210	1321	1084
Тресковые	3370	3630	4990	10532	10720
Окуневые	1070	1360	2390	4019	5245
Ставридовые	360	720	1750	4090	7322
Сельдевые	4578	4915	6005	7049	12984
Анчоусовые	102	135	4075	14523	3241
Тунцовые	390	550	1060	1611	2490
Скумбриевые	640	660	1080	3139	4226
Акулы, скаты	290	320	390	505	583
Прочие рыбы	4373	3052	6366	7850	7813
Всего	16463	16342	29926	55122	56295

* Включены уловы во внутренних водоемах.

Источники: Yearbook of Fisheries Statistics, vol. 50, 42, 40, 24.

Т а б л и ц а 9

Состав улова СССР (морских рыб), тыс. т

Семейства	1938 г.	1950 г.	1960 г.	1970 г.	1980 г.
Лососевые	172	135	121	75	759
Камбаловые	7	37	240	271	81
Тресковые	255	278	673	2765	3426
Окуневые	9	19	256	892	449
Ставридовые	25	419	1263
Сельдевые	130	240	794	853	1030
Анчоусовые	...	64	54	258	335
Тунцовые	—	—	+	8	20
Скумбриевые	...	11	6	331	432
Акулы, скаты	—	—	—	27	13
Прочие рыбы	450	343	363	385	356
Всего	1023	1127	2532	6284	8164

Источники: "Сборник статистических материалов по рыбной промышленности СССР, представленных в некоторые международные организации"; "Статистические сведения по рыбной промышленности СССР за 1970—1972 г."; "Статистические сведения по рыбной промышленности СССР за 1976—1980 гг."

По-прежнему определенное значение имеет мировой промысел тунцовых, из которых желтоперый тунец составляет свыше 0,5 млн. т (1980 г.).

Значение отдельных семейств в общем улове по океанам распределяется в следующем порядке.

Атлантический океан: тресковые, сельдевые, ставридовые, окуневые, анчоусовые, скумбриевые, камбаловые, тунцовые, акулы и скаты, лососевые.

Тихий океан: сельдевые, тресковые, скумбриевые, ставридовые, окуневые, анчоусовые, тунцовые, лососевые, камбаловые, акулы и скаты.

Таблица 10

Различные оценки возможного ежегодного мирового улова, млн. т

Автор, страна	Литература	Год	Возможный вылов	Объект
Шеффер, США	[8]	1954	200	Рыба + беспозвоночные
Грэм и Эдвардс, США	[2]	1961	55	Рыба
Грэм и Эдвардс, США	[7]	1962	115	"
Финн, Норвегия	[2]	1961	70—80	Рыба + беспозвоночные
Месек, ФРГ	[2]	1961	75	То же
Каск, Канада	[2]	1963	100	"
Моисеев, СССР	[2]	1964	80—100	"
Чепман, США	[2]	1964	200	"
Шеффер, США	[2]	1965	200	"
Богоров, СССР	[2]	1965	100	"
Кушинг, Англия	[2]	1966	100	"
Моисеев, СССР	[2]	1969	80—90	"
Галланд	[5]	1970	103	"
Мартинсен, СССР	[3]	1973	70—80	"
ФАО	[9]	1981	250	"

Индийский океан: окуневые, сельдевые, ставридовые, тунцовые, скумбриевые, акулы и скаты, анчоусовые, камбаловые, тресковые.

Основные направления использования биоресурсов мировым промыслом и промыслом СССР близки между собой. И это понятно, так как СССР во многих случаях является пионером освоения биоресурсов Мирового океана (табл. 9). Как в целом по мировому рыболовству, так и в вылове СССР в 1980 г. основу составляют представители трех семейств — сельдевых, ставридовых и тресковых.

Биологическая продукция океана исчисляется сотнями миллиардов тонн, а человеком из этого количества использует лишь незначительную часть — около 75 млн. т в год.

Использование фито- и зоопланктона (за исключением антарктического криля), дающих основную долю биологической продукции, на современном уровне развития технического прогресса маловероятно. Например, по расчетам, для получения 1 тонны сырого планктона требуется профильтровать 1 млн. м³ океанической воды, что требует немалых энергетических затрат. Возможный ежегодный мировой вылов рыбы и других объектов промысла, не считая антарктического криля, определяется различными учеными в 55—250 млн. т (табл. 10).

Рассматривая табл. 10, следует иметь в виду, что среди ученых, занимающихся вопросами оценки рыбопродуктивности Мирового океана, нет единого методического подхода к данной проблеме. Следует ли исходить из общей биологической продуктивности океана или из продуктивности хозяйственно ценных для человека объектов? Учитывать или не учитывать возможный объем вылова антарктического криля? Имеются случаи, когда о рыбопродуктивности судили исходя из фактического уровня уловов в том или ином районе и ошибочно относили высокопродуктивные зоны к категории "голубой пустыни". Внимательный взгляд на табл. 10 позволит

увидеть некоторую тенденцию изменения величины оценки возможного ежегодного мирового улова в сторону ее увеличения. Последняя оценка ФАО, относящаяся к маю 1981 г., складывается из 100 млн. т традиционных рыбных объектов, 50 млн. т антарктического криля, 50 млн. т мезопелагических рыб и 50 млн. т головоногих (в основном кальмаров). По данным той же ФАО, в 1980 г. из биоресурсов шельфов не было использовано около 30 млн. т традиционных объектов, в том числе по континентам: Америка — 17 млн. т, Азия — 5 млн. т, Африка — 5 млн. т, Австралия и Океания — 3 млн. т

Наметившееся увеличение оценок возможного ежегодного вылова в Мировом океане является, на наш взгляд, результатом влияния научно-технического прогресса в промышленном рыболовстве. За последние два десятилетия значительно повысился уровень развития материально-технической базы промышленного рыболовства, существенно расширилась география мирового рыболовства, вследствие чего появилась возможность получения необходимой для оценки биологических ресурсов информации.

Современный объем мирового улова в 75 млн. т можно рассматривать в определенной степени предельным при современном уровне производительных сил в мировом рыболовстве и тех социально-экономических отношений, в рамках которых осуществляется эксплуатация биоресурсов.

Иногда имеет место путаница между понятиями "сырьевая база рыболовства" и "биологические ресурсы" водоема.

Мы считаем, что это не одно и то же, что необходимо отличать сырьевую базу рыболовства от естественных биологических ресурсов Мирового океана или его районов, которые лишь составляют необходимые условия, природную основу развития промысла. Для превращения этой возможности в действительность необходима определенная материально-техническая база, которая обеспечивала бы промысел водных организмов. Можно привести множество примеров из истории развития советского и зарубежного рыболовства, когда расширение его сырьевой базы при одних и тех же естественных биологических ресурсах Мирового океана зависело от уровня развития материально-технической базы.

В системе мер рационального использования биологических ресурсов Мирового океана особое значение приобретает вовлечение в промысел не используемых в настоящее время запасов промысловых объектов океанической эпи-, мезо- и батипелагиали. По данным ФАО, запасы мезопелагических рыб (см. выше) позволяют добывать их до 50 млн. т в год, но стоимость добычи и обработки будет значительно выше стоимости добычи и обработки традиционных объектов промысла. Это обстоятельство, по мнению ФАО, делает маловероятным быстрое развитие крупномасштабного промысла этих рыб. Большое значение имеет освоение промысла объектов низшего трофического уровня и прежде всего криля.

Освоение промысла новых объектов и достижения научно-технического прогресса в промышленном рыболовстве, позволяющие использовать его резервы, дают основание полагать, что мировое рыболовство в ближайшем будущем имеет немало возможностей для увеличения объема вылова.

Но сколь бы существенны ни были пока еще не используемые резервы, совершенно ясно, что рациональное рыбное хозяйство в океане невозможно без скорейшего перехода на активное управление биологическими ресурсами путем целенаправленных действий человека — акклиматизации, трансплантации, биомелиорации, марикультуры. Последнее направление рыбного хозяйства, ориентированное не на промысел, а на прямое хозяйствование в водоемах, получило название аквакультура или марикультура когда речь идет об организмах, обитающих постоянно или часть своего жизненного

Таблица 11
Использование мирового улова, %

Показатель	1938 г.	1950 г.	1955 г.
Мировой улов	100,0	100,0	100,0
1. Направлено на пищевые цели			
Всего	87,1	85,8	83,8
В том числе			
Реализовано в свежем виде	42,9	45,0	43,7
Заморожено	10,0	5,2	6,7
Направлено на посол, копчение, сушку	27,1	26,1	24,6
Направлено на консервы	7,1	9,5	8,8
2. Направлено на непищевые цели			
Всего	12,9	14,2	16,2
В том числе			
На производство муки, жира	8,1	9,5	12,7
На прочие цели	4,8	4,7	3,5

цикла в морской среде. Состоявшаяся Всемирная конференция по аквакультуре (Венеция, сентябрь 1981 г.) подвела итоги практической и исследовательской деятельности в этой области за последние годы. Было отмечено, в частности, что аквакультура и особенно марикультура уже являются по существу быстро прогрессирующей отраслью производства ценной продукции, объем которой превысил в 1980 г. 8 млн. т по сравнению с 6 млн. т в 1975 г. Особенно быстрыми темпами идет развитие марикультуры, вклад которой в суммарную аквакультуру составил в настоящее время 25%, или около 2 млн. т в год. По некоторым прогнозам объем культивирования морских организмов к 2000 г. будет увеличен в 10 раз и составит 50% от общего объема мировой аквакультуры.

Среди стран, достигших больших успехов в культивировании морских организмов, надо назвать Японию, где ежегодная продукция марикультуры достигала 900 тыс. т, или 30% от прибрежного морского промысла. Сотнями тысяч тонн в год исчисляется объем культивирования морских организмов в Италии, Испании и некоторых других странах.

К числу факторов, способствующих прогрессу мировой марикультуры как области рыбохозяйственной деятельности, следует отнести: резкое по сравнению с промыслом снижение транспортно-энергетических затрат, возможность интенсификации производства; разнообразие видового состава объектов морского культивирования; высокие пищевые и лечебные качества продукции; огромные прибрежные акватории, пригодные для хозяйств марикультуры.

Общий объем культивируемых в настоящее время объектов в хозяйствах различного типа марикультуры в СССР не превышает 40 тыс. т (главным образом продукция лососевого и осетрового хозяйства), тогда как потенциально возможная продукция марикультуры на шельфе СССР составляет, по оценке ВНИРО, 1,0—2,5 млн. т водорослей, беспозвоночных и рыб.

Тем не менее мировой и отечественный опыт марикультуры свидетельствует о больших возможностях этого вида деятельности.

Правильная оценка биоресурсов того или иного района Мирового океана, точность определения величин возможного изъятия объектов промысла без подрыва основного запаса возможны лишь при условии постоянного роста

	1960 г.	1965 г.	1970 г.	1975 г.	1980 г.
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	77,3	68,9	64,7	66,9	70,0
	40,8	33,4	29,0	20,1	20,5
	8,5	10,9	14,4	19,5	21,8
	18,8	15,4	12,1	13,9	13,6
	9,2	9,2	9,2	13,4	14,1
	22,7	31,1	35,3	33,1	30,0
	20,2	29,2	33,8	30,5	28,7
	2,5	1,9	1,5	2,6	1,3

уровня ихтиологических и океанографических исследований. Вопросы, поставленные практикой перед рыбохозяйственной наукой (ихтиологией, в частности), весьма разнообразны. Их смысл и характер меняются с течением времени. Если раньше в Баренцевом море нас интересовали в первую очередь миграционные пути трески, места ее массовых скоплений, то теперь чрезвычайно важным представляется вопрос, к каким последствиям может привести массовое изъятие мойвы для воспроизводства трески, и наоборот. Такие же вопросы можно поставить по взаимоотношениям атлантической сельди и путассу, дальневосточной сельди и минтая и т.п. Ответа на эти и подобные вопросы рыбное хозяйство ждет не только от ученых, работающих в отрасли, но и от специалистов АН СССР и университетов. Чрезвычайно важными для практики рыболовства в настоящее время представляются исследования по биологии рыб мезопелагиали.

Большое разнообразие промысловых видов, различия их экологических связей определяют характерные особенности их распределения на акватории Мирового океана. Чрезвычайно важным в этом вопросе нам представляется изучение среды обитания рыб. Зависимость биологической продуктивности от океанографических условий Мирового океана и его морей чрезвычайно многогранна. Сочетание океанографических факторов создает тот фон, на котором происходит первичное продуцирование органического вещества, его последующее использование на различных трофических уровнях. Будучи достаточно конкретным для каждого района и времени года, этот фон все же определяется некоторыми общими закономерностями, которые вытекают из зональности океана, особенностей его глубин, водных масс и циркуляции. Изменчивость этого фона различна по своим масштабам, и ее учет, как и прогнозирование, исключительно важен для установления хода биопродукционных процессов, условий распределения кормовых и промысловых организмов, влияния на их численность и воспроизводство. Во всех существующих методах прогнозов состояния биоресурсов коэффициент, отражающий изменчивость условий среды, принимается равным единице, т.е. как бы признается, что условия среды, влияющие на урожайность рыб, не меняются. Но на самом деле во многих случаях изменения условий среды определяют численность и распределение объектов промысла.

В настоящее время удельный вес улова СССР в мировом рыболовстве составляет 12—13%. Результаты исследований прилегающих к нашим берегам вод Северной Атлантики и северо-западной части Тихого океана, а также ряда открытых районов Мирового океана и оценка возможного вылова здесь позволяют уверенно говорить о том, что отечественное рыболовство обеспечено сырьевой базой. Следовательно, наши исследования биологических ресурсов Мирового океана, несомненно, находятся на правильном пути.

Первое, на что следует обратить внимание (табл. 11), это направление сырья на пищевые цели. Начиная с 1950 г., когда на эти цели было направлено почти 86% мирового улова, наблюдается постоянная тенденция относительного уменьшения этого количества. Одновременно высокими темпами растет количество сырья, направленного на производство кормовой муки.

В 1980 г. в СССР более 70% всего улова использовалось для производства пищевой продукции. К концу пятилетки поставлена цель использовать для выпуска пищевой продукции 76% всего улова. Как указывалось выше, удельный вес СССР в мировом улове составляет в настоящее время 12—13%. В мировом производстве пищевой рыбной продукции удельный вес нашей страны в 1980 г. составил 21,7%.

В заключение следует отметить, что анализ состояний мирового рыболовства говорит о том, что использование биологических ресурсов океана находится перед качественно новым этапом, который будет характеризоваться вовлечением в промысел запасов мезопелагических рыб и антарктического криля, расширением исследований потенциально продуктивных зон и дальнейшим развитием технического прогресса в промышленном рыболовстве.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеев П.А. Биологические ресурсы Мирового океана. — В кн.: Биологические ресурсы Мирового океана. М.: Наука, 1979, с. 13—25.
2. Моисеев П.А. Биологические ресурсы Мирового океана. М.: Пищ. пром-сть, 1969, с. 338.
3. Мартинсен Г.В. Морское рыболовство и его промысловые ресурсы. — Тр. ВНИРО, 1973, т. 93.
4. Студенецкий С.А. Продовольственная программа и задачи рыбохозяйственной науки. — Рыб. хоз-во, 1983, № 1, с. 3—6.
5. Gulland. The fish resources of the ocean. — FAO Fish Techn. Pap., 1970, N 97, p. 1—425.
6. Yearbook of fishery statistics. Rome: FAO, vol. 50, 20, 24.
7. Graham H.W., Edwards R.L. The world biomass of marine fishes. — FAO Pap., 1961, N R/1.1.
8. Shaefer M.B. Some aspects of the dynamics populations important to the management of the commercial marine fisheries. — Bull. Inter-Amer. trop. tuna commis., 1954, vol. 1 (2).
9. Review of the status of exploitation of the world fish resources. — FAO Fish Circ., 1974.
10. Review of the state of world fishery resources. Rome: FAO, 1981, COFI/81/Inf. 5.

БИОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ ДИНАМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН ОТКРЫТОГО ОКЕАНА

Использование биоресурсов океана

Ныне более 200 стран занято рыболовством, добывая 70 млн. т водных объектов ежегодно, т.е. в среднем 17—18 кг на каждого жителя нашей планеты. В рационе более 2 млрд. человек, проживающих прежде всего у берегов Индийского и Тихого океанов, белки водных животных занимают доминирующее положение, а в мировом балансе животных белков они составляют около 20% [25].

В то же время очевидно, что современное использование океанических биоресурсов носит весьма односторонний характер, во многих случаях оно нерационально, что не позволяет пока с должной результативностью пользоваться громадными потенциальными возможностями биопродуктивных процессов, свойственных морским и океаническим экосистемам.

Действительно, если использование 9% поверхности нашей планеты, занятой пашнями, выпасами, огородами и другими угодьями, дает человечеству более 98% всех продуктов питания, то с 71% ее площади, занятой морями и океанами, добывается немногим более 1% всей потребляемой человеком пищи.

До середины текущего века мировой промысел водных объектов в основном использовал биоресурсы шельфовых морей северных частей Атлантического и Тихого океанов, обеспечивая вылов около 20 млн. т. В послевоенные годы, когда техническая вооруженность позволила создать рыболовный флот большого радиуса действия, способного морозить и перерабатывать пойманную рыбу непосредственно в море, стало развиваться высокими темпами океаническое рыболовство.

За 20-летний период (1948—1968 гг.) общий объем вылова рыб и беспозвоночных в морях и океанах был утроен и достиг 57 млн. т. На первом этапе послевоенного развития средний ежегодный прирост оценивался в 2 млн. т, а в следующее десятилетие (1961—1970 гг.) — 3 млн. т. Затем темпы нарастания вылова рыб и беспозвоночных, несмотря на значительное увеличение промысловых усилий, замедлились: годовой прирост в 1971—1975 гг. был всего 0,5 млн. т, а за 5 лет (1976—1980 гг.) — 0,8 млн. т. В 1981 г. мировой вылов гидробионтов составил 73 млн. т, из которых более 66 млн. т составляют морские и океанические обитатели. Советское рыболовство росло особенно быстро и к середине 70-х годов был превышен рубеж годового вылова в 10 млн. т, что позволило СССР занять второе место в мире по добыче водных объектов [25].

Основные уловы мирового, и в том числе советского, рыболовного флота были получены в наиболее продуктивных прибрежных районах океана. Использовались как донные, так и пелагические рыбы. Так, например, в пределах небольшого прибрежного района у берегов Перу и Чили в 1972 г. было добыто около 13 млн. т анчоуса, т.е. 20% общего мирового вылова.

Воды открытого океана эксплуатировались с небольшой интенсивностью. Здесь ловили главным образом ценных пелагических хищных рыб — тунцов, мег-рыбу и марлинов. Низкая общая биологическая продуктивность открытых районов океана и то, что там промысел базировался только на рыбах эпипелагиали, делали такое распределение промысловых

Таблица 1

Вылов рыбы (млн. т) на шельфе (придонные и пелагические) и в открытых районах океана (пелагические) [25]

Район	Площадь, млн. км ²	1938 г.	1950 г.	1960 г.	1970 г.	1979 г.
Шельф	26,7	16,7	15,3	24,5	32,4	29,3
Неритоокеаническая зона	60,2	2,0	2,2	8,7	23,1	26,3
Пелагиаль	273,3	0,4	0,5	1,2	1,4	5,7

районов закономерным. Тем не менее промысел пелагических рыб в дальнеритических и открытых районах рос довольно интенсивно (табл. 1), что было связано с повышением его эффективности в результате широких исследовательских и поисковых работ, а также с совершенствованием гидроакустических приборов и техники лова. В целом в океаническом вылове, включая прибрежные и океанические районы, преобладали пелагические рыбы, так что к 1979 г. весовое соотношение в мировом вылове рыб-планктофагов, хищников и бентофагов составляло 81 : 15 : 4.

Однако к 1980 г. практически все прибрежные страны ввели 200-мильные экономические или рыболовные зоны. Возникла настоятельная необходимость установить возможности и определить пути использования ресурсов открытых районов океана.

Биологическая продуктивность океана

Какие же представления о продуктивности открытого океана имелись в 70-х годах? Карты величин первичной продукции и биомассы зоопланктона Мирового океана [2, 22] говорили о высокой биопродукции у побережий и о наличии отдельных "язычков" в открытых районах океана.

В.Г. Богоров в 1967 г. выделил в Тихом океане 12 продуктивных районов, имеющих прямое или потенциальное значение для океанического рыболовства. Из них 6, а именно: бореально-транстихоокеанский, восточно-экваториальный, перуано-чилийский, нотальный (40–50° ю.ш.), трансокеанский и антарктический — охватывали воды открытых районов океана [1]. Эти продуктивные районы разделены "океанскими пустынями" антициклональных халистаз, занимающих основную часть тропического океана. Аналогичная, несколько трансформированная картина складывалась и в отношении других океанов.

Исследования последних лет показали, что океанические пустыни — аридные зоны океанов — так же, как и пустыни Земли, покрыты россыпью "оазисов", где в силу локальных благоприятных условий резко повышена биологическая и промысловая продуктивность. Размеры этих оазисов очень различны — иногда это синоптические вихревые образования и мелководные банки площадью в несколько десятков или сотен квадратных километров, а иногда — планетарные фронтальные или вихревые зоны, превышающие по площади Европу.

Какие же причины влияют на продуктивность океана и обуславливают возникновение таких "оазисов"? В первую очередь это те факторы, которые лимитируют уровень первичной продукции, уровень фотосинтеза. Для фотосинтеза фитопланктона прежде всего необходимы световая (солнеч-

ная) энергия, углерод и минеральные соли биогенных элементов. Необходимо также, чтобы турбулентное перемешивание не уносило слишком большую часть фитопланктона в глубокие слои, где количество света недостаточно для его развития. Сочетание этих и других менее важных факторов и определяет уровень продукции в различных районах.

Свет. Оптимальная радиация для развития фитопланктона составляет 20 кал/см² в день. Количество проникающей через поверхность моря фотосинтетически активной радиации (ФАР) практически везде выше этой величины. Лишь в высоких широтах в зимнее время свет лимитирует вегетацию фитопланктона. Так, в антарктических водах на 60° ю.ш. свет выступает как лимитирующий фактор для поверхностных слоев с мая по август, а на 70° ю.ш. — с апреля до сентября [13]. В ледовых морях, кроме высоты солнца, огромное значение имеет ледовый покров, резко сокращающий период светового оптимума.

На подавляющей части акватории океана в поверхностных слоях свет не лимитирует вегетацию. Однако с глубиной облученность и соответственно интенсивность фотосинтеза экспоненциально уменьшается. Нижней границей эвфотической зоны принято считать так называемую компенсационную глубину, на которой продукция фотосинтеза уравнивается метаболическими тратами фитопланктона. Толщина слоя, где происходит основное создание органического вещества, колеблется от 120–180 м в прозрачных водах тропического океана (например, Саргассово море) до нескольких метров в высокопродуктивных прибрежных водах, содержащих большое количество органической и минеральной взвеси, рассеивающей и поглощающей свет.

Минеральное питание. Величина первичной продукции в эвфотическом слое обычно лимитируется концентрацией минеральных солей биогенных элементов (азот, фосфор, реже кремний и некоторые формы железа). Практическое различие в количестве фитопланктона между районами умеренно-холодноводных и тропической зон определяется прежде всего именно интенсивностью поступления в эвфотическую зону биогенных элементов, которая в свою очередь зависит главным образом от вертикальных движений воды через основную пикноклин [27] и от скорости регенерации биогенов внутри сообщества [41, 42, 43]. В умеренно-холодноводных (субполярных) областях океана основным фактором, обеспечивающим вынос биогенов в эвфотическую зону, является зимняя конвекция. В северной части Тихого океана зимняя конвекция захватывает обычно слой в 150–200 м, а в некоторых районах Северной Атлантики распространена до глубины 800–900 м. В тропических районах океана основную роль играют квазиперманентные, гидродинамически обусловленные подъемы вод — дивергенции течений, экваториальная дивергенция, прибрежные апвеллинги, циклональные круговороты и т.п.

Стратификация вод. Для развития фитопланктона, кроме достаточных освещения и концентрации биогенных элементов, необходимо, чтобы толщина перемешанного слоя не намного превосходила критическую. Иначе унос клеток фитопланктона из эвфотической зоны окажется столь значительным, что вспышки фитопланктона не возникает [59]. Турбулентное перемешивание играет в развитии фитопланктона ту же роль, что графитовые стержни-замедлители в атомном реакторе. Если увеличить слишком сильно их поверхность, цепная реакция приостановится, если их вынуть — произойдет взрыв.

Именно поэтому зимой в средних широтах при сравнительно слабой освещенности и глубокой конвекции развития фитопланктона не происходит.

Весной же при возросшей освещенности (увеличение толщины эвфотического слоя) и появлении в результате прогрева поверхностного слоя неглубоко лежащих сезонных термоклинов возникает взрывоподобная вспышка фитопланктона — “цветение”, дающее массу избыточной продукции. Тот же фактор играет существенную роль и в районах тропических апвеллингов, где благодаря интенсивно поднимающейся воде ($10^{-2} - 10^{-1}$ см/с) слой термоклина приближается к поверхности. В антарктических районах, судя по данным Н.М.Ворониной [13], именно турбулентность, выносящая клетки из эвфотической зоны, а не недостаток биогенов даже летом является основным фактором, лимитирующим развитие фитопланктона.

Высокопродуктивные “оазисы” в водах открытого океана

Возникновение таких оазисов в первую очередь определяется выносом в эвфотическую зону биогенных элементов, который происходит главным образом за счет подъема глубже лежащих вод. В холодных и умеренных районах он обеспечивается прежде всего за счет зимней конвекции, охватывающей всю акваторию; в тропических районах — в основном в результате локальных подъемов вод. Локальные подъемы вод в открытом океане могут быть связаны:

а) с соприкосновением существенно различающихся по своим свойствам водных масс. В районе их стыка образуются обширные фронтальные зоны, обычно включающие в себя ряд фронтальных разделов [31], меандров и синоптических вихрей, приводящих к общему и локальному перемешиванию и подъему богатых биогенными элементами вод;

б) с квазистационарными циклоническими круговоротами, индуцирующими куполообразный подъем промежуточных вод и облегчающими их проникновение через постоянный пикноклин в эвфотическую зону;

в) с синоптическими циклональными вихрями, облегчающими проникновение богатых биогенными элементами вод через термоклин в эвфотическую зону;

г) с поперечной циркуляцией в течениях, обуславливающей наклон изопикнических поверхностей и дивергенцию поверхностных течений;

д) с локальным подъемом вод и циклоническими круговоротами, вызванными влиянием островов, банок или другими подъемами морского дна.

Особенно эффективен локальный подъем, если он происходит на фоне общего глобального подъема промежуточных слоев. Так, например, в силу гидродинамических причин восточная периферия глобального круговорота, охватывающего южную часть океанов от приэкваториальных широт до субтропического фронта, испытывает подъем, а западная — опускание. Поэтому локальные подъемы в юго-восточных частях океанов оказывают большее влияние на увеличение биопродуктивности, чем такие же подъемы в юго-западных частях. То же можно сказать о западной и восточной частях экваториального района.

Динамически активные районы в открытом океане создают условия для локального повышения биопродуктивности. Если их существование кратковременно, то обогащение касается главным образом начальных трофических звеньев, а если квазиперманентно, то всего сообщества, включая пелагические рыбы.

Рассмотрим механизм повышения рыбопродуктивности и возникновения промысловых концентраций рыбы в различных гидродинамических ситуациях.

Фронты и вихри — это два класса квазиперманентных полей движения вод в океане, влияющих на распределение организмов и на продуктивность пелагических сообществ. Исследования последних лет показывают, что эти образования распространены гораздо шире, чем это считалось ранее.

1. Фронтальные зоны и фронтальные разделы. Фронт (фронтальный раздел) — это поверхность раздела вод различного происхождения. Фронтальная зона — это одновременно и зона изменения положения фронта во времени в области интенсивного развития процессов, сопутствующих образованию здесь фронта.

Фронтальные зоны могут образовываться на границе течений в периферийных областях крупных геострофических переносов. Например, левая периферия Северо-Атлантического течения соответствует субполярному фронту. В больших фронтальных зонах, например на северном фронте Куросио или южной субтропической конвергенции, перепад температуры на расстоянии нескольких десятков километров может достигать $10\text{--}15^\circ$, причем изменение температуры происходит не постепенно, а носит ступенчатый характер.

Возникновение фронтального раздела указывает на наличие конвергенции. Здесь обычно создаются альтернативные образования апвеллинга и даунвеллинга. Это особенно важно для понимания причин повышения биопродуктивности во фронтальных зонах, так как на таких диадах биологическая продуктивность и концентрация рыбы резко возрастают (рис. 1, вкл.). Крупные фронтальные зоны обычно включают в себя подвижные или квазистационарные мезомасштабные вихри, к которым приурочены зоны повышенной продуктивности и локальные стада рыб.

Фронты и фронтальные зоны могут иметь различные масштабы в пространстве и во времени: их ширина колеблется от 1 до 10^5 м поперек зоны и от 1 до 10^3 м в глубину, а время существования — от нескольких часов до практически постоянного. Очевидно, что биологическое воздействие столь разномасштабных гидродинамических образований также совершенно различно. Особенно велико воздействие вертикальных перемещений на сильных и резко локализованных фронтах, где скорость опускания воды достигает $10^2 - 10^1$ см/с и более, а скорость подъема — $10^3 - 10^1$ см/с [53].

Квазиперманентные обширные фронтальные зоны, объединяющие, как говорилось выше, явления подъема и опускания вод и разделяющие воды, населенные разновозрастными сообществами, обуславливают существенное повышение биологической продуктивности в пределах всей фронтальной зоны. Возникающие на этом фоне фронтальные разделы (или системы фронтальных разделов) приводят к возникновению локальных концентраций планктона и кратковременному скоплению рыб. Действительно, эфемерные, живущие в течение нескольких часов или немногих суток и быстро перемещающиеся в пространстве фронты могут способствовать лишь временной концентрации обитающих на данной акватории организмов и, облегчая тем самым использование кормовой базы рыбами, могут вызывать их активную, но кратковременную концентрацию в зоне фронта.

Механизмы образования высокой продуктивности фронтальных зон и локальных концентраций планктона на фронтальных разделах и внутри них плохо изучены, но, видимо, в значительной мере определяются особенностями физических процессов фронтогенеза, могущих существенно различаться в разных условиях.

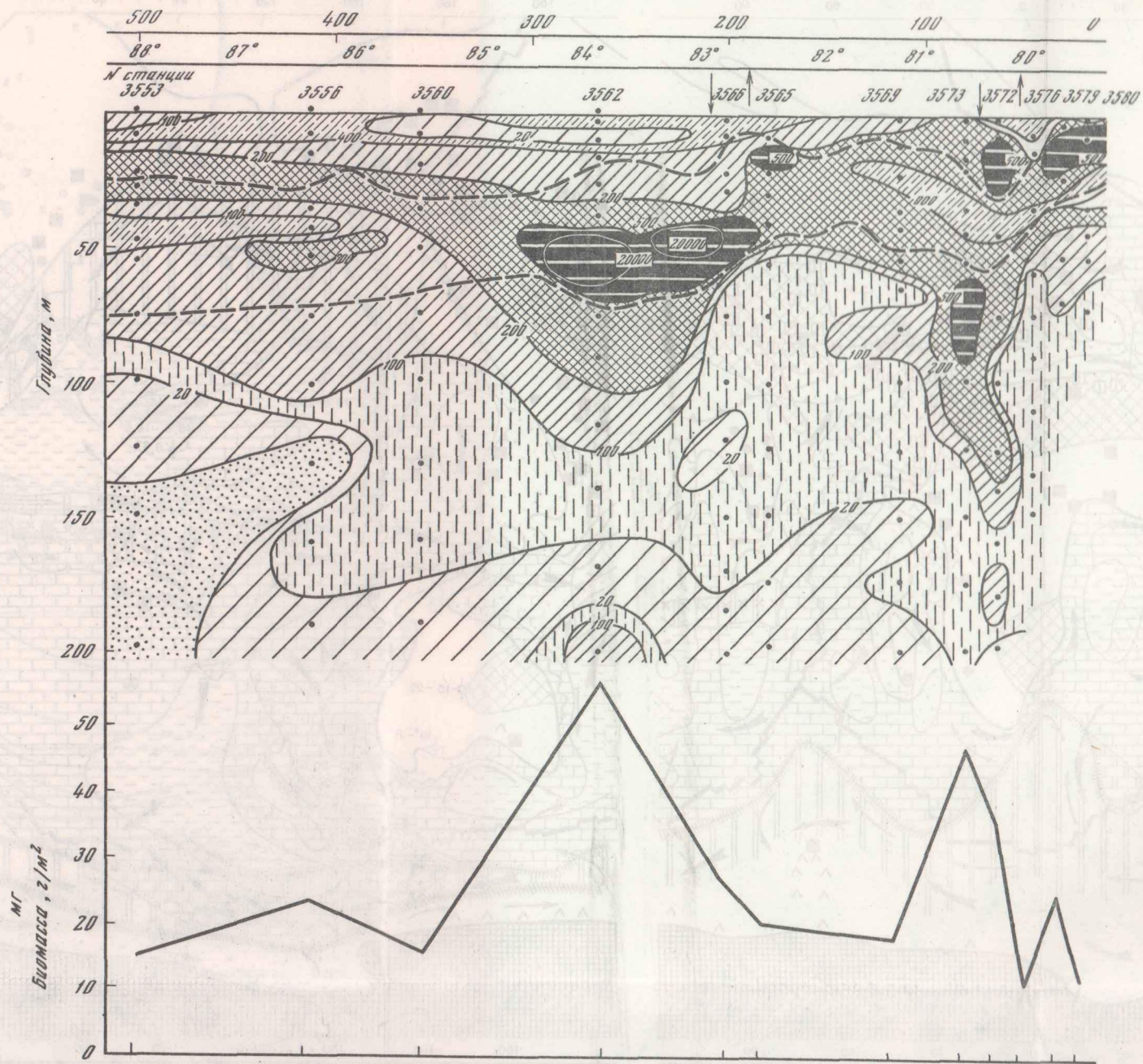
В ряде случаев имеет место механическая концентрация планктона в зонах фронтальных разделов (конвергенций), где скапливается пена, плавник и нейстонные животные [54] и зоопланктон [64]. Возможно, фронтальные разделы могут служить накопителями крупных нектонных рыб, например тунцов, просто благодаря высокому градиенту температуры. Но вероятнее, что тунцов привлекает скопление планктона на фронтальных разделах, а градиент температуры служит им для ориентации. Они могут ориентироваться по температурному градиенту в 0,1 град/км [50]. Но несомненна приуроченность скоплений тунцов к фронтальным зонам [49, 53, 58] (рис. 2). Они совершают трансокеанические миграции из вод западной Пацифики в воды Калифорнийского течения в сезон усиления там фронтонеза [47] и покидают этот район в сезон деградации фронтов [53]. Очевидно, подобные механизмы ориентации есть и у других подвижных пелагических рыб, китов (рис. 3) и более мелких планктофагов — кальмаров, летучих рыб и др. [36, 46 и многие другие].

Однако в последнее время развитие представлений о пространственно-временном изменении пелагических сообществ [5—11, 44, 48, 57 и др.] сделало очевидным, что механическая концентрация планктона играет в продуктивности фронтальных зон второстепенную роль. Основной причиной возникновения высокой продукции высших трофических уровней сообщества — макропланктона, планктоноядных рыб и кальмаров — оказывается контакт во фронтальной зоне вод, населенных сообществами разной степени зрелости. При этом более “зрелая” система (с бедной, обычно теплой стороны фронта) эксплуатирует более молодую, благодаря чему она развивается быстрее и дает более высокую биомассу высоких трофических уровней сообщества, чем если бы она была ограничена своими собственными ресурсами. В то же время “эксплуатируемая” молодая система задерживается в развитии, но приобретает динамическую стабильность и продолжает давать избыточную продукцию. Зона контакта сообществ имеет повышенную продукцию вследствие того, что здесь одновременно происходит интенсивное развитие зрелого сообщества и повышается стабильность более молодого, дающего избыточную продукцию [5, 44, 48]. Имеются наблюдения, что на фронтальных разделах между водами, населенными одновозрастными сообществами, увеличения планктонной продукции не происходит.

Рассмотренные процессы приводят к общему повышению продуктивности фронтальной зоны. Кратковременные концентрации рыбы внутри нее связаны с мезомасштабными гидроструктурами и градиентами температуры и солености на фронтальных разделах, возникающих на границе локальных вихрей, линзах, подъемах вод, при выходе к поверхности внутренних волн и т.п. Здесь температура может резко меняться на 1—2° на расстоянии десятков или сотен метров.

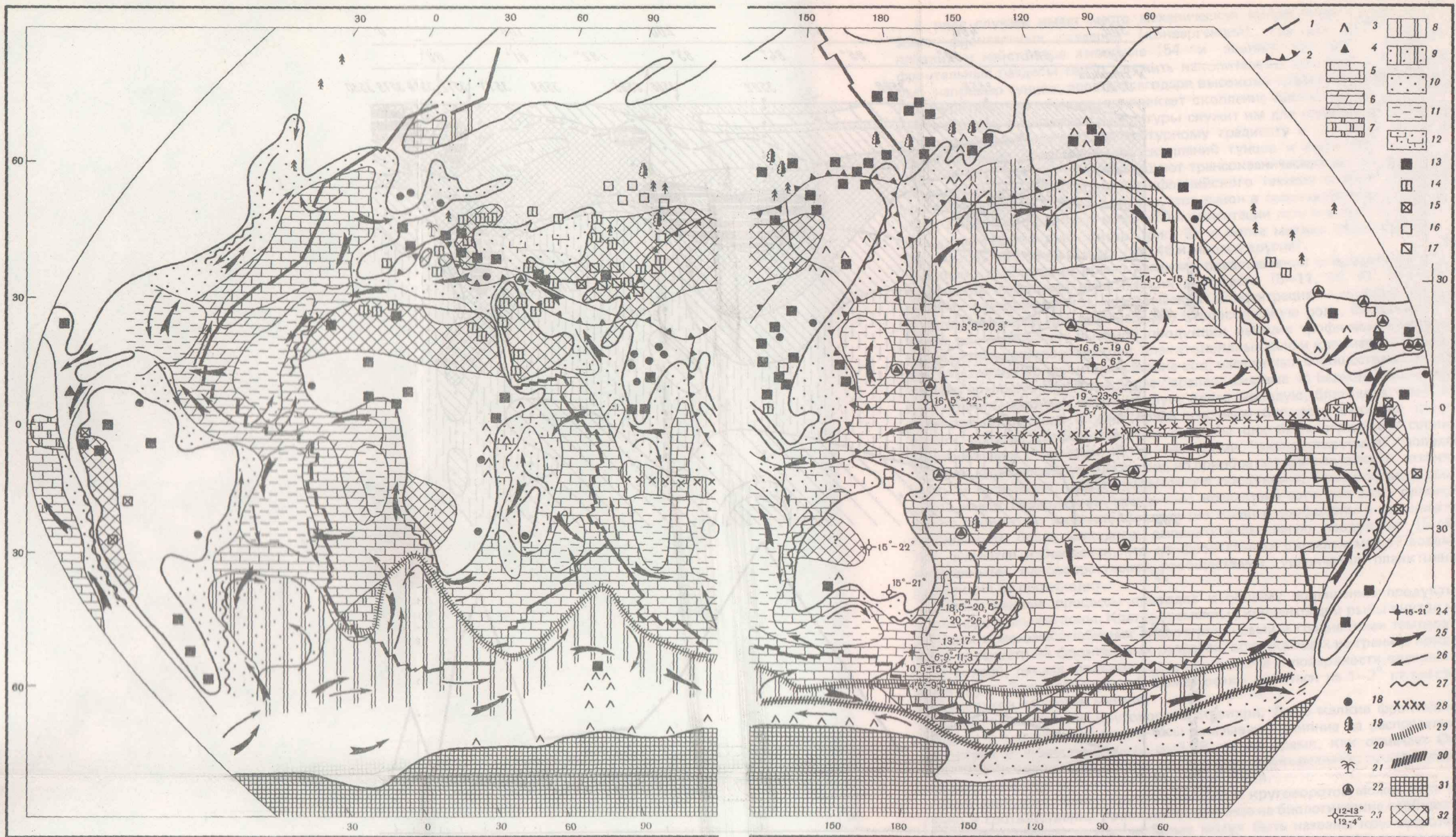
2. Мезомасштабные круговороты и вихри. Даже мелкие фронтальные разделы с масштабами метры-часы оказывают влияние на распределение планктона и планктоноядных рыб. В то же время, как отмечает Овен [53], вихри менее нескольких километров в поперечнике, существующие недели, не влияют на биологические отношения.

Происхождение более крупных вихрей и круговоротов может быть различно и соответственно различно их влияние на биологические сообщества. Квазистационарные вихри, которые могут быть названы круговоротами, образуются в результате воздействия особенностей рельефа дна на преобладающее течение. Они часто возникают вдоль свала глубин и у кромки шельфа. Таков, например, довольно хорошо изученный южнокалифорнийский круговорот к северо-западу от Консепциона. В этом круговороте



Р и с. 1. Распределение биомассы ($\text{мг}/\text{м}^3$) мезопланктона на разрезе по 8° ю. ш. от берега Перу в океан. Точки — глубины взятия проб. Видно ее резкое возрастание во фронтальных зонах у кромки шельфа и в 200 милях от берега

К ст. М.Е. Виноградова и др.

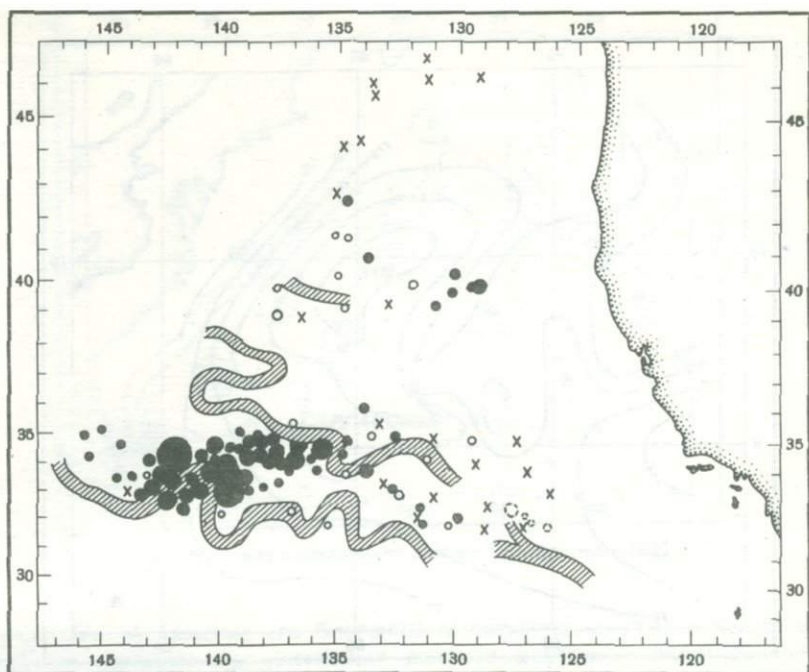


Р и с. 7. Литолого-палеоокеанологическая карта олигоцена:

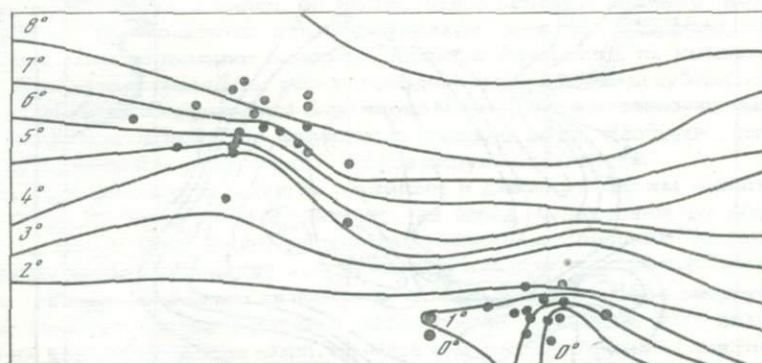
1 — оси активных срединных хребтов; 2 — зоны поддвига (субдукции) плит; 3 — области развития траппового вулканизма; 4 — кремни; 5–10 — отложения: 5 — карбонатные (CaCO_3 более 50%), 6 — мергелистые (CaCO_3 30–50%), 7 — кремнистомергелистые (CaCO_3 30–50%; SiO_2 аморф. — 10–30%), 8 — кремнистые (SiO_2 аморф. — более 30%); 9 — кремнисто-терригенные (SiO_2 аморф. — 10–30%), 10 — терригенные; 11 — пелагические глины; 12 — переслаивание терригенных и турбидитовых карбонатов; 13 — угли; 14 — эвапориты; 15 — гипсы; 16 — доломиты; 17 — красно-

цветы; 18 — бокситы; 19–21 — растительность: 19 — лиственная, 20 — хвойная; 21 — тропическая; 22 — коралловые рифы; 23 — температуры поверхностных вод (по данным анализа $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$); 24 — температуры поверхностных (числитель) и придонных (знаменатель) вод по данным анализа $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$; 25 — течения поверхностные; 26 — течения придонные; 27 — апвеллинги; 28 — экваториальная дивергенция; 29 — антарктическая дивергенция; 30 — антарктическая конвергенция; 31 — покровное оледенение; 32 — аридные зоны суши

К ст. А. П. Лисицына



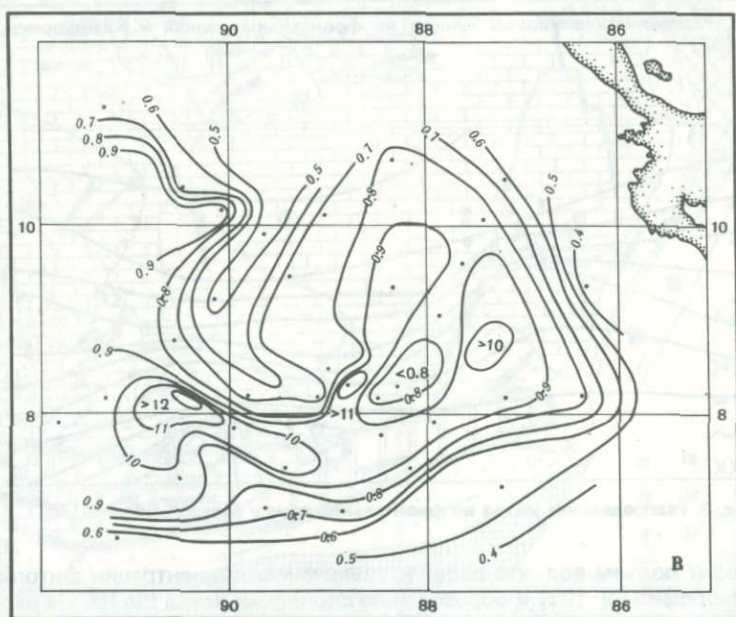
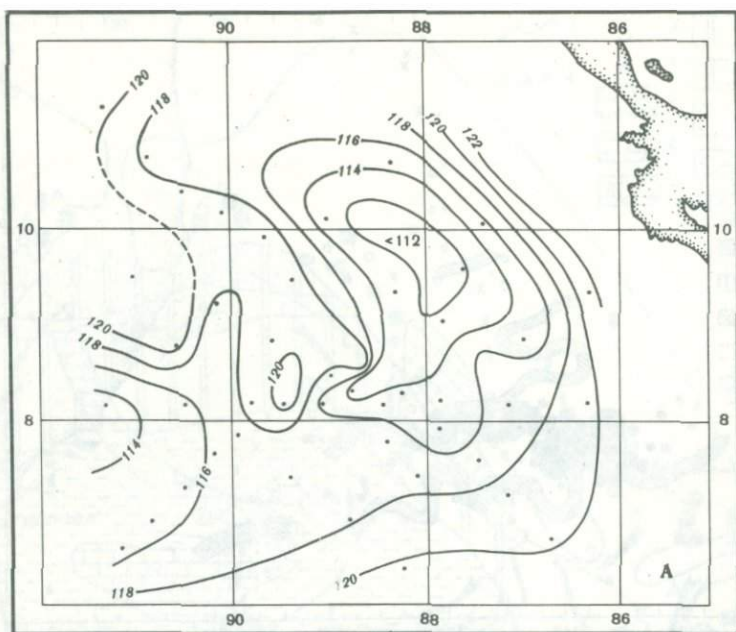
Р и с. 2. Распределение уловов тунцов во фронтальных зонах у Калифорнии, июнь 1973 г. [53]



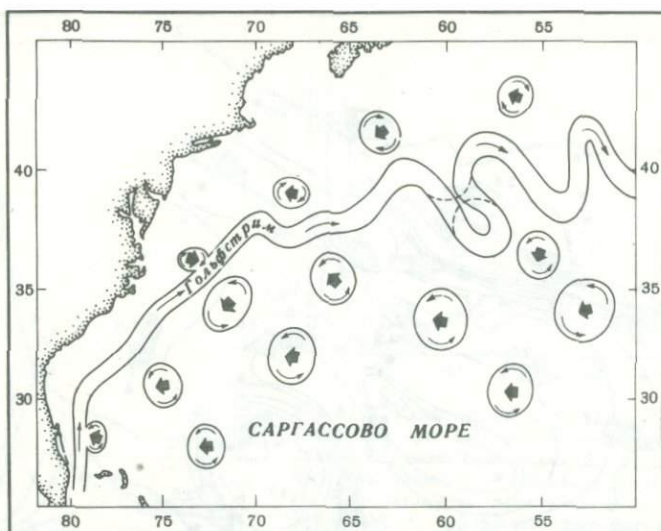
Р и с. 3. Распределение китов во фронтальной зоне у берегов Японии [45]

происходит подъем вод, что ведет к увеличению концентрации фитопланктона (хлорофилла) [52] и образованию скоплений рачка *Euphausia pacifica* [39].

Классическим примером стационарного круговорота является так называемый Костамериканский купол (рис. 4) диаметром около 200 миль, возникающий в результате воздействия рельефа дна на экваториальное противотечение. Апвеллинг внутри этого циклонического круговорота



Р и с. 4. Геопотенциальная топография на глубине 50 м (А), очерчивающая Коста-
 канский купол и распределение фосфатов (в мкг-ат/л) на той же глубине (В) [53]



Р и с. 5. Схема образования рингов Гольфстрима [62]

обеспечивает обогащение его биогенными элементами [40] и делает его одним из наиболее продуктивных районов восточной экваториальной Пацифики [37, 38 и многие другие].

Возникновение подвижных синоптических вихрей детально изучалось в последние годы [20]. Особенно крупные и долгоживущие вихри образуются на квазиперманентных фронтах, связанных с мощными течениями. Когда фронт велик и силен, он нестабилен и образует меандры, которые, отрываясь, превращаются в крупные вихри (рис. 5). Особенно хорошо изучен в этом отношении полярный фронт в Атлантике, на котором создаются высокие градиенты между холодными шельфовыми субарктическими водами и теплыми водами Саргассова моря. Если они образуются южнее или восточнее фронта, то содержат холодную воду. Наоборот, севернее антициклонические круговороты теплее окружающей среды.

Циклонические круговороты достигают в диаметре 300 км, охватывают толщу до глубины 3 км и, двигаясь на запад, существуют до двух лет [55], а затем часто вновь сливаются с основным течением. Захваченные в круговороты сообщества холодных вод выносятся в теплое Саргассово море с совершенно иным населением. Молодые ринги имеют относительно более высокую биомассу и иной видовой состав сообществ, чем в окружающих их водах Саргассова моря. По мере старения ринга характеристика его биоты приближается к окружающим теплым водам [62, 63]. В молодых рингах могут образовываться самостоятельные фитопланктонные сообщества, отличные как от исходных, так и от окружающих вод. Несколько позже в рингах с возрастом в один год оказывается повышенной биомасса зоопланктона. Однако повышенной концентрации более высоких трофических уровней и, в частности, рыб в рингах не обнаружено.

Крупные долгоживущие ринги образуются на фронтах и других крупных течениях, а орография берега или рельеф дна может придавать им близкий к стационарному характер. Так, среди рингов Курасио известен стационарный крупный ринг у юго-восточных берегов Японии [35, 60],

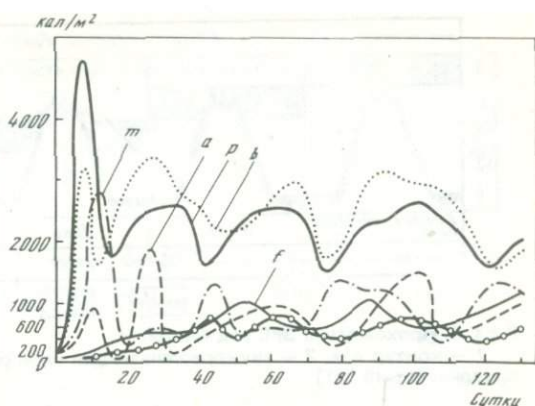
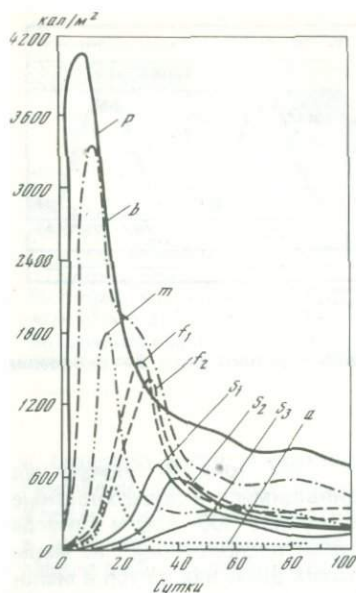


Р и с. 6. Холодно-ядерные кольца в Агульясском течении в марте 1969 г. [33]

который обеспечивает повышенную продукцию планктона, мелких рыб и кальмаров. Западные граничные течения, идущие вдоль побережья Австралии, создают почти постоянный антициклонический круговорот к юго-востоку от Сиднея [51]. Известны кольца Агульясского течения к юго-востоку от Южной Африки (рис. 6).

И все же кольца крупных течений — это скорее экзотические образования, чем факторы, влияющие на продуктивность океана. Видимо, в этом отношении большую роль играют более мелкие (до 100 км в диаметре) и менее долгоживущие (несколько недель или месяцев) синоптические вихри, возникающие и существующие на обширных океанических акваториях.

Вихри, имеющие циклонический характер, обеспечивают дополнительный вынос биогенных элементов через термоклин в эвфотическую зону. По наблюдениям во время эксперимента "Полимоде" такие интрузии происходили в районе полигона довольно регулярно. При этом существенно повышается весь продукционный уровень сообщества (рис. 7) фито- и зо-



Р и с. 7. Развитие сообщества пелагиали в отсутствие (а) и при наличии (б) интрузий биогенных элементов через термоклин [8, 9], *p* — биомасса фитопланктона; *b* — биомасса бактериопланктона; *a* — биомасса простейших; *m* — биомасса науплиев; *f* — биомасса фитофагов; *s* — биомасса хищного мезопланктона

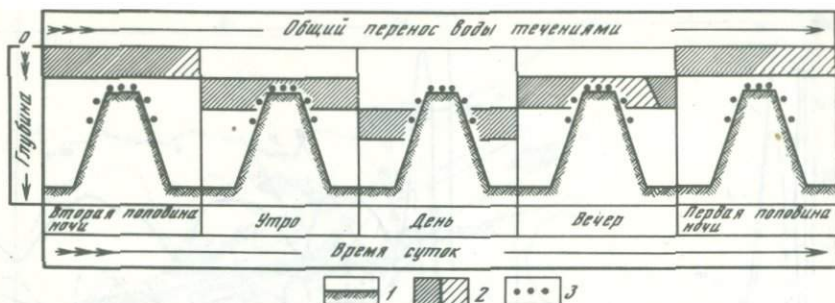
опланктона и планктофагов. Очевидно, при этом наиболее существенно обогащается население "надтермоклинового" слоя [19], увеличивается так называемый "нижний максимум" биомассы планктона эпипелагиали. Как указывает Фронтьер [44], именно "нижний максимум" обеспечивает в первую очередь питание молоди крупных пелагических рыб и, вероятно, он же служит основным "пастбищем" мелких рыб мезопелагиали (миктофид и т.п.). Биомасса этих рыб в океане велика [25]. Причем они обитают и в олиготрофных районах открытого океана, образуя звукорассеивающие слои (ЗРС).

Влияние островов и подводных поднятий дна

Острова, поднимающиеся с огромных глубин до поверхности на пути океанических течений, индуцируют их нестабильность, часто развивающуюся в вихри. Был детально проанализирован механизм возникновения систем вихрей под влиянием островов на примере островов Гавайской группы [56] и Галапагос [61]. Кроме того, вблизи островов по гидродинамическим причинам, рассмотренным еще В.Б. Штокманом, образуются локальные квазистационарные апвеллинги, обогащающие поверхностные воды. Именно эти механизмы создают локальное повышение продуктивности планктона и концентрацию рыбы у многих океанических островов.

Мелководные банки и прежде всего плосковершинные гайоты, поднимающиеся на глубину 100–300 м и окруженные глубоким открытым океаном, находясь на пути океанских течений, могут оказывать тот же эффект, что и островные группы и вызывать местное повышение продуктивности планктона. Так, например, удалось проследить серию квазистационарных круговоротов, возникающих над вершинами Императорских гор в северо-западной части Тихого океана и во многих других местах.

Снабжение пищей скоплений придонных рыб может осуществляться пу-



Р и с. 8. Прохождение ЗРС над банкой

1 — контур дна, 2 — звукорассеивающий слой различной плотности, 3 — скопления придонных рыб [21]

тем, недавно рассмотренным Н.И. Кашкиным [21] (рис. 8). Ночью над банкой проходит вода с животными ЗРС, поднявшимися в поверхностные слои. Утром они мигрируют вниз, обычно на глубину 300—400 м (иногда глубже), в зону сумерек и темноты. Однако банки расположены на меньшей глубине, и животные ЗРС, многие из которых днем находятся в малоподвижном "летаргическом" состоянии [34], скапливаются в придонном слое, становясь легкой добычей придонных рыб. Утром здесь уже почти некому мигрировать вверх, но за день из открытого океана на банку приносятся новые ЗРС, и все повторяется сначала. Придонные хищники банки имеют непрерывное пополнение своего рациона и могут образовывать большие скопления. Вероятно, такое, отсеивание происходит со всем проносимым над банкой кормовым планктоном, а не только с животными ЗРС. Банки действуют как коралловый атолл в олиготрофном океане, только там из воды изымаются биогенные элементы, а здесь "отсеиваются" планктонные животные, но обе системы действуют по принципу биологического сита. Таким образом, на мелководных банках создаются условия, обеспечивающие откорм повышенных концентраций рыб на всех стадиях их жизненного цикла — и молоди, и взрослых форм.

Промысловое использование биоресурсов открытого океана

Океаническая зона до последнего времени обеспечивала годовой вылов порядка 6 млн. т, т.е. 22 кг/км^2 , в то время как в среднем океан дает почти на порядок больше — 180 кг/км^2 , а прибрежные зоны дают в среднем 620 кг/км^2 , причем рыбопродуктивность в некоторых участках этих зон достигает 3000 кг/км^2 и более. Однако анализ рассмотренных выше особенностей биопродуктивных процессов в пределах открытых районов океана, объясняющий наличие и причинность образования отдельных оазисов, а подчас и достаточно обширных районов с повышенными уровнями биопродуктивности, которые, по предварительным оценкам, занимают до 20 млн. км^2 , т.е. около 10% всей акватории открытых районов океана, показывает возможность существенного повышения использования промыслом пелагических вод открытого океана (табл. 2).

В настоящее время промысел в открытом океане интенсивно развивается. Так, например, в юго-восточной части Тихого океана обнаружены и облавливаются значительные скопления ставриды, сардины, скумбрии, макрелешуки и кальмаров; в северной части Тихого океана — ставриды;

Т а б л и ц а 2

Потенциальная рыбопродуктивность пелагиали Мирового океана [25]

Показатель	Атлантический	Индийский	Тихий	Мировой
Площадь пелагиали, млн. км ²	65	57	137	159
в том числе вергентных зон	2,5—5,1	3,0—5,6	4,0—9,1	9,5—19,8
Рыбопродуктивность, кг/км ² в год	800	400	800	600
Возможный вылов, млн. т в год	4	2	7	13

в северной части Атлантического океана — путассу, морского окуня и скумбрии, а в его центральной части — кальмара и т.д.

Кроме того, помимо относительно крупных промысловых объектов, в приповерхностных слоях обитают многочисленные мелкие мезопелагические рыбы, способные обеспечить значительный вылов.

Связь биопродуктивности открытых районов с плотностной структурой вод

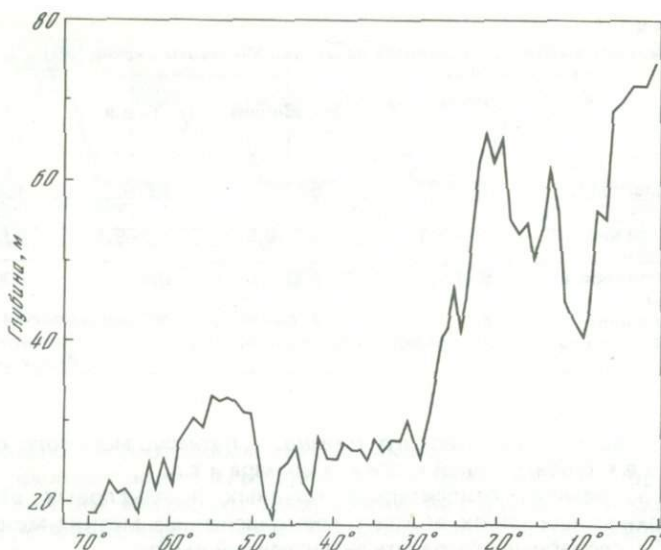
Мы рассмотрели некоторые гидродинамические ситуации, возникающие в открытом океане и способствующие разномасштабному повышению биологической и рыбной продукции. Попытаемся выяснить, каковы методы численного, количественного выражения различных важных для оценки уровня биопродуктивности динамических структур океана.

Для пространственного выражения микро- и мезомасштабных динамических структур, лежащих в основе формирования высокопродуктивных промысловых районов, обычно используются разнообразные океанографические характеристики. Самыми распространенными их формами являются: 1) карты динамической топографии; 2) векторы постоянных течений; 3) карты распределения полных потоков; 4) карты распределения температуры воды в верхних слоях моря в высоких и умеренных широтах, в областях распространения теплых или холодных течений.

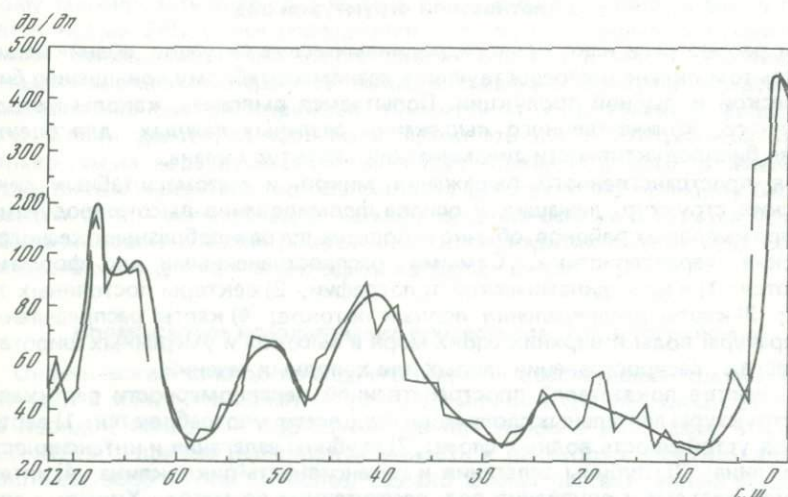
В качестве показателей пространственной неравномерности вертикальной структуры деятельных слоев моря чаще всего употребляются: 1) вертикальная устойчивость водных слоев; 2) глубины залегания и интенсивность термоклина; 3) глубины залегания и интенсивность пикноклина; 4) интенсивность подъема и опускания вод, рассчитанные по методу Хидаки и другими методами; 5) величины экмановского переноса от берега и т.п.

Для получения сравнимых между собой численных величин пространственной неравномерности динамики вод поверхностной структуры океана наиболее показательно использование первых производных поля плотности по направлению ($\partial \rho / \partial l$ и $\partial \rho / \partial n$) и глубине ($\partial \rho / \partial z$), т.е. величин горизонтальных и вертикальных градиентов плотности, а также некоторых их пространственных характеристик, таких, как топография пикноклина и др. Географическое положение фронтальных зон, зон апвеллинга и другие динамические явления хорошо прослеживаются по величинам горизонтальных и вертикальных градиентов плотности морской воды [16, 17].

В северной части Атлантического океана показательным оказывается



Р и с. 9. Изменение среднеширотной глубины нахождения максимального вертикального градиента плотности в Северной Атлантике



Р и с. 10. Изменение среднеширотной величины горизонтального градиента плотности в Северной Атлантике

поле горизонтального градиента плотности на 0 м [15, 18]. Сплошные области высоких значений градиентов плотности хорошо совпадают с известными районами промысла. Выделяется область повышенных значений градиентов в зоне взаимодействия вод системы Гольфстрим — Северо-Атлантическое — Лабрадорское течения. Эта область представляет собой одно из наиболее мощных проявлений фронтальности в открытых районах океана. Множество языков больших значений горизонтального градиента плотности, отходящих от этой области в восточном направлении, в общем

Т а б л и ц а 3

Среднеширотные величины $\partial\rho/\partial n$, $H(x, y)$, содержания фосфатов в слое 0–100 м и продуктивности вод в баллах

Широта, град	$\partial\rho/\partial n$	$H(x, y)$	PO_4 мкг · ат/л	Баллы
0–5	117	73	0,25	3
6–10	33	49	0,25	2
11–15	32	55	0,15	2
16–20	42	59	0,15	2
21–25	39	53	0,20	1
26–30	31	34	0,20	1
31–35	42	28	0,25	3
36–40	65	26	0,25	3–4
41–45	75	25	0,50	4
46–50	55	23	0,50	4
51–55	52	32	0,75	3–4
56–60	32	30	0,75	3–4
61–65	80	22	0,90	5+
66–70	86	21	0,90	5+

соответствует районам высокой продуктивности, выделяющимся по биомассам фито- и зоопланктона [12, 24].

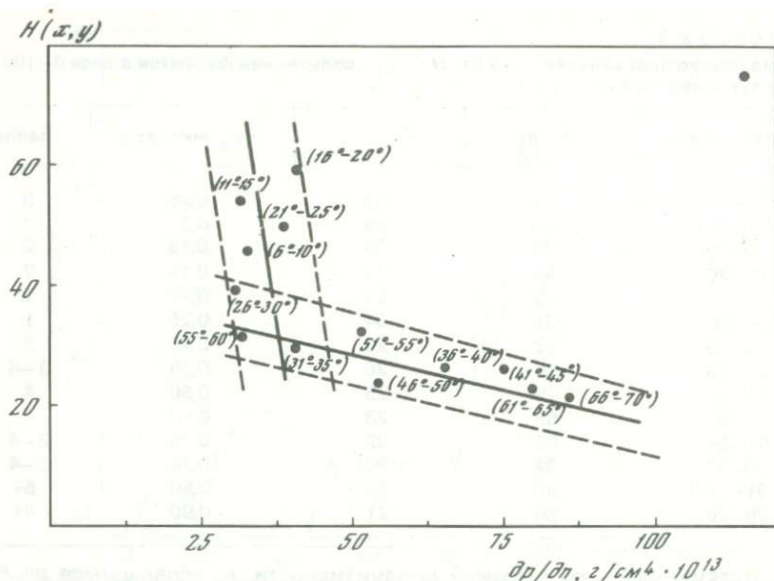
Аналоги этой области, несколько даже превосходящие ее масштабом соответствующих явлений, наблюдаются на северо-западе и юго-востоке Тихого океана.

Как хорошие показатели продуктивности океанических вод проявляют себя параметры вертикального градиента плотности, рассчитанные на основании 1° осреднения, хотя они и не дают возможности выявить локальную изменчивость исследуемых полей, масштабов вихревых или небольших фронтальных образований. В северной части Атлантического океана севернее 40° с.ш. величины $H(x, y)$, меньшие 20 м, как правило, соответствуют максимумам $\partial\rho/\partial z$, наблюдаемым в наиболее продуктивных районах. Южнее 40° с.ш. такого соответствия не наблюдается. Максимум $\partial\rho/\partial z$ постепенно опускается до 80–100 м и более. Все же в большинстве случаев наиболее близкое к поверхности моря, по сравнению с окружающими водами, расположение этого максимума характерно для самых продуктивных участков. Увеличение вертикального градиента плотности южнее 40° с.ш. наблюдается в приэкваториальной зоне приблизительно от 0 до 10° с.ш. (рис. 9).

Сравнение пространственного положения районов, в которых совпадают высокие значения градиентов плотности с некоторыми характеристиками промысловой продуктивности вод для северной части Атлантического океана, показывает очень высокий уровень связи между абиотическими и биотическими условиями [14].

Интересный материал для анализа связи абиотических и биотических условий в северной Атлантике дают величины среднеширотных значений горизонтальных градиентов плотности. Среднеширотное распределение $\partial\rho/\partial n$ (рис. 10) в общем показывает хорошую сходимость с биопродуктивностью вод. В высоких и умеренных широтах максимумы горизонтального градиента приходятся на 62°–68° с.ш., 49°–52° и приблизительно 38°–45° с.ш. Минимальные величины градиентов приходятся на 55°–60° и 47°–48° с.ш.

Очень низки среднеширотные величины $\partial\rho/\partial n$ между 35° и 5° с.ш., но здесь по отдельным широтам имеются существенные различия. Так,



Р и с. 11. Взаимосвязь величин горизонтального градиента плотности $\left(\frac{\partial \rho}{\partial \eta}\right)$ и положения максимального вертикального градиента плотности ($H_{x,y}$) в Северной Атлантике

минимумы приходятся на 25° – 35° и 5° – 15° с.ш., максимум – 23° – 25° с.ш.

Особняком стоит приэкваториальная зона, где $\partial \rho / \partial \eta$ достигает максимальных значений для всего полушария. Здесь отмечается повышение величин первичной продукции, биомассы фито- и зоопланктона, но далеко не адекватно величинам горизонтальных градиентов. Основную причину этого мы находим в том, что в приэкваториальных широтах южнее 20° с.ш. резко ухудшаются условия для обитания организмов в приповерхностных слоях из-за быстрого заглубления слоя скачка.

В табл. 3 показана зависимость биопродуктивности вод различных широтных зон от горизонтального градиента плотности, топографии максимума вертикального градиента и содержания биогенных элементов. Там, где совпадают максимумы всех приводимых в табл. 3 характеристик, между 60° и 70° с.ш., располагаются наиболее продуктивные районы Мирового океана. С другой стороны, между 20° и 30° с.ш. низкие величины $\partial \rho / \partial \eta$ и $\partial \rho / \partial z$ совпадают с низким положением максимума $\partial \rho / \partial z$ и минимальным содержанием биогенных веществ в верхнем 100-метровом слое. Неудивительно, что эта зона выделяется рекордно низкими величинами биопродуктивности.

Между 25 и 40° с.ш. биопродуктивность вод зависит прежде всего от $\partial \rho / \partial \eta$, так как значения $H(x,y)$ более или менее благоприятны для продуцирования органики на большей части района (исключение представляет обширная зона на правой периферии Гольфстрима и некоторые другие участки), а содержание минеральных солей везде невелико.

Севернее 40° с.ш. низкие величины $\partial \rho / \partial \eta$, наблюдаемые в некоторых широтных зонах, частично компенсируются за счет высокого положения максимума $\frac{\partial \rho}{\partial z}$.

Южнее 20° с.ш. лимитирующим фактором биопродуктивности вод бесспорно является положение максимума вертикального градиента плотности. Величины $H(x, y)$, меньшие 40 м для этой зоны, могут считаться благоприятными для биопродуктивности.

Очень наглядно значимость пространственных изменений величин $H(x, y)$ и $\partial\rho/\partial v$ в меридиональном направлении проявляется при совместном анализе этих характеристик (рис. 11). Нетрудно видеть, что приблизительно от 5° до 30° широты изменения происходят главным образом в топографии верхней границы максимального вертикального градиента, т.е. по $H(x, y)$. Севернее 30° с.ш. почти все изменения связаны с величинами горизонтального градиента плотности. Соответственно севернее 30° с.ш. уровень биопродуктивности вод в первую очередь определяется величинами горизонтального градиента плотности, южнее он больше зависит от глубины залегания максимального вертикального градиента.

Короткопериодная изменчивость пространственной структуры сообществ

В течение долгого времени основное внимание биоокеанологов было привлечено к общей оценке величин биологической продукции в том или ином районе океана. Интенсивно проводящееся в течение двух последних десятилетий изучение биопродукционных процессов в экосистемах пелагиали — их особенностей в разных районах и закономерностей изменчивости по мере развития сообществ — также касалось процессов, проходящих достаточно медленно: в течение суток, неделю, месяцев. Обычно для описания и моделирования таких явлений элементарным шагом во времени принимаются сутки. Такой подход в лучшем случае позволял указать на возможный район и период концентрации рыб, дать базу для долгосрочного прогнозирования промысла. Никаких возможностей краткосрочного прогнозирования и перемещения локальных скоплений методы исследования, приспособленные к оценке макромасштабных изменений, дать не могли. В результате краткосрочный прогноз целиком строится на анализе абиотических факторов, главным образом неоднородности поля температуры, плотности, наличия высокоградиентных фронтальных разделов и т.п. [23, 26, 32 и др.]. В то же самое время совершенно очевидно, что коррелятивная связь скопления рыб с флуктуациями гидрофизических полей есть только видимое выражение еще очень плохо изученных короткомасштабных биологических явлений в экосистемах. Действительно, перемещения скоплений промысловых рыб с временным масштабом 2—3 сут удалось связать с короткопериодными изменениями в функционировании экосистем [28—30].

Однако периоды существования концентрации рыбы могут определяться еще меньшим временем — 1—2 сут и даже часами и десятками минут. Совершенно очевидно, что такие кратковременные концентрации не связаны с особенностями биопродуктивности сообществ, а зависят от поведенческих реакций самих рыб и их кормовых организмов. Так, известно, что мигрирующие животные при ночном подъеме часто задерживаются на короткое время, образуя скопления у нижней границы термоклина, хотя потом и могут проходить сквозь него [3, 4]. То же действие оказывает нижняя граница косо заглубляющегося фронтального раздела с повышенными градиентами температуры [2]. На образующемся гидроклине скапливается мигрирующий планктон (вечером — под ним, утром — над ним), и его повышенная концентрация используется в пищу рыбами.

Неоднократно отмечалась кратковременная концентрация приповерх-

ностного планктона, связанная с прохождением внутренних волн. Кроме того, при возникновении зон резких градиентов температуры даже на несколько десятых градуса (например, при прохождении пакетов внутренних волн или быстро перемещающихся фронтальных разделов) планктонные животные получают кратковременный температурный шок, их подвижность временно уменьшается и они делают более легкой добычей рыб. Питающаяся рыба активно концентрируется в зонах таких эфемерных, например приливных фронтов, и по мере разрушения одного из них переходит на соседний. Во время 34-го рейса нис "Академик Курчатов" мы наблюдали у берегов северного Перу зону быстро перемещающихся — возникающих и разрушающихся — концентраций, связанных с перемещающимися пакетами внутренних волн. Скопления рыб, заметные по огромным стаям рыбоядных птиц, держались на одном разделе всего по 20—40 мин, а затем рассеивались и концентрировались на соседнем формирующемся, куда устремлялись и птичьи стаи.

Таким образом, совершенно очевидна необходимость детального исследования биологических явлений (в том числе и поведенческих), имеющих внутрисуточный масштаб и часто определяемый даже не часами, а минутами. В первую очередь это процессы циркадных биологических ритмов (суточных миграций, суточных ритмов питания, суточных ритмов размножения), а также изменения пространственной структуры сообществ, связанной с внутренними волнами, перемещениями фронтальных разделов и т.п.

Исследования этих процессов и явлений должны быть выделены в специальное направление со своей методологией и инструментальной базой. Основным инструментом исследования должно быть зондирование биологических или в крайнем случае биофизических параметров. Частично такие методы зондирования уже имеются: акустические — с широким набором частот посыльных сигналов и оптические — зондирование хлорофилла и биолюминесцентного поля. К сожалению, биологическая расшифровка получаемой информации разработана еще совершенно недостаточно, и это — основная методическая задача ближайшего будущего, без разрешения которой развитие исследований микромасштабных биологических процессов чрезвычайно затрудняется.

Экология пелагиали, вслед за гидрофизикой, должна вступить на путь специального и методически обособленного изучения микро- и макропроцессов. Несмотря на то, что эти процессы — лишь разные грани одного явления и макромасштабные изменения складываются и определяются мелкомасштабными, но на современном этапе изучение экологии их сообществ необходимо в значительной степени обособить, с тем чтобы потом объединить на более высоком уровне знания. И только объединение данных о длительных экологических явлениях, определяющих процессы биопродуктивности, и краткосрочных изменениях, влияющих на поведение и агрегацию nektonных животных, может обеспечить промысел полным, причинно обоснованным биоэкологическим прогнозом — долгосрочным и краткосрочным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богоров В.Г. Биомасса зоопланктона и продуктивные районы Тихого океана. — В кн.: Биология Тихого океана: Планктон. М.: Наука, 1967, с. 221—229.
2. Богоров В.Г., Виноградов М.Е., Воронина Н.М. и др. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5, с. 1205—1207.
3. Виноградов М.Е. Распределение зоопланктона в западных районах Берингова моря. — Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1956, т. 7, с. 173—203.

4. *Виноградов М.Е.* Вертикальное распределение океанического зоопланктона. М.: Наука, 1968. 320 с.
5. *Виноградов М.Е.* Пространственно-динамический аспект существования сообществ в океане. — В кн.: Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977, с. 14—23. (Океанология. Биология океана; Т. 2.)
6. *Виноградов М.Е.* Экосистемы океанской пелагиали и некоторые особенности их функционирования. — В кн.: Биологические ресурсы Мирового океана. М.: Наука, 1979, с. 83—102.
7. *Виноградов М.Е., Гительзон И.И., Сорокин Ю.И.* О пространственной структуре сообществ эвфотической зоны тропических вод океана. — В кн.: Функционирование пелагических сообществ тропических районов океана. М.: Наука, 1971, с. 255—264.
8. *Виноградов М.Е., Флейшман Б.С., Крапивин В.Ф.* и др. Математическая модель функционирования экосистемы пелагиали тропических районов океана. — Океанология, 1973, т. 13, № 5, с. 852—866.
9. *Виноградов М.Е., Крапивин В.Ф., Флейшман Б.С., Шушкина Э.А.* Использование математической модели для анализа поведения экосистемы океанской пелагиали. — Океанология, 1975, т. 15, № 2, с. 313—320.
10. *Виноградов М.Е., Воронина Н.М.* Развитие сообществ океанской пелагиали. — В кн.: Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979, с. 50—63.
11. *Виноградов М.Е., Шушкина Э.А.* Сукцессия морских планктонных сообществ. — Океанология, 1983, т. 23, № 4, с. 633—639.
12. *Владимирская Е.В.* Распределение и сезонные изменения биомассы зоопланктона в северо-западной части Атлантического океана. — Тр. ВНИРО, 1972, т. 77, с. 38—70.
13. *Воронина Н.М.* Сообщества умеренных и холодных вод южного полушария. — В кн.: Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977, с. 68—90. (Океанология. Биология океана; Т. 2.)
14. *Горина А.М., Демин Ю.Л., Елизаров А.А.* и др. Особенности пространственной неоднородности поля плотности северной Атлантики в связи с продуктивностью вод. — Тр. ВНИРО "Условия среды и биопродуктивность моря". М. 1982, с. 44—52.
15. *Демин Ю.Л., Елизаров А.А., Щербинин А.Д.* Океанографические условия, определяющие пространственную неравномерность биопродуктивности вод (на примере Атлантического океана). — Тр. ВНИРО, 1980, т. 140, с. 27—50.
16. *Елизаров А. А.* Оценка пространственной неравномерности биопродуктивности районов открытого океана по стандартной океанографической информации. — Обзор. информ. ЦНИИТЭИРХ. Сер. Промысловая океанография, 1977, вып. 5, с. 3—13.
17. *Елизаров А.А.* Некоторые характеристики поля плотности поверхностной структуры Северной Атлантики как важные океанографические показатели биопродуктивности вод. — В кн.: Тез. докл. на 5-й Всесоюз. конф. по промысловой океанографии. Калининград, 1979, с. 37—38.
18. *Елизаров А.А., Щербинин А.Д.* Об океанологических основах пространственного распределения планктона (на примере Северной Атлантики). — Тр. ВНИРО, 1979, т. 136, с. 24—35.
19. *Иваненков В.Н., Сапожников В.В., Чернякова А.М.* и др. Скорость химических процессов в слое фотосинтеза тропической Атлантики. — Океанология, 1972, т. 12, № 2, с. 243—251.
20. *Каменкович В.М., Кошляков М.В., Монин А.С.* Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.
21. *Кашкин Н.И.* Мезопелагический микронектон как фактор рыбопродуктивности океанических банок. — В кн.: Фронтальные зоны юго-восточной части Тихого океана: (Биология, физика, химия). М.: Наука, 1984, с. 285—291.
22. *Кобленц-Мишке О.И., Кабанова Ю.Г., Волковинский В.В.* Новые данные о величине первичной продукции Мирового океана. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 5, с. 1189—1192.
23. *Кухоренко К.Г., Филиппов Е.А., Рябиков О.Г.* К вопросу кратковременного прогнозирования мест скопления рыбы у побережья северо-западной Африки. — В кн.: Атлантический океан: Рыбопоисковые исследования. Калининград: АтлантНИРО, 1969, вып. 1, с. 107—112.
24. *Мовчан О.А.* Распределение и развитии фитопланктона в районе Ньюфаундленда в зависимости от сезонных изменений некоторых абиотических факторов. — Океанология, 1967, т. 7, № 6, с. 1053—1067.
25. *Моисеев П.А.* Некоторые перспективы использования биоресурсов Мирового океана. — Биология моря, 1981, № 3, с. 68—75.
26. *Рябиков О.Г., Фомин Г.В.* О краткосрочном прогнозировании мест скопления ры-

- бы в шельфовых водах западной Африки. — В кн.: Атлантический океан: Рыбо-поисковые исследования. Калининград: АтлантНИРО, 1969, вып. 2, с. 56—65.
27. *Семина Г.И.* Биотоп и количественное развитие океанского фитопланктона. — Успехи соврем. биологии, 1966, т. 62, № 2 (5), с. 289—306.
 28. *Строгонов А.А.* О методах составления промысловых прогнозов. — Отд. информ. ЦНИИ экон. исслед. рыб. хоз-ва. Сер. 9, 1972, вып. 3, с. 76—78.
 29. *Строгонов А.А.* Промысловый эксперимент в центральной-восточной Атлантике. — Океанология, 1975, т. 15, № 3, с. 545—548.
 30. *Строгонов А.А., Виноградов М.Е.* Флуктуации экосистемы пелагиали над шельфом и их использование для прогнозирования. — Океанология, 1975, т. 15, № 4, с. 713—720.
 31. *Федоров К.Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.
 32. *Филлипов Е.А.* Учет гидрометеорологических факторов при поиске рыбы у побережья Африки. — Отд. информ. ЦНИИ экон. исслед. рыб. хоз-ва. Сер. 1, 1970, вып. 2.
 33. *Bang N.D.* Characteristics of an intense ocean frontal system in the upwelling region West of Cape Town. — Tellus, 1973, vol. 25, p. 256—265.
 34. *Barham E.G.* Deep-sea fishes: Lethargy vertical orientation. — Sci. Rep. Maury Center Ocean, 1971, vol. 5, p. 100—118.
 35. *Barkley R.H.* The Kuroshio—Oyashio front as a compound vortex street. — J. Mar. Res., 1968, vol. 26, p. 83—104.
 36. *Beebe W.* The Arcturus adventure. N.Y.: Putnam and Sons, 1926.
 37. *Blackburn M.* Micronekton of the eastern tropical Pacific ocean: Family composition, distribution, abundance, and relations to tuna. — Fish. Bull. Fish. Wildlife Serv. US, 1968, vol. 67, p. 71—115.
 38. *Brandhorst W.* Thermocline topography, zooplankton standing crop and mechanism of fertilization in the eastern tropical Pacific. — J. Cons. intern. explor. mer., 1958, vol. 24, N 1, p. 16—31.
 39. *Brinton E.* Population biology of *Euphausia pacifica* off southern California. — Fish. Bull. Fish. Wildlife Serv. US, 1976, N 74, p. 733—762.
 40. *Broenkow W.W.* The distribution of nutrients in the Costa Rica Dome in the eastern tropical Pacific ocean. — Limnol. and Oceanogr., 1965, vol. 10, p. 40—52.
 41. *Dugdale R.C., Goering J.J.* Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. — Limnol. and Oceanogr., 1967, vol. 12, p. 196—206.
 42. *Eppley R.W.* Estimating phytoplankton growth rates in the central oligotrophic ocean. — In: Primary productivity in the sea/ Ed. P.G. Falkowski. N.Y.; L.: Plenum press, 1980, p. 231—242.
 43. *Eppley R.W.* Autotrophic production of particulate matter. — In: Analysis of marine ecosystems. L.: N.Y.: Acad. press, 1981, p. 343—361.
 44. *Frontier S.* Interface entre deux ecosystems: exemple dans le domaine pelagique. — Ann. Inst. océanogr., 1978, vol. 54, N 2, p. 95—106.
 45. *Gaskin D.E.* Distribution of Delphinidae (Cetacea) in relation to sea surface temperature off eastern and southern New Zealand. — N.Z. J. Mar. and Freshwater Res., 1968, vol. 2, p. 527—543.
 46. *Knauss J.A.* An observation of an oceanic front. — Tellus, 1957, vol. 9, p. 234—237.
 47. *Lauris R.M., Lynn R.J.* Seasonal migration of north Pacific albacore *Thunnus alalunga*, into North American coastal waters: Distribution, relative abundance, and association with fraurition zone waters. — Fish. Bull. Fish. Wildlife Serv. US, 1977, vol. 75, p. 795—822.
 48. *Margalef R.* Perspectives in ecological theory. Chicago: Univ. press, 1968. 111 p.
 49. *Murphy G.I., Shomura R.S.* Pre-exploitation abundance of tunas in the equatorial central Pacific. — Fish. Bull. Fish. Wildlife. Serv. US, 1972, vol. 72, p. 875—913.
 50. *Neil W.H., Chong R.K., Dizon A.E.* Magnitude and ecological implications of thermal inertia in skipjack tuna, *Katsuwonus pelamis*. — Environ. Biol. Fish., 1976, vol. 1, p. 61—80.
 51. *Nilsson C.S., Andrews J.C., Scully-Power P.* Observations of eddy formation of east Australia. — J. Phys. Oceanogr., 1977, vol. 7, p. 659—669.
 52. *Owen R.W.* Eddies of the California current system: Physical and ecological characteristics. — In: The California islands/ Ed. D. Power. Santa Barbara (Cal.): Mus. Natur. Hist., 1980.
 53. *Owen R.W.* Front and eddies in the sea: Mechanisms, interactions and biological effects. — In: Analysis of marine ecosystems. L.: N.Y.: Acad. press, 1981, p. 197—233.
 54. *Pak H., Zaneveld J.R.V.* Equatorial front in the eastern Pacific ocean. — J. Phys. Oceanogr., 1974, vol. 4, p. 570—578.
 55. *Parker C.E.* Gulf Stream rings in the Sargasso sea. — Deep-Sea Res., 1971, vol. 18, p. 981—993.

56. *Patzert W.C.* Eddies in Hawaiian waters. — Hawaii Inst. Geophys. Rep., 1970, N 69-8.
57. *Peres J.M.* Structure and dynamics of assemblages in the pelagial. — In: Marine ecology / Ed. O. Kinne. J. Wiley and Sons, 1982, vol. 5, p. 67—117.
58. *Seckel G.* Hawaiian-caught shipjack tuna and their physical environment. — Fish. Bull. Fish. Wildlife Serv. US, 1972, N 70, p. 763—787.
59. *Svedrup H.V.* On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. — J. Cons. intern. explor. mer., 1953, vol. 18, p. 287—295.
60. *Uda M.* Researches on "Siome" or current rip in the seas and oceans. — Geophys. Mag., 1938, vol. 11, p. 307—372.
61. *White W.B.* An oceanic wake in the equatorial undercurrent downstream from the Galapagos Archipelago. — J. Phys. Oceanogr. 1973, vol. 3, p. 156—161.
62. *Wiebe P.H.* Rings of Gulf Stream. — Sci. Amer., 1982, N 3, p. 50—60.
63. *Wiebe P.H., Hulbert E.M., Carpenter E.J.* et al. Gulf Stream cold core rings: Large-scale interaction sites for open ocean plankton communities. — Deep-Sea Res., 1976, vol. 23, p. 695—710.
64. *Zeldis J.R., Jillet J.B.* Aggregation of pelagic *Munida gregaria* (Fabricius) by coastal fronts and internal waves. — J. Plankton Res., 1982, vol. 4, N 4, p. 839—857.

УДК 550.3:591.465.558

Ю.П. НЕПРОЧНОВ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОФИЗИКИ ДНА ОКЕАНА

За последние годы геофизические исследования океанского дна развились довольно интенсивно. Они стимулировались несколькими факторами, основными среди которых, на наш взгляд, были следующие:

1) необходимость уточнения и развития положений теории тектоники литосферных плит;

2) осуществление международного проекта глубоководного океанского бурения, в котором большую роль играют геофизические исследования — как при выборе точек бурения, так и при интерполяции данных бурения на более широкие площади океанского дна;

3) возросший интерес к освоению минеральных ресурсов океана и целый ряд мероприятий по оценке практических возможностей добычи полезных ископаемых со дна океана и ее регламентации (Конференция по морскому праву).

В СССР координация морских геофизических исследований осуществляется Комиссией по проблемам Мирового океана АН СССР и Секцией морской геофизики Научного совета по геофизическим методам разведки АН СССР. За последние годы по инициативе Комиссии и Научного совета было проведено несколько конференций и совещаний, на которых обсуждались важнейшие аппаратно-методические вопросы, результаты и основные направления геофизических работ в океане. Материалы этих совещаний [2, 4, 6, 10, 41] частично послужили для данной обзорной статьи. В подготовке предложений по развитию морских геофизических методов участвовали: по магнитометрии — А.Н. Пушков, В.Н. Луговенко, Е.Г. Мирлин, И.И. Беляев, А.А. Шрейдер; по гравиметрии — А.Г. Гайнанов, В.Л. Пантелеев; по электромагнитным зондированиям — Л.Л. Ваньян, Б.С. Светов, А.Л. Хализов, В.В. Сочельников; по геотермике — Е.А. Любимова, А.Я. Гольмшток, В.Е. Фадеев, В.В. Калинин; по сейсмике — Ю.П. Непрочнов, Л.Н. Рыкунов, В.В. Седов, Л.Р. Мерклин, Л.И. Коган [41].

Большую роль в формулировании научных задач геолого-геофизических исследований в океане на ближайшие годы сыграла Международная конференция по научному океанскому бурению, которая состоялась в ноябре 1981 г. в США [57]. В подготовке и работе конференции активно участвовали многие советские ученые; делегацию АН СССР на конференции возглавлял председатель Комиссии по проблемам Мирового океана академик Л.М. Бреховских. В результате тщательного анализа и многостороннего обсуждения результатов и технических возможностей океанского бурения и сопутствующих ему геофизических исследований были выдвинуты в качестве первоочередных следующие научные проблемы:

- 1) происхождение и развитие океанской коры;
- 2) тектоническое развитие континентальных окраин и океанской коры;
- 3) происхождение и развитие морских осадочных отложений;
- 4) причины долговременных изменений в атмосфере, океанах, криосфере, биосфере и магнитном поле.

В решении перечисленных проблем, кроме непосредственного бурения, одно из первых мест принадлежит, конечно, геофизическим исследованиям. В связи с океанским бурением особенно важными представляются: каротаж, скважинные эксперименты и детальная геофизическая съемка районов бурения с применением, кроме стандартных методов, многоканального сейсмопрофилирования, сканирующих систем "Сибим" и "Глория", подводных лодок и глубоководных буксируемых аппаратов.

Геофизические работы в океане ведут многие организации СССР, в том числе Институт океанологии, Институт физики Земли, Институт земного магнетизма и распространения радиоволн, Геологический институт, Дальневосточный научный центр и Сибирское отделение АН СССР, Морской гидрофизический институт и Институт геофизики АН УССР, МГУ, Мингео СССР и др. За последние пять лет этими организациями выполнен очень большой объем геофизических исследований в различных районах Мирового океана. Так, только Институт океанологии АН СССР за этот период организовал и провел с участием ряда других институтов 13 геолого-геофизических экспедиций, восемь из которых имели полный комплекс геофизических методов. Если сюда добавить многочисленные экспедиции на судах ДВНЦ АН СССР и других организаций, то получится весьма внушительная цифра. В результате проведенных исследований советскими учеными достигнуты большие успехи в изучении геофизических полей и строения океанского дна, важных для решения как фундаментальных, так и прикладных проблем.

Методы исследований

При стандартных исследованиях в океане применяются все основные геофизические методы: магнитометрия, гравиметрия, геотермика и сейсмика, включающая непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), многоканальное сейсмопрофилирование (МОВ-ОГТ), глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и сейсмологические наблюдения. Достаточно подробное описание аппаратуры и методики измерений изложено в монографии "Геофизика океанского дна" [5]. Здесь кратко будут рассмотрены наиболее перспективные направления аппаратурно-методических разработок, которые могут повысить качество и эффективность геофизических исследований.

Магнитометрия. Дополнительно к повсеместно применяющимся при геофизической съемке в океане протонным и квантовым магнитометрам, измеряющим модуль вектора геомагнитного поля, необходимо более широко внедрять компонентные магнитометры и градиентометры. Как

показали экспериментальные работы последних лет, выполненные ИОАН и ИЗМИРАН, эти приборы дают важную дополнительную информацию о структуре магнитного поля [1, 13, 28]. Современные морские магнитометры, особенно протонные, обеспечивают высокую точность геомагнитных измерений (до 1–5 нТ). Однако реализовать эту точность, как правило, не удается из-за вариаций геомагнитного поля в районах работ. Применение морских магнитовариационных станций позволит значительно поднять точность магнитных съемок в океане. Поэтому одной из актуальных проблем в морской магнитометрии является изготовление и внедрение в практику автономных магнитовариационных станций. Большие перспективы в изучении тонкой структуры геомагнитного поля открывает применение магнитометров в глубоководных буксируемых аппаратах [53].

Одним из важных методов изучения литосферы и астеносферы в океане является глубинное электромагнитное зондирование. Как за рубежом, так и в нашей стране разрабатываются автономные станции, способные вести непрерывную регистрацию на дне океана в течении нескольких недель [39, 49]. Следует рекомендовать широкое применение таких станций в различных районах океана.

Гравиметрия. В последние годы точность набортных измерений силы тяжести на море значительно возросла (до 1–2 мГл), но все еще сильно уступает точности донной съемки [3]. Для дальнейшего повышения точности измерений, кроме улучшения качества гравиметров и усовершенствования способов учета скорости движения и качки судна, необходимо разработать способы учета приливных колебаний уровня океана. Для повышения достоверности результатов интерпретации перспективны опорные измерения силы тяжести на разных глубинах от уровня океана [41].

Геотермика. Стандартные отечественные термоградиентографы за последние годы существенно модернизированы. Накоплен опыт измерений в океане, позволяющий повысить точность определения геотермического градиента, увеличить широту охвата измерений геотермических параметров и точность интерпретации [38, 40, 41]. Анализ отечественных и зарубежных материалов приводит к выводу о необходимости учета конвективной составляющей тепломассопереноса. Для более точного учета локальных факторов, искажающих тепловой поток, необходимо ввести в комплекс морских геотермических исследований, наряду с измерением абсолютной температуры, градиента температуры и теплопроводности осадков, измерения скоростей придонных течений.

Сейсмика. Наиболее информативным методом геофизической съемки является НСП, применяемое для изучения строения осадочной толщи и рельефа фундамента. Достигнутые в последние 10 лет успехи в методике НСП [12] и экспериментальные опытные работы, выполненные в недавнем проведенных экспедициях ИОАН [17, 19, 23, 41], позволяют наметить основные направления дальнейшего совершенствования этого метода. Среди аппаратных задач важными являются: 1) стандартизация аппаратных комплексов НСП на базе применения аппаратуры "Аквармарин"; 2) внедрение цифровых приемо-регистрирующих устройств; 3) создание пространственных приемо-изучающих систем. Для совершенствования методики обработки данных НСП необходимо: 1) создание и внедрение техники и методики цифровой экспресс-обработки данных НСП на основе применения мини-ЭВМ и спецпроцессоров; 2) использование динамических характеристик отраженных волн с целью определения и корреляции сейсмоакустических параметров осадочной толщи по профилям НСП и выявления литологических особенностей слоев; 3) широкое внедрение в практику работ способов сейсмостратиграфии [58].

Возможности МОВ—ОГТ в океане ограничиваются базой измерений (длиной сейсмокося), которая обычно составляет около 3 км и недостаточна для уверенных определений средних и пластовых скоростей в земной коре глубоководных районов океана. Выполненные в последние годы эксперименты показали эффективность комплексирования стандартного МОВ—ОГТ с широкоугольным сейсмопрофилированием, которое может выполняться с применением 2—3 судов [63] или одного судна и буксируемого радиобуя [22].

Глубинное сейсмическое зондирование в настоящее время ведется с использованием радиобуев и донных сейсмографов (ДС). В ИОАН разработана методика детального ГСЗ земной коры в океане с автономными ДС и пневматическими излучателями большой мощности [18, 32]. Процесс морских работ на профилях ГСЗ и обработка записей ДС автоматизированы, что позволяет с помощью судовой ЭВМ получать синхронизированные монтажи сейсмограмм (годографы) и быстро производить количественную интерпретацию данных. Совершенствование донных сейсмических станций ведется в направлении увеличения информативности записей, расширения частотного диапазона, повышения эффективной чувствительности, увеличения длительности регистрации. Наиболее важные направления дальнейших исследований в области ГСЗ — изучение тонкой структуры второго и третьего слоев океанской коры, более детальные работы на стыках структур разного типа, развитие и внедрение пространственных способов наблюдения и интерпретации.

Большое значение в последнее время стали приобретать специальные сейсмические эксперименты на сверхдлинных профилях в океане с целью изучения литосферы и астеносферы [31, 44] и сейсмические измерения в скважинах на дне океана [20, 62]. Работы по изучению литосферы и астеносферы ведутся с донными сейсмографами, а в качестве источников сейсмических волн используются большие взрывы и землетрясения. Однако организация больших взрывов в океане очень трудоемка. В связи с этим весьма перспективной является разработка и внедрение способов накопления сигналов от пневматических излучателей или других сравнительно маломощных источников сейсмических волн, по аналогии с вибросейсмическим методом, широко применяющимся на суше [33, 34].

Изучение земной коры и верхов мантии

Кратко рассмотрим основные результаты и проблемы геофизических исследований земной коры и верхов мантии под океанами.

Осадочный слой. Многолетние работы экспедиций разных стран методом НСП позволили установить главные закономерности распределения осадочного покрова в океанах, построить разрезы и схемы изопахит осадочного слоя [9, 26, 36, 47, 48, 52]. По некоторым районам, особенно по окраинам континентов, проведены исследования повышенной детальности и составлены достаточно подробные карты мощностей осадков [50, 51 и др.]. В последние годы все больший объем работ стал проводиться на комплексных геофизических полигонах, которые дают наиболее полную информацию о строении осадочного покрова и фундамента. Примеры детальных карт мощностей осадочного покрова и рельефа фундамента, построенных по данным полигонных исследований, можно найти во многих статьях и монографиях [27, 28 и др.], а также в отчетах Проекта глубоководного океанского бурения, издаваемых в США по материалам рейсов бурового судна "Гломар Челленджер". Изучение кернов бурения, а также проб донных осадков, полученных грунтовыми трубками, позволяют при интер-

претации данных НСП проводить геологическую идентификацию основных отражающих границ и заключенных между ними слоев (рис. 1). Морфология и физические свойства границ и слоев осадочной толщи дают возможность оценивать характер осадконакопления во времени и пространстве, выявлять тектонические особенности областей осадконакопления.

Важный результат исследований — обнаружение существенной горизонтальной и вертикальной неравномерностей распределения осадков в океане, которые контролируются тектоническими, климатическими и гидрологическими факторами. Расшифровка взаимосвязи этих факторов и причин их долговременных изменений еще только начинается и является одной из задач геолого-геофизических исследований в океане на ближайшее десятилетие [57]. Среди тектонических аспектов этой проблемы большой интерес представляют внутриплитовые деформации фундамента и осадочного чехла, выявленные на записях НПС американских и советских экспедиций [27, 46]. Обширная зона деформаций расположена в Центральной котловине Индийского океана (рис. 2); материалы НСП 21, 23 и 29-го рейсов нис "Дмитрий Менделеев" [17, 19, 23] свидетельствуют о многочисленных тектонических нарушениях осадочного чехла и фундамента в Северо-Западной котловине Тихого океана. Изучение структуры и пространственного распределения внутриплитовых деформаций верхней части земной коры в океане, их связи с глобальными тектоническими процессами — важная задача комплексных геофизических работ в предстоящих экспедициях.

Твердая кора. На основе анализа данных ГСЗ по различным районам Мирового океана ранее были составлены осредненные колонки и сейсмические модели земной коры как отдельных океанов, так и ведущих тектонических структур дна в их пределах [14, 15, 56, 59]. Выполненные за последние годы детальные исследования методом ГСЗ с радиобуями и донными сейсмографами, геофизические измерения в океанских скважинах и комплексные геолого-геофизические работы в зонах глубинных разломов позволили уточнить сейсмические модели земной коры, получить сведения о ее тонкой структуре, о зависимости строения и физических свойств основных слоев коры от возраста литосферы [21, 29, 35, 45, 60]. Наиболее полно охарактеризованы в настоящее время первый (осадочный) и второй слои океанской коры. Почти повсеместно обнаружен большой вертикальный градиент скорости сейсмических волн во втором слое. Во многих районах этот слой удается расчленить на два—три промежуточных слоя, различающихся по скоростям сейсмических волн (2А, 2В и 2С) [25]. Установлена сильная зависимость параметров второго слоя от возраста, особенно в диапазоне 0—20 млн. лет. Вертикальный градиент скорости в третьем слое коры и зависимость его параметров от возраста значительно меньше, чем для второго слоя. В ряде областей в низах этого слоя выделяется слой повышенной скорости [64], но его повсеместное распространение не доказано [60].

Выполненный в ИОАН статистический анализ имеющихся данных ГСЗ по Тихому океану выявил периодичность изменения с возрастом мощностей и скоростей сейсмических волн в земной коре и на поверхности Мохоровичича [11, 24] (рис. 3). Интересно, что эта периодичность соответствует известным тектоническим циклам [42]. Таким образом, можно предположить, что земная кора и верхи мантии современных океанов сохраняют "память" о древних тектонических процессах, по крайней мере до 100 млн. лет назад. Учитывая важность этого обстоятельства для геофизики и геотектоники, необходимо продолжать и расширить сейсмические работы по изучению тонкой структуры океанской коры и ее зависимости

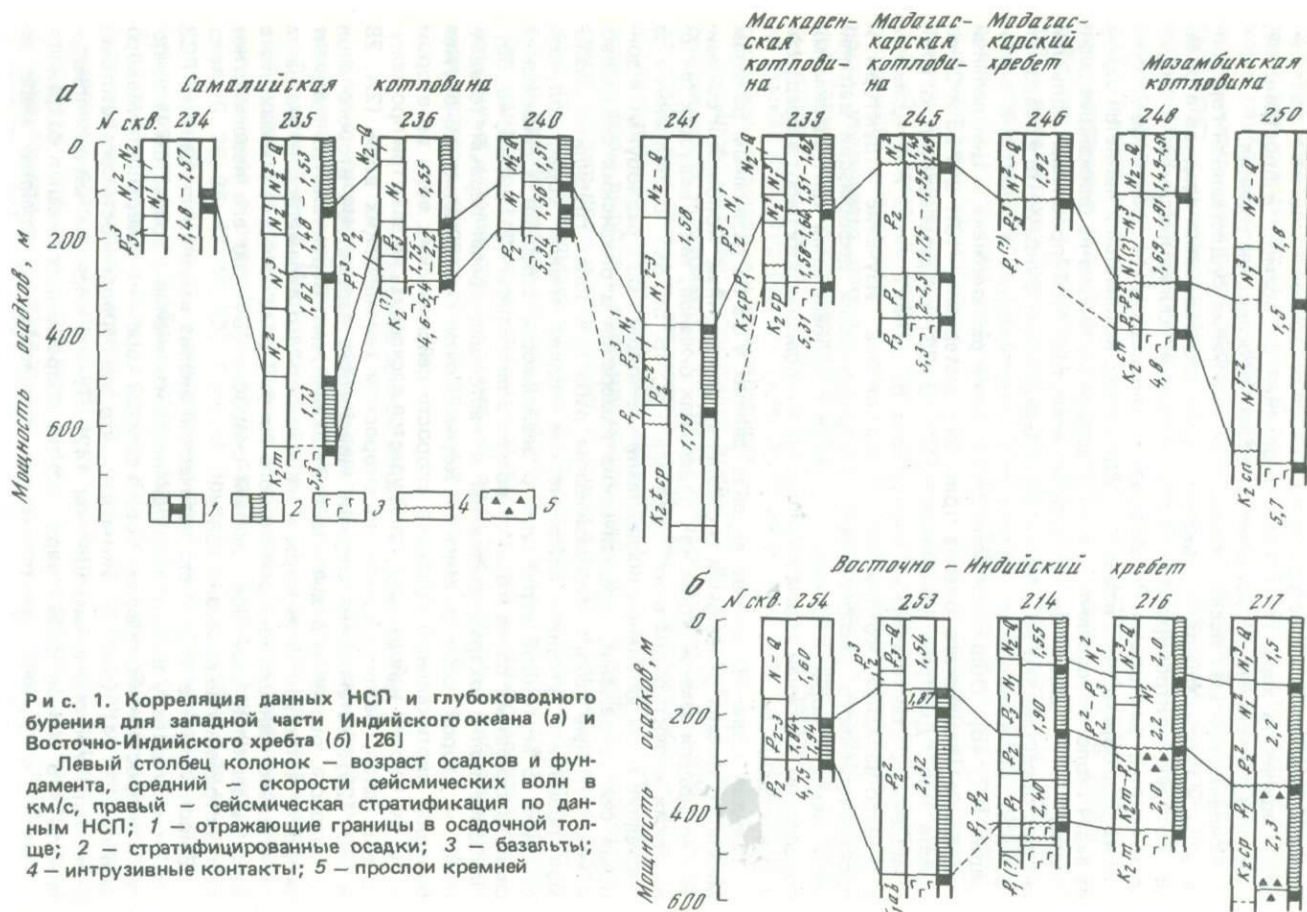


Рис. 1. Корреляция данных НСП и глубоководного бурения для западной части Индийского океана (а) и Восточно-Индийского хребта (б) [26]

Левый столбец колонок — возраст осадков и фундамента, средний — скорости сейсмических волн в км/с, правый — сейсмическая стратификация по данным НСП; 1 — отражающие границы в осадочной толще; 2 — стратифицированные осадки; 3 — базальты; 4 — интрузивные контакты; 5 — прослои кремней

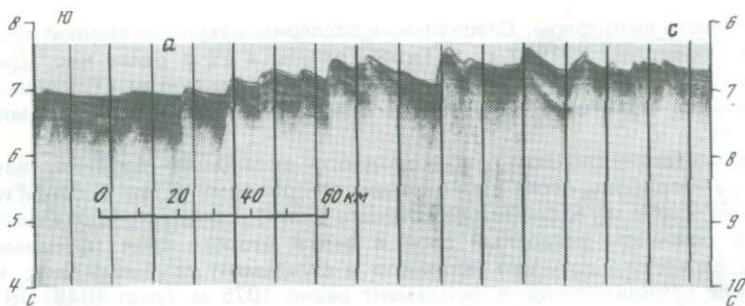
от возраста литосферы. Специальные эксперименты по указанной проблеме были проведены в 1982 г. в Тихом океане а 29-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" [23]. Так, детальные исследования методом ГСЗ выполнены на четырех полигонах на участках с возрастом 9, 30, 50 и 100 млн. лет (рис. 4).

Несмотря на успехи глубоководного океанского бурения, изучение состава и природы слоев земной коры по-прежнему остается одной из важнейших проблем геофизики океанского дна. Бурением пока охарактеризован в основном осадочный слой и верхи второго слоя (фундамента); лишь несколько скважин проникли в фундамент глубже 500 м; максимальное проникновение в фундамент равно 1075 м (скв. 504В). В связи с рядом технических трудностей в ближайшие годы вряд ли удастся существенно увеличить глубинность океанского бурения [57]. Поэтому, как и в предшествующие годы, в планах комплексных геолого-геофизических исследований океанского дна должно предусматриваться систематическое детальное изучение зон глубинных разломов, многие из которых вскрывают разрез земной коры на несколько километров. Советскими учеными уже достигнуты большие успехи в этом направлении: при драгировании крутых склонов ущелий разломов Элтанин, Галапагосского (впадина Хесса), Императорского, Меррей и некоторых других получены породы, характеризующие все основные слои океанской коры и хорошо коррелирующиеся с геофизическими данными [16, 19]. Пример одного из таких разрезов приведен на рис. 5. Драгировки пород фундамента на уступах дна, связанных с разломами, в районах возвышенностей Шатского и Хесса [19, 37] также существенно дополнили бурение, которое в первом районе не достигло фундамента, а во втором — проникло в него лишь на 50 м.

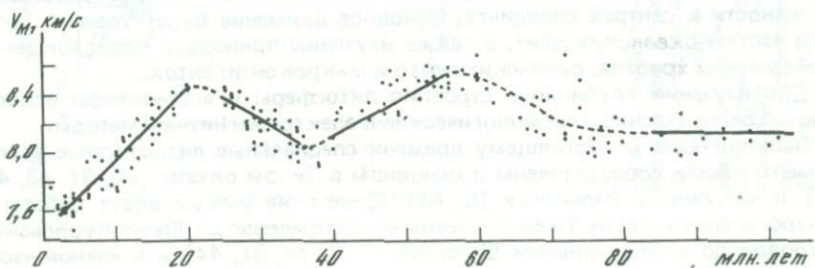
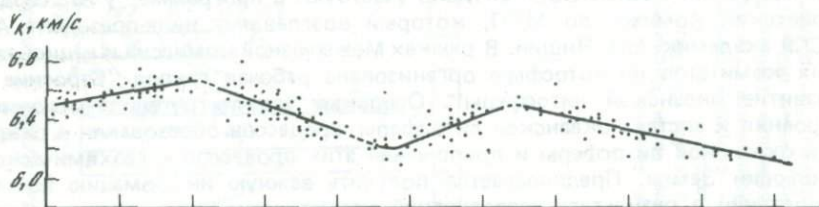
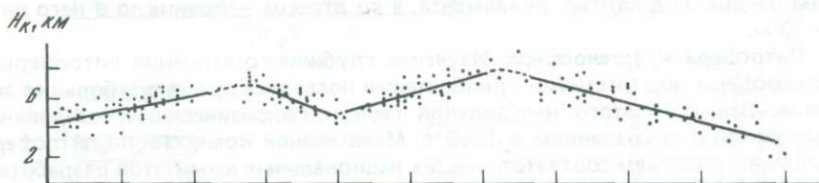
Литосфера и астеносфера. Изучение глубинного строения литосферы и астеносферы под океанами приобретает в последнее время все большее значение. Важность этого направления геолого-геофизических исследований подчеркивается созданием в 1980 г. Межсоюзной комиссии по литосфере, которая с участием соответствующих национальных комитетов разработала международную программу "Литосфера" (МПЛ) [55] и координирует исследования. Ученые СССР активно участвуют в программе; у нас создан Советский комитет по МПЛ, который возглавляет вице-президент АН СССР академик А.Л. Яншин. В рамках Межсоюзной комиссии и национальных комитетов по литосфере организована рабочая группа "Строение и развитие океанской литосферы". Основные задачи группы — изучение строения и состава океанской литосферы, процессов образования и развития океанской литосферы и приложение этих процессов к геохимической эволюции Земли. Предполагается получить важную информацию по металлогении в результате исследований магматической и гидротермальной активности в центрах спрединга. Основное внимание будет уделено древним частям океанских плит, а также изучению природы и происхождения асейсмичных хребтов, океанских плато и микроконтинентов.

Для изучения глубинного строения литосферы и астеносферы используются сейсмические, сейсмологические и электромагнитные методы.

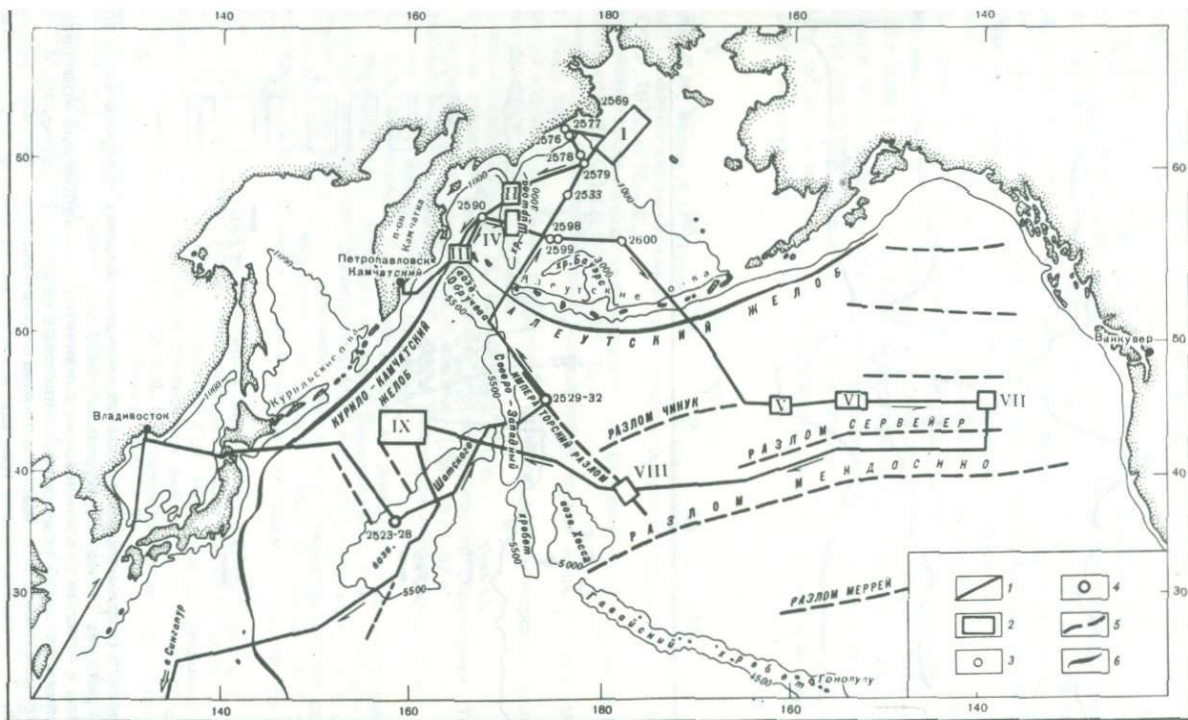
Выполненные к настоящему времени специальные литосферные эксперименты были сосредоточены в основном в Тихом океане [30, 31, 43, 44, 54] и частично в Атлантике [8, 61]. Советские ученые ведут работы в северо-западной части Тихого океана на геотраверзе от Южно-Курильских островов до возвышенности Шатского [17, 19, 31, 44] и в южной части Атлантического океана на Анголо-Бразильском геотраверзе [8]. Анализ полученных экспериментальных результатов показывает, что данные о



Р и с. 2. Пример записи НСП 58-го рейса нис "Витязь" в зоне деформаций в Центральной котловине Индийского океана (а) и ее интерпретация (б) [26]

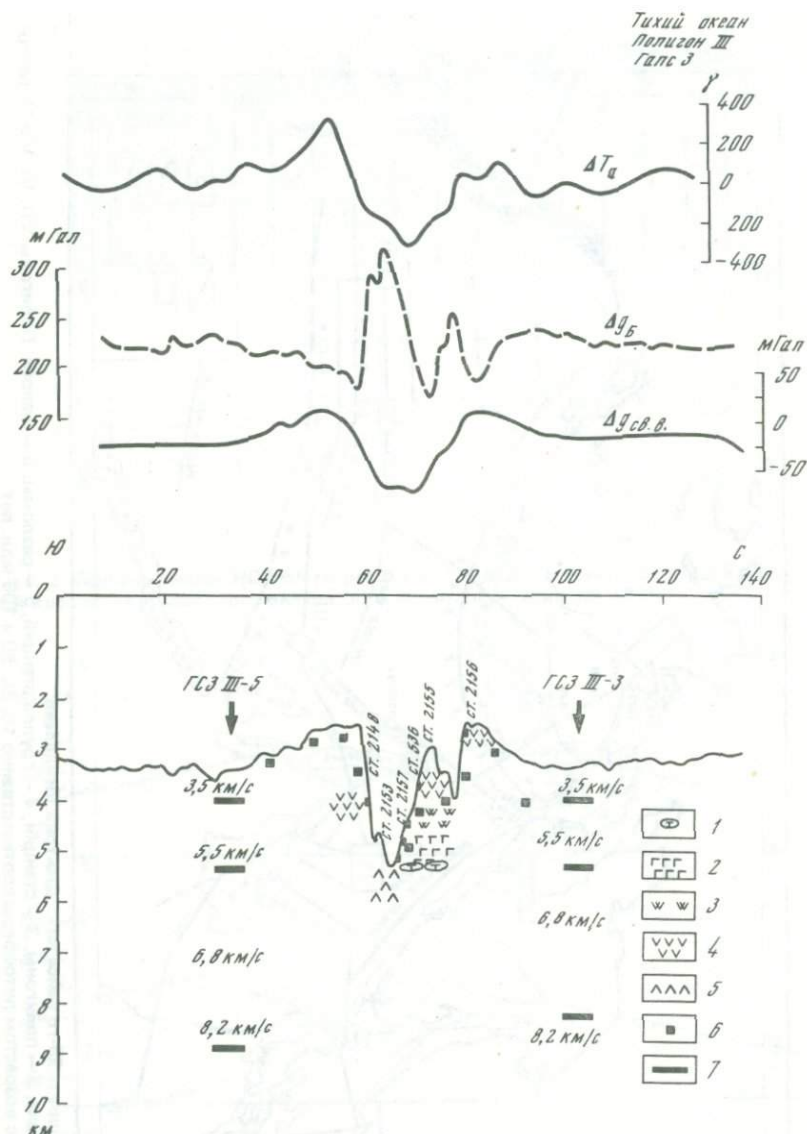


Р и с. 3. Зависимость мощности земной коры H_K , скорости сейсмических волн в коре V_K и скорости сейсмических волн в верхах мантии V_M от возраста для восточной части Тихого океана [11, 24]



Р и с. 4. Схема маршрута 29-го рейса нис "Дмитрий Менделеев"

1 — маршрут судна, 2 — полигоны, 3 — станции, 4 — группа станций, 5 — разломы, 6 — желоба. Полигоны VII, VI, V и IX расположены в районах с возрастом литосферы соответственно 10, 30, 50 и 100 млн. лет



Р и с. 5. Геолого-геофизический разрез по меридиональному профилю через впадину Хесса (24-й рейс нис "Академик Курчатов", 1977 г)

1 — линзы и прослои плагиоклазовых оливинитов, 2 — габбровый комплекс (троктолиты, оливиновые габбро-нориты, оливиновые габбро), 3 — долериты, 4 — базальты верхнего комплекса, 5 — базальты нижнего комплекса, 6 — верхние кромки магнитных тел, 7 — преломляющие границы и скорости по данным ГСЗ, T_{α} — кривая магнитных аномалий, Δg_{δ} — кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге, $\Delta g_{св. в.}$ — кривая аномалий силы тяжести в свободном воздухе

мощности литосферы под океанами согласуются с расчетами, выполненными на основе теории тектоники литосферных плит [7]. В то же время необходимо отметить, что некоторые определения значительно отличаются от теоретических, и причина этих расхождений пока не ясна [49]. Если же рассматривать проблему в целом, то количество экспериментальных данных о литосфере и астеносфере под океанами еще очень мало, а детальность и точность измерений, как правило, недостаточны. Важной задачей дальнейших исследований в этом направлении является усовершенствование методики морских наблюдений и интерпретации экспериментальных данных, а также объединение усилий ученых разных организаций СССР и других стран при выполнении литосферных экспериментов в океане.

Кроме рассмотренных выше фундаментальных проблем, геофизические методы успешно решают также целый ряд практических задач, связанных с освоением минеральных ресурсов океанского дна, среди которых первое место занимают поиски и разведка месторождений нефти и газа. В последние годы к этим работам все чаще подключаются научно-исследовательские институты АН СССР, обеспечивая более полное комплексное изучение. Судя по всему, объем прикладных геофизических исследований в Мировом океане и в дальнейшем будет возрастать.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев И.И., Филин А.М., Попов Э.А. Аппаратура для магнитной съемки. — В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: ИОАН АН СССР, 1979, с. 35—39.
2. Вибросейсмические методы исследования: Тез. Всесоюз. конф., 28 сентября 1981 г. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1981. 75 с.
3. Гайнанов А.Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 240 с.
4. Геология морей и океанов: Тез. докл. V Всесоюз. школы морской геологии. М.: ИОАН АН СССР, 1982. Т. 2. 200 с.
5. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979. 470 с.
6. Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления: Тез. докл. XIV Тихоокеан. науч. конгр. Ком. В, секция VI. М., 1979. 67 с.
7. Гордницкий А.М., Сорохтин О.Г. Карта мощности литосферных плит. — В кн.: Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 181—183.
8. Зверев С.М., Алексеев А.С., Тулина Ю.В. и др. Ангольский литосферный сейсмический эксперимент — методика и первые результаты. — В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1982, вып. 7, ч. 1, с. 25.
9. Здорovenin В.В. Мощности осадочного покрова в Тихом океане по сейсмическим данным. — В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974, с. 37—69.
10. Исследование Земли новыми геофизическими методами. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1980. 180 с.
11. Кузьмин П.Н. О зависимости некоторых физических параметров коры и верхней мантии в Тихом океане от возраста литосферы. М. Деп. ВИНТИ, № 4117, 1983.
12. Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Лунарский Г.Н. Непрерывное сейсмическое профилирование. — В кн.: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 26—36.
13. Мирлик Е.Г., Вальяшко Г.М., Шрейдер А.А. Методика геомагнитных наблюдений. — В кн.: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 89—95.
14. Непрочнов Ю.П. Особенности вольтовых полей и строение земной коры Индийского океана. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973, с. 28—41.
15. Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 178 с.
16. Непрочнов Ю.П. Изучение глубинных разломов. — Вестн. АН СССР, 1979, вып. 6, с. 77—85.
17. Непрочнов Ю.П. 21-й рейс нис "Дмитрий Менделеев". — Океанология, 1979, т. 19, вып. 3, с. 536—539.
18. Непрочнов Ю.П. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. — В кн.: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 51—64. (Океанология. Геофизика океана; Т. 1).
19. Непрочнов Ю.П. 23-й рейс нис "Дмитрий Менделеев". — Океанология, 1980, т. 20, вып. 2, с. 360—362.

20. *Непрочнов Ю.П.* Основные результаты и перспективы геофизических измерений в скважинах на дне океана. — В кн.: Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1981, с. 12—13.
21. *Непрочнов Ю.П.* Основные закономерности строения земной коры в океане. — Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1982, вып. 7, ч. 1, с. 3—4.
22. *Непрочнов Ю.П.* Широкоугольное сейсмическое профилирование в океане с помощью буксируемого радиобуя. — Океанология, 1982, т. 22, вып. 2, с. 325—328.
23. *Непрочнов Ю.П.* 29-й рейс нис "Дмитрий Менделеев". — Океанология, 1983, т. 23, с. 365—368.
24. *Непрочнов Ю.П., Кузьмин П.Н.* О зависимости сейсмических параметров земной коры и верхов мантии в Тихом океане от возраста литосферы. — Докл. АН СССР, 1984, т. 275, вып. № 3.
25. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Базовкина И.Г.* Строение второго слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1981, т. 12, с. 84.
26. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е.* Мощность и строение осадочной толщи по сейсмическим данным. — В кн.: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 206—242.
27. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е.* и др. Строение осадочной толщи и фундамента. — В кн.: Геология и геофизика для восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с. 82—140.
28. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Шрейдер А.А.* и др. Строение Восточно-Индийского хребта по данным комплексных геофизических исследований. — Океанология, 1979, т. 19, вып. 4, с. 644—657.
29. *Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Семенов Г.А.* и др. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 243—292. (Океанология. Геофизика океана; Т. 1).
30. *Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н., Седов В.В.* и др. Новые данные о строении литосферы в северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геодинамика запада Тихого океана: Тез. докл. Междунар. совещ. Южно-Сахалинск, 1981, вып. 1, с. 7.
31. *Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н., Седов В.В.* и др. Первый сейсмический эксперимент по изучению литосферы на сверхдлинном профиле в северо-западной части Тихого океана: Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1982, вып. 7, ч. 1, с. 15.
32. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Гринько Б.Н.* Опыт первичной обработки на ЭВМ записей донных сейсмографов при ГСЗ в океане. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 5, с. 939—944.
33. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Гринько Б.Н.* Опыт накопления сейсмических сигналов от пневматических излучателей при ГСЗ в море. — Океанология, 1979, т. 19, вып. 3, с. 499—503.
34. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Гринько Б.Н.* Накопление сейсмических сигналов при ГСЗ в море. — В кн.: Исследование Земли новыми геофизическими методами. Новосибирск: СО АН СССР, 1980, с. 86—92.
35. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Ельников И.Н.* и др. Строение земной коры и сейсмичность. — В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с. 140—165.
36. *Непрочнов Ю.П., Холопов Б.В.* Мощность и структура осадочного покрова в Индийском океане. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 183—186.
37. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н.* Специфика магматических серий второго океанического слоя на поднятиях северо-западной Пацифики. — В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1982, вып. 7, ч. 1, с. 53—54.
38. *Савостин Л.А.* Геотермические исследования. — В кн.: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 105—116.
39. *Светов Б.С., Фонарев Г.А.* Магнитотеллургические исследования: Теория и методика исследований. — В кн.: Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 117—125.
40. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 1, с. 16—31.
41. Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. IV Всесоюз. школы морской геологии. М.: ИОАН АН СССР, 1980. Т. 3. 190 с.
42. *Хаин В.Е.* Основные вехи в истории формирования современных океанов в сопоставлении с данными по континентам. — В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь: МГИ АН УССР, 1982, вып. 7, ч. 1, с. 46—47.
43. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the

- Western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment. — In: The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. Wash. (D.C.): AGU, 1976, p. 135—154. (Geophys. monogr.; N 19).
44. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean. — Tectonophysics, 1979, vol. 56, p. 67282.
 45. Christensen N.J., Salisbury M.N. Structure and constitution of the lower oceanic crust. — Revs Geophys. and Space Phys., 1975, vol. 13, N 1, p. 57—86.
 46. Eittreim S.L., Ewing J. Mid-plate tectonics in the Indian ocean. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 32, p. 6413—6421.
 47. Ewing M., Carpenter G., Windish C., Ewing J. Sediment distribution in the oceans: The Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 71—89.
 48. Ewing M., Eittreim S., Truchan M., Ewing J.J. Sediment distribution in the Indian ocean. — Deep-Sea Res., 1969, vol. 16, p. 231—248.
 49. Filloux J.H. Ocean-floor magnetotelluric sounding over North Central Pacific. — Nature, 1977, vol. 269, N 5626, p. 297—301.
 50. Kumar N., Leyden R., Cervelho J., Francisoni O. Sediment isopach map: Brazilian continental margin. Tulsa (Okla): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979.
 51. Ludwig W.J., Carpenter G., Houtz R.E. et al. Sediment isopach map: Argentine continental margin. Tulsa (Okla): Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978.
 52. Ludwig W.J., Hiutz R.E. Isopach map of sediments in the Pacific ocean basin and marginal sea basins. — Lamont-Doherty Geol. Observ., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979.
 53. Macdonald K.C., Kastens K., Spiess F.N., Miller S.P. Deep tow studies of the Tamayo transform fault. — Mar. Geophys. Res., 1979, vol. 4, p. 37—70.
 54. Orcutt J.A., Dorman L.M. An oceanic long range explosion experiment: A preliminary report. — J. Geophys., 1977, vol. 43, p. 257—263.
 55. Price R.A., Flinn E.A. The International lithosphere program. — Eos, 1982.
 56. Raitt R.W. The crustal rocks. — In: The sea. N.Y., 1963, vol. 3, p. 85—102.
 57. Report of the Conference on scientific ocean drilling, November 16—18, 1981. Wash.: JOIDES, 1982. 112 p.
 58. Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration/Ed. C. Payton. Tulsa (Okla), 1977. 516 p. (AAPG Mem.; N 26).
 59. Shor G.G., Menard H.W., Raitt R.W. Structure of the Pacific basin. — In: The sea. N.Y., 1971, vol. 4, p. 3—27.
 60. Spudich P., Orcutt J. A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. — Revs Geophys. and Space Phys., 1980, vol. 18, N 3, p. 627—645.
 61. Steinmetz L., Whiltmarsh R.B., Moreira V.S. Upper mantle structure beneath the Mid-Atlantic ridge north of the Azores based on observations of compressional waves. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, vol. 50, p. 353—380.
 62. Stephen R.A., Loudon K.E., Matews D.H. The oblique seismic experiment on DSDP Leg 52. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, vol. 60, p. 289—300.
 63. Stoffa P., Talwani M. Exploring the crust beneath the oceans. — Lamont-Doherty Geol. Observ. Columbia Univ., Yearb., 1978, vol. 5, p. 23—29.
 64. Sutton G.H., Maynard G.L., Hussong D.M. The widespread occurrence of 7,4—7,6 km/sec basal layer in Pacific ocean basin. — Annu. Progr. Rep. Hawaii Inst. Geophys., 1970.

УДК:551.2 + 551.4

И.П. ГЕРАСИМОВ

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕВОЛЮЦИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ И НОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ В ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Понятие "геодинамическая революция в науках о Земле" может иметь довольно широкое и при этом различное содержание. Но бесспорно, по моему мнению, признание очень большой роли горизонтальных перемещений литосферных плит в геологической и геоморфологической эволюции Земли, по крайней мере в мезокайнозое. Впрочем даже в таком ограниченном смысле понятие "геодинамическая революция" требует коротких исторических комментариев. Они связаны с именем Альфреда Вегенера и новейшими океанологическими исследованиями.

Первого ноября 1980 г. исполнилось 100 лет со дня рождения этого замечательного немецкого ученого географа и геофизика, трагически погибшего более 50 лет назад на ледниковом щите Гренландии. Как известно, он успел внести огромный теоретический вклад во всю систему современных наук о Земле.

Судьба этого вклада была совершенно удивительной. В 1910–1912 гг., будучи еще совсем молодым, он выдвинул широкую концепцию происхождения современных материков и океанов путем дрейфа первых и разрастания вторых. Сначала эта концепция вызвала сенсацию и была поддержана многими учеными. Вскоре, однако, она практически была признана неприемлемой. Но во второй половине нашего века она испытала подлинное воскрешение и до сих пор продолжает покорять умы многих ученых различных специальностей. Имеется в виду научная концепция, называемая теорией дрейфа материков или глобальной тектоники плит.

Как известно, развитие этой новой концепции было связано с развертыванием систематического изучения Мирового океана.

В результате интенсивных океанологических работ, проведенных американскими, советскими, западноевропейскими, японскими и другими учеными, были получены совершенно новые материалы и прежде всего установлена мировая система срединно-океанических хребтов, пересекающих все океаны и отмеченных рифтовыми долинами и сетью поперечных трансформных разломов. Объяснить происхождение этих глобальных образований с классических позиций наук о Земле было невозможно.

Почти одновременно последовали и замечательные сейсмологические и палеомагнитные открытия, также связанные с океанами: были установлены ясно выраженные периокеанические мировые сейсмические пояса, весьма активные в настоящее время.

Следующим крупным шагом вперед в области изучения Мирового океана были палеомагнитные исследования. Прежде всего они указали на значительные изменения в географическом расположении земных магнитных полюсов, по крайней мере в течение мезо-кайноzoа. Хотя полная картина этой географической "миграции" магнитных полюсов окончательно еще не установлена, сам факт изменения пространственной ориентации магнитных минералов горных пород различного геологического возраста очень важен. Он может быть истолкован только однозначно — как свидетельство географического перемещения того участка земной поверхности, который складается из остаточного намагниченных горных пород.

Особенно важные результаты дало изучение магнитных инверсий в горных породах различного возраста. Как известно, одним из применений палеомагнитных данных было открытие на дне океанов ясно выраженного "полосового" характера размещения магнитных аномалий и закономерного, также в виде полос, увеличения возраста горных пород по направлению от срединно-океанических хребтов к периферии океанов. Если на хребтах и их флангах обнажаются современные, плейстоценовые и плиоценовые породы (базальты), образованные за последние 4–5 млн. лет, то на окраинах океанов, под мощной толщей накопившихся отложений, залегают океанические базальты мелового и даже верхнеюрского возраста (70–190 млн. лет).

Все сказанное — открытие системы срединно-океанических хребтов, установление периокеанических сейсмических поясов с наклонными зонами глубокофокусных землетрясений, результаты палеомагнитных определений, показавшие увеличение возраста океанических базальтов к периферии океанов, — легло, как известно, в основу научной концепции, получившей название глобальной тектоники литосферных плит. Появление этой новой

научной концепции 20—30 лет назад мы можем с достаточным основанием счесть не только за возрождение на современном теоретическом уровне вегенеровской теории дрейфа материков, но и научным событием революционного характера.

При этом, однако, в отличие от теории дрейфа материков Альфреда Вегенера новая концепция глобальной тектоники литосферных плит родилась и базируется главным образом на данных по строению и истории развития океанических бассейнов, а не на географических и геологических данных по суше, как это было раньше. Получилась интересная "инверсия" источников теоретических представлений. Ранее земная суша поставляла основной эмпирический материал для глобальных геологических и геоморфологических построений; сейчас эту роль стал выполнять океан, что подтверждается многочисленными экспедициями, в частности океанологические геолого-геофизические экспедиции с пересечением Атлантического (1976—1977), Тихого (1978) и восточной части Индийского (1980) океанов показали, насколько разнообразны и достоверны геоморфологические, геологические и геофизические факты лежат в основании этой концепции.

Действительно, современная теория дрейфа литосферных плит увлекательно излагает геологическую историю формирования современных океанических бассейнов. И, несмотря на ряд пробелов, наличие некоторых противоречий и еще необъясненных явлений, эта исходная основа теории литосферных плит представляется уже непоколебимой.

Однако все сказанное относится прежде всего к приложению концепции литосферных плит к глубоководным океаническим бассейнам и их окраинам, которые хотя и составляют две трети земной поверхности, но за их пределами находится важнейшая часть Земли — земная суша. И, несмотря на несравненно более высокий уровень геоморфологической, геологической и геофизической изученности, именно эта часть Земли не только еще не объяснена с позиций концепции литосферных плит, но до недавнего времени использовалась как база для критики этой теории. Легко можно понять причины этого. Несомненно, что геологическая история земной суши значительно древнее, чем современных океанических бассейнов, ограниченных, как выясняется, только мезо-кайнозойем. Геоморфология, геология и геофизика суши гораздо более запутаны и осложнены многими образованиями — следами значительно более древних событий, имевших, возможно, качественно иной характер, чем позднейшие.

Однако это совсем не дает основания для утверждения о принципиальной неприменимости концепции литосферных плит к земной суше. Грандиозные палеогеографические события, выдвигаемые этой концепцией для мезо-кайнозойской истории океанических бассейнов, не могли не иметь адекватных по своим масштабам проявлений на материковых массивах. Поэтому важнейшей задачей современного этапа развития общей теории глобальной геоморфологии автор считает настойчивый поиск такой научной концепции, в которой существующий "океанологический" вариант концепции литосферных плит нашел бы свое дальнейшее развитие в "континентальном" варианте этой концепции. При этом следует подчеркнуть, что если рельеф глубоководного дна океанов, изучаемый эхолотами, составляет наряду с геофизикой и геологией основу изучения океанических плит, то роль сухопутной геоморфологии в изучении геодинамики континентальных плит не менее велика. А между тем она еще не выступала в такой роли.

Реальное же положение в современных науках о Земле показывает настойчивые усилия многих ученых (и в их числе наших видных океаноло-

гов) использовать океанологическую версию концепции тектоники плит не только для глобальных построений, охватывающих мезо-кайнозой, но применить ее и для построений, охватывающих всю геологическую историю планеты.

Довольно новым и, по моему мнению, очень интересным опытом такого поиска может служить коллективная монография, изданная в 1980 г. Национальной Академией наук США под названием "Continental tectonics", вышедшая в серии геофизических исследований. Она составлена группой видных американских геофизиков и базируется в основном на современных геофизических и геологических данных, интерпретированных в глобальном масштабе с позиции океанологического варианта концепции тектоники литосферных плит.

Но все же использование концепции тектоники литосферных плит для новых горизонтов глобальной геоморфологии уже имеет определенные результаты. Исходную основу для такого использования составила концепция "геоморфологического этапа" в геологической истории Земли, которая была выдвинута еще в 1964 г.

В самом деле, согласно этой концепции, опирающейся на совершенно достоверные геологические и геоморфологические данные, очень четко был установлен мезозойский возраст той древней суши (Пангеи), на поверхности которой в относительно стабильной тектонической ситуации и в течение первого цикла геоморфологического этапа образовался глобальный мезозойский пенеплен или базисная поверхность выравнивания, составляющий основу рельефа современной земной поверхности. В конце мезозоя начались распад этой суши на отдельные материка и преобразование их рельефа, а также формирование океанических впадин. Это был второй (средний) кайнозойский макроцикл в эволюции современного рельефа, который превратил мезозойский пенеплен в отдельные, самые древние фрагменты современного рельефа земной суши, создал на участках погружения этих фрагментов (их кристаллического цоколя) мезо-кайнозойские платформенные поверхности, отмеченные почти всюду денудационно-ярусным рельефом из незавершенных поверхностей выравнивания, а в зонах контактов этих древних фрагментов (щитов и платформ) сформировал сложные мезо-кайнозойские орогенные зоны. Последние штрихи в современный рельеф внес третий, плиоплейстоценовый цикл, в течение которого, под воздействием совершенно нового динамического фактора — деятельности ледниковых покровов и стимулированных им эвстатических колебаний уровня океана, был окончательно смодулирован аккумулятивный рельеф моренных и перигляциальных равнин, лёссовых плато и зандров, аллювиальных и террасовых равнин.

Основная схема развития главных циклов геоморфологического этапа в геологическом развитии Земли приводится автором для того, чтобы показать, как естественно эта схема "ложится" в рамки общей концепции глобальной тектоники литосферных плит. Конечно, только в качестве лишь общей схемы, требующей дальнейшей разработки и уточнения. Такая разработка уже проводилась.

Так, еще в 1974 г. автором совместно с А.В. Живаго и С.С. Коржуевым в статье "Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой теории глобальной тектоники плит" [9] были выдвинуты некоторые теоретические положения по этой проблеме. В 1976 г. в статье "Архитектура Земли (геотектуры) в свете теории глобальной тектоники плит" [2] они были развиты далее. Взятые в целом результаты ее таковы.

1. Для современной геоморфологии суши исходными представлениями должны, как и для океанов, являться представления о дрейфе консолиди-

рованных континентальных и океанических массивов (литосферных плит), о процессе спрединга и субдукции, а также обдукции и коллизии (столкновения) континентальных и океанических частей литосферных плит.

2. Поскольку внутренние части консолидированных континентальных массивов (литосферных плит) были всегда наиболее стабильными элементами литосферы, то именно в их пределах длительное время сохранялись и сохраняются фрагменты древнего глобального пенеппена, приуроченные к кристаллическим щитам, а также к платформам с осадочным покровом. Эти геоморфологические элементы подвергались и подвергаются, конечно, различным деформациям: сводообразным (арки) и котловинообразным (бассейны) изогнутиям, а также локальным тектоническим разломам, часто с развитием вулканизма. Однако в силу большей мощности земной коры и значительного удаления таких внутриконтинентальных площадей от активных зон спрединга, субдукции, обдукции и коллизии общие масштабы таких деформаций были относительно невелики и были способны создавать лишь возвышенные массивы с горно-островным рельефом; платообразные возвышенности обычно с ярусным эрозионно-денудационным рельефом с фрагментами поверхностей выравнивания; равнины и низменности с рельефом аккумулятивного характера; одиночные вулканические формы рельефа.

3. Процессы же нового (молодого) горообразования в окраинных зонах континентов и океанических бассейнах имели место как в зонах спрединга, так и субдукции, обдукции и коллизии. В первой из них, т. е. в зоне раздвижения литосферных плит, формировались прежде всего срединно-океанические хребты, с их гигантскими продольными рифтовыми долинами, а также глыбовые подводные горы, расположенные по линиям трансформных разломов и сложенные эффузивными породами (базальтами). Кроме того, здесь образовывались надводные и подводные вулканические горы, связанные также с разломами океанического ложа. В зонах субдукции, обдукции и коллизии имело место образование мозаичных горно-впадинных морфоструктур, главными из которых являются остаточные части континентов (микроплиты), новообразованные островные дуги из вулканических гор, глубоководные океанические желоба, обычно сопровождаемые валлообразными поднятиями океанического дна, а также котловины окраинных морей. В зонах обдукции и коллизии также имело место новое (молодое) горообразование, впрочем существенно отличное по сравнению с вышеописанным для зон субдукции.

Исходя из изложенных представлений, было придано особое значение всем зонам контактов различных литосферных плит и их современной и новейшей геодинамике. При этом признавалось, что эти зоны должны были весьма сильно и далеко влиять на ход рельефообразования и внутри континентов. Такие зоны мы называли "шовные", предпочитая этот термин некоторым другим, использовавшимся главным образом в геофизике (например, "граница" и "края" литосферных плит).

В наших работах было выдвинуто разделение текстур (т. е. самых крупных элементов рельефа земной поверхности) на основные типы с использованием для них особой номенклатуры [6, 7, 10].

Хорошо известно, что при выделении главных черт рельефа земной поверхности геоморфология использовала до сих пор, как правило, орографические или геолого-тектонические термины.

Однако в каждой науке надо стремиться не к заимствованию "чужих" терминов для обозначения предмета исследований, а к созданию своей терминологии, имеющей определенное собственное содержание. Это, а также то, что существующие геоморфологические термины геотектонического

происхождения были выдвинуты на традиционной (фиксистской) основе, и побудило автора предложить в последних работах особую терминологию для глобальных тектур.

Перехожу теперь к сжатым комментариям разработанной нами системы. Исходя из изложенного, все тектуры Земли разделены на три главные группы (см. таблицу):

- тектуры континентальных плит (геотектуры);
- тектуры океанических плит (талассотектуры);
- тектуры шовных зон (рифты, краевые-островодужные, окраинно-впадинные и другие системы и орогены).

Первые из них, т. е. тектуры континентальных плит, разделены на четыре типа, каждый из которых имеет свое сочетание морфоструктур. Среди них прежде всего выделены те, которые названы цокольными массивами или геокреаторами¹. Уже указывалось, что, по нашему мнению, они представляют собой крупные фрагменты базального (глобального) мезозойского пенеплена, выработанного в древнейших кристаллических породах, сохранившихся в современном рельефе и обычно разбитых тектоническими разломами различного возраста (в том числе неотектоническими). С точки зрения концепции литосферных плит, они представляют собой ядра древних континентов или фрагментов Пангеи (Лавразии, Гондваны и др.), отошедших друг от друга на большие расстояния в процессе перемещения литосферных плит. В морфоструктурном отношении это обширные цокольные равнины и глыбовые возвышенности, часто с островными низкими горными грядами. Они образуют массивы типа Балтийского, Канадского, Бразильского и т. д.

С ними тесно связаны платформенные возвышенности (своды). В геоструктурном отношении это платформы, которые, окружая кристаллические щиты, наращивали земную сушу. В них кристаллический фундамент перекрыт покровом осадочных пород различного возраста (реже — покровом древних эффузивов). В геоморфологическом отношении они заняты преимущественно территориями с возвышенным денудационно-ярусным рельефом, т. е. с развитием систем фрагментарных (незавершенных) поверхностей выравнивания, образовавшихся в течение среднего, т. е. мезокайнозойского цикла геоморфологического этапа. Как правило, они испытали неотектонические поднятия и поэтому подверглись значительному эрозионному расчленению. В морфологическом отношении это главным образом стовоступенчатые возвышенности (эрозионные горы), плато и высокие равнины (например, Средне-Русская возвышенность, область высоких равнин Северной Америки). Реже они представлены трапповыми стовоступенчатыми плато (Средняя Сибирь, плато Декана).

Геотектонически родственные образования с вышеописанными типами представляют платформенные равнины (бассейны). С геоструктурной точки зрения это также платформенные области, обычно сложенные более молодыми осадочными породами, которые в течение неотектонического этапа испытали главным образом погружение и пологие деформации. Поэтому морфоструктурно они представлены пластовыми низменностями и равнинами. Их примером может служить Западно-Сибирская равнина, Амазонская низменность и т. д. Современная пластика рельефа этих геотектур в значительной мере сформировалась в третий мезо-кайнозойский цикл геоморфологического этапа геологической истории Земли (см. выше). Комментарии по поводу палеорогенов будут даны далее.

¹ От лат. "creator" (геологически — кратон), что значит "творец", "создатель", "основатель".

Тектуры континентальных плит (геотектуры)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Цокольные массивы 2. Платформенные возвышенности (своды) 3. Платформенные равнины (бассейны) 4. Палеоорогены
Тектуры океанических плит (талассотектуры)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Талассонеогены 2. Талассопалеогены (торпы) 3. Талассомассивы
Тектуры шовных зон (рифты, краевые системы и орогены)	
Дивергентные рифтовые системы	<ol style="list-style-type: none"> 1. Геоорифты (системы) 2. Шельфовые рифтовые системы
Конвергентные краевые системы (аутскерс)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Неокраевые системы 2. Палеокраевые системы
Трансформные орогенные системы	<ol style="list-style-type: none"> 1. Моноорогены 2. Полиорогены 3. Ортоорогены 4. Перииорогены 5. Параорогены 6. Интермассивы 7. Интерплато 8. Интерравнины

Переходим теперь к океаническим тектурам (талассотектурам), среди которых нами различаются три главные группы. Первые две из них, по нашему мнению, сформировались непосредственно в результате крупномасштабного проявления процессов спрединга.

Наиболее просты первые из них, т. е. талассонеогены. Это основные пространства литосферных плит, кора на которых представлена океаническими базальтами, покрытыми глубоководными осадками, в разной степени консолидированными, в зависимости от расстояния от оси спрединга, где продуцируется океаническая кора. Как уже указывалось, возраст талассоногенов, согласно палеомагнитным и геологическим данным, меняется от плейстоценового (срединно-океанические хребты) до мелового и даже позднюрского (СЗ окраины Тихого океана). В морфологическом отношении талассоногены — это равнины океанических котловин, плато, возвышенности, подводные горы и хребты вулканического происхождения.

Более сложен вопрос о талассопалеогенах или торпах¹. Это тектуры также свойственны океаническому дну, и в отличие от талассоногенов они лишены позднэокайнозойской палеомагнитной полосчатости, но местами обнаруживают остатки более древних феноменов подобного рода (например, на востоке Индийского и на западе Тихого океанов). Мы считаем, что эти образования, возможно, являются также талассоногенами, но более древнего (нижнемезозойского и древнее) возраста. Иначе говоря, это отдельные фрагменты — реликты от процессов спрединга раннего мезо-кайнозойского времени, испытавшие как бы "оцепенение" (torpeo) в позднем кайнозое.

Что касается талассомассивов или талассокреаторов, то единственным массивом такого рода мы считаем так называемое поднятие Дарвина в западной части Тихого океана, которое представляется нам одним из самых древних и стабильных тектур современного дна Мирового океана.

¹ "Торпо" от лат. "torpeo", что значит "быть оцепенелым", "быть онемелым".

Наиболее сложными и разнообразными в геоморфологическом (и геодинамическом) отношении являются тектуры шовных зон. Они очень мозаичны как в морфологическом (горные и впадинные сооружения), так и геоструктурном отношении (мозаика площадей с молодой и древней океанической корой, корой переходного типа и фрагмента континентальной коры). Тем не менее геоморфологически среди них можно выделить три основные группы, каждая из которых характеризуется своей геодинамикой.

Для первой группы этих тектур мы использовали термин "рифтовые системы", считая, что такие тектуры, будучи представлены своими различными эволюционными типами, прежде всего характерны для дивергентных шовных зон. Среди них — если этот термин применять в более узком смысле и для локальных образований, т. е. без проявления большого спрединга, — можно различать георифты континентальных (системы), обозначающие формирование горных расколов в континентальной коре, обычно сопровождаемых вулканизмом (Восточно-Африканские рифты), и шельфовые рифтовые зоны, свойственные пассивным окраинам континентов. Если же термину "рифтогенез" придавать более широкий смысл, тесно связывая его с большим спредингом, то нам придется вернуться к океаническим тектурам, так как имеются вполне достаточные основания трактовать талассонеогены как неоспрединовые рифтовые зоны, и талассопалеогены или торпы — как палеоспрединовые рифтовые зоны. Впрочем процессы рифтогенеза проявляют себя и в других типах шовных тектур (см. ниже).

Для группы шовных тектур мы избрали термин "краевые системы", т. е. особенно мобильные (активные) образования, характерные для окраинных частей плит или для шовных зон конвергентного типа.

Новыми (или нео-) каревыми системами мы называли определенное сочетание морфоструктур, свойственное новейшим (современным) зонам, осложненным часто локальным спредингом. Морфоструктуры эти были указаны уже выше (островные дуги, впадины внутренних морей, глубоководные желоба с окаймляющими их валами и др.). Их пример — это классическая зона субдукции на западе Тихого океана.

Палеокраевыми системами мы назвали родственные тектуры, которые, обладая многими морфоструктурами предыдущих систем, имеют и некоторые другие. Я предполагаю, что такое усложненное строение этих шовных тектур обязано особому ходу их геологического развития, а именно усложнению процессов субдукции и локального спрединга также и процессами коллизии. Это дает основание называть такие тектуры конвергентно-коллизионными. В результате такого хода их развития в новейшее время произошло раздробление (крошинг) более древних морфоструктур и их частичное преобразование. Процесс крошинга стимулировался, по всей вероятности, как двусторонним латеральным стрессом (субдукцией), отмеченным окаймлением шовных тектур крупными глубоководными желобами, так и коллизией (т. е. столкновением) более древних островных и других морфоструктур, приведших к образованию морфологической мозаики. Примером описываемых тектур может служить архипелаг островов и бассейнов внутренних морей, протянувшийся от Индо-Китая до Австралии (автор предлагает называть его Индо-Пасификом), а также, вероятно, Карибский бассейн [3].

Третью группу шовных тектур мы назвали орогенами, т. е. собственно горными сооружениями, свойственными шовным зонам, которые можно называть трансформными зонами. Их примерами могут служить как Западно-Американский орогенический пояс (Кордильеры—Анды), так и

Евразийский (Альпы—Гималаи). Известно, что они очень сложны и многообразны как в геоморфологическом (и геологическом), так и геодинамическом отношениях. Нет сомнения, что в их геологическом развитии важную, хотя и различную (в разных частях) роль играли процессы субдукции, спрединга, обдукции и особенно коллизии, причем очень часто в сложном временном и пространственном взаимодействии. Однако среди этого сложного комплекса геодинамических процессов, по-видимому, особую роль в формировании трансформных горных систем играло латеральное сдвиговое перемещение отдельных литосферных плит и их блоков по отношению друг к другу, право- и левостороннее. Его признаки сейчас хорошо фиксируются геофизическими данными.

При этом не менее важную роль в геологическом развитии трансформных орогенных зон имели очень крупные преобразования литосферы, приводящие к сложнейшей мозаике ее отдельных блоков (нео- и палеоконтинентальных; нео- и палеоокеанических; переходного строения) и большому возрастанию ее мощности путем скучивания. Наконец, весьма важным геодинамическим явлением было очень далекое — в пространственном отношении — резонансное воздействие зон активных процессов (особенно латеральных сдвигов) на прилегающие площади (особенно континентов), имевшие весьма специфические геоструктурные последствия.

Весь этот сложный клубок геодинамических процессов в огромных—длинных и широких—шовных зонах и следует называть, по нашему мнению, трансформными орогенными системами. Совершенно закономерно его морфологическое многообразие. И вот, в порядке первого опыта генеральной типизации имеющихся геоморфологических данных, автор считает возможным выделить пять типов такого орогенеза. Кратко охарактеризую их.

Моноорогенами названы системы горно-впадинных сооружений, для которых характерно развитие мощных хребтов — лидеров всей горной системы. Одновременно, в их пределах, наряду с такими горными хребтами большую роль играют мезо- и микроплиты континентального типа (интермассивы и др.) наряду с внутренними океаническими впадинами. Столь сложное сочетание разнообразных морфоструктур, несомненно, свидетельствует о длительном геологическом развитии таких шовных тектур, в течение которых геодинамические процессы проявлялись в сочетании латерального сдвига плит и микроплит, и процессов субдукции, обдукции, коллизии и локального спрединга. Наиболее ярким примером подобной тектуры является Европейское Средиземноморье, т. е. западная часть Альпийского орогенного пояса [1, 8].

В качестве полиорогена выделены сложные орогенные комплексы морфоструктур, особенно характерные для зон латерального сдвига и ряда вызванных им геодинамических и рельефообразующих процессов, развивающихся в различное время. Такие шовные тектуры очень своеобразны, состоят из ряда систем горных цепей, сбросовых линейных впадин, часто с наклонными глубинными разломами и других образований. Хорошим примером этих тектур являются зоны Кордильер и Анд.

Ортоорогеном мы назвали центральную часть орогенного пояса Евразии, отмеченную развитием системы высокогорных хребтов и нагорий. Столь мощная консолидированность этой шовной тектуры, развившейся в условиях коллизии (столкновения) двух континентальных плит с явлениями их латеральных сдвигов, надвигов и подвигов, проявилась в частности в скучивании земной коры. Этот геоморфологический процесс сейчас также всесторонне обсуждается [4].

Периорогеном мы назвали самую восточную часть Альпийского пояса

Евразии, для которой характерны резкие повороты и сжатия горных хребтов, вызванные, возможно, влиянием крупных интермассивов.

Наконец, термин, "параороген" был использован для так называемых возрожденных гор, т. е. для тех горных морфоструктур, которые пережили в новейшее геологическое время резкую инверсию своего геодинамического режима. Весьма вероятно, что такая инверсия явилась результатом резонансного влияния вышеохарактеризованных орогенических процессов, происходивших в соседних более активных тектурах.

Необходимо заметить, что вышеуказанное разделение и характеристика разных типов рифтов, краевых систем и орогенов дана нами схематично. Как известно, для многих тектур шовных зон очень характерны большая сложность и обширное протяжение в виде крупных мировых поясов или зон, разделяющих континентальные и океанические плиты. Особо выделяются два таких пояса — Средиземноморско-Центральноазиатский и так называемый Перитихоокеанское орогенное "кольцо". Есть все основания считать, что оба эти пояса представляют собой очень древние домезозойские образования, причем для первого из них (Тетиса) допускается возможность даже его постепенного расчленения на три самостоятельные части: Западную (Карибскую), Центральную (средиземноморско-азиатскую) и Восточную (периавстралийскую) [4, 5]. Несомненным показателем геологической древности таких мировых орогенических поясов является сложное географическое совмещение различных типов их тектур, как, например, в Кордильерах и Андах, а также в восточной части Альпийского пояса в Центральной и Юго-Восточной Азии. Несомненно, что такое "совмещение" при более детальном геодинамическом и морфоструктурном их анализе позволяет вскрыть многие и при этом чисто континентальные аспекты тектоники плит.

Также требуют особого разъяснения роль и условия формирования в орогенических поясах их внутренних "включений" в виде интермассивов и других подобных тектур. Как отмечалось, в Центральной Азии их формирование тесно связано с так называемым процессом "скупивания" земной коры в результате латерального сдвига и поддвига древней континентальной плиты Индостана на север, а в области Европейского Средиземноморья — результатом сложного геологического развития в меняющейся геодинамической обстановке.

В этой же связи следует упомянуть и об особой роли континентальных тектур в виде "палеорогенов", которые быть может следует рассматривать как домезозойские реликтовые элементы древних шовных зон.

На составленных и частично опубликованных картосхемах хорошо видны все подобные закономерности [4].

В заключение отметим, что изложенная схема достаточно ясно показывает возможность истолкования большого многообразия самых крупных геоморфологических элементов земной поверхности (тектур) с позиций глобальной тектоники литосферных плит. Особенно ярко это видно на примере шовных тектур. Доказательством такого заключения может служить сравнение изложенной схемы с аналогичной попыткой представить основные элементы геотектуры Земли в 1964 г., помещенной в известном советском физико-географическом Атласе мира.

Эта попытка, предпринятая еще до современного развития концепции тектоники литосферных плит, основывалась на геоморфологической интерпретации традиционной геотектонической системы взглядов, соединенной с гипсометрическими и батиметрическими данными. В самом деле, континентальные массивы тогда расчленялись только на равнины, плато и плоскогорья. Горные области были разделены на молодые и возрожденные горы.

В переходной (от континентов к океанам) зоне выделялись лишь материковый склон и современные геосинклинальные области (на западе Тихого океана и в Карибском бассейне). В океанских впадинах наряду со срединными хребтами выделялись впадины океанов и внутренних морей. Вероятно, вся эта схема вмещала в себя то, что могла предложить тогда традиционная теория нашей науки, которую мы использовали до появления концепции глобальных литосферных плит.

Однако думается, что в настоящее время, развивая общую теорию геоморфологии и стремясь разработать "континентальный вариант" теории литосферных плит, нам следует идти дальше. У современной глобальной геоморфологии таким образом открываются сейчас новые горизонты.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. Бравар, Лилиенберг Д.А. Сравнительная геоморфология. — В кн.: Альпы — Кавказ: Современные проблемы конструктивной географии горных стран. М.: Наука, 1981, с. 278—280.
2. Герасимов И.П. Архитектура Земли (геотектуры) в свете теории глобальной тектоники плит. — Геоморфология, 1976, № 3, с. 3—14.
3. Герасимов И.П. Карибский бассейн как переходная межконтинентальная шовная зона. — Океанология, 1978, т. 18, № 3, с. 472—483.
4. Герасимов И.П. Проблемы Тетиса в свете теории литосферных плит. — Геоморфология, 1979, № 1, с. 46—52.
5. Герасимов И.П. Поднятие Дарвина (талассократон) в Тихом океане и связанные с ним палеогеографические проблемы. — Океанология, 1980, т. 20, № 5, с. 866—881.
6. Герасимов И.П. Современные аспекты общей теории горообразования. — Геоморфология, 1981, № 2, с. 3—13.
7. Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — Геоморфология, 1970, № 1, с. 19—27.
8. Герасимов И.П. Эволюция взглядов на формирование геотектуры Западных (французских) Альп. — Геоморфология, 1978, № 4, с. 13—23.
9. Герасимов И.П., Живаго А.В., Коржув С.С. Геоморфологические и палеогеографические аспекты новой теории глобальной тектоники плит. — Изв. АН СССР Сер. геогр., 1974, № 5, с. 5—22.
10. Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап в развитии Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 6, с. 3—12.

УДК 552.5

А.П. ЛИСИЦЫН

ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИИ

Глубоководное бурение на судне "Гломар Челленджер", начатое в августе 1968 г. в Мексиканском заливе, вместе с данными по геофизике океана привело к научно-технической революции в области наук о Земле.

К концу 1982 г. было проведено более 90 научно-исследовательских рейсов, в ходе которых пробурено более 900 скважин в 600 точках дна океана (в ряде мест проходило несколько скважин в одной точке). Большая часть скважин прошла через всю осадочную толщу и закончена в базальтах ложа океана. Бурение проводилось во всех океанах, а также во многих морях, включая Черное, Средиземное и Карибское, на всех широтах от Арктики до Антарктики. Максимальная глубина океана, на

которой получены керны, достигала 7000 м, а максимальная глубина проникновения в осадочную толщу составляет 2,2 км (85-й рейс). За это время получен керн донных осадков и базальтов общей длиной более 50 км, который изучается многими учеными разных стран, в том числе учеными СССР.

В ходе технических усовершенствований бурения удалось разработать систему повторного введения долота в скважину, расположенную на дне океана (система резнтри). Это позволило с применением сменных долот пройти толщу базальта ложа океана под рыхлыми осадками на 623 м, т.е. пройти значительную часть второго сейсмического слоя. В 81-м рейсе удалось проникнуть в третий сейсмический слой на дне океана. В дальнейшем глубину проникновения в толщу магматических пород на дне океана планируется значительно увеличить.

Можно охарактеризовать объем научно-исследовательских работ и по количеству публикаций: отчеты глубоководного бурения, опубликованные к настоящему времени [37], занимают более 100 тыс. стр.; опубликовано в различных журналах несколько тысяч статей по бурению. Информации, полученная за 14 лет (1968–1982 гг.) изучения дна океана с помощью бурения, несравненно превышает все то, что было сделано за всю предшествующую историю развития геологии морей и океанов.

Особенно важно то, что это принципиально новая информация, которая впервые дает возможность детально и достоверно изучить историю океанов за последние 150–160 млн. лет. За эти годы морская (океанская) геология стала наукой действительно исторической, т.е. широко используемой сравнительно-исторический метод для изучения своего объекта — океанского дна, которое по своему строению и развитию коренным образом отлично от континентальных блоков Земли.

Как ни парадоксально это звучит, но именно сейчас, в конце XX в., человечество открыло для себя более 70% поверхности Земли, которая скрыта водами океана и долгое время была белым пятном. Суждения о строении этой основной части Земли до бурения не были обоснованы фактическим материалом и потому нередко были фантастическими.

Бурение и геофизика не только позволили начать геологическое изучение дна океанов, но и показали, что океанская кора отличается от континентальной и геология дна океанов имеет свою специфику, связанную со спецификой океанской коры. Таким образом, была по существу открыта для человечества не только новая часть Земли, но и показано, что устройство этой части отлично от ранее изучавшейся человеком континентальной части. Континенты — это как бы острова в океане, причем в геологическом отношении они устроены отлично от океанов.

Океанская кора возникает в срединных хребтах океана и дальше в зонах субдукции по периферии океана уходит под материки или островные дуги и принимает участие в формировании континентальной коры, качественно и количественно предопределяя ее особенности. Таким образом, не будет преувеличением сказать, что механизм, управляющий геологией континентов, находится в океане, что сложное взаимодействие океанской и континентальной коры определяет ход геологического развития планеты.

Глубоководное бурение в тесном сочетании с геофизикой, которая дает возможность распространять данные бурения на большие площади дна, а нередко и сопоставлять разрезы на суше и в океане, привело к открытию геологии океана, становлению ее как одной из ветвей наук о Земле — наряду с геологией континентов. Открытия по геологии океанов привели к необходимости пересмотра и изменений основных "классических" геологических концепций и на континентах, к появлению тектоники лито-

сферных плит (новой глобальной тектоники), а далее — геодинамики и появлению литологии и геохимии литосферных плит, стратиграфии литосферных плит и др.

Весьма существенными эти открытия оказались и для океанологии. В настоящем понимании океанология — это наука о физических, химических и биологических процессах в Мировом океане. Исследования этих процессов объединяются вследствие единства среды, в которой они происходят, многообразных взаимодействий между ними, единого методологического подхода к их изучению (исследованию трансформации и обмена энергии и веществ в океане) и, наконец, единства главных технических средств исследований — научно-исследовательских судов.

Эти четыре направления, на которых зиждется современная океанология, при их совместном использовании создают основы системного подхода к изучению океана, успешно развивающемуся в нашей стране. Палеоокеанология — это наука об океанах прошлого, это океанология древних океанов, основанная также на сочетании физики, химии, геологии и биологии древних океанов. Так же как современная океанология по методам и задачам отличается от географии океанов, так при изучении древних океанов палеоокеанология отличается от палеогеографии.

Развитие палеоокеанологии имеет очень большое значение для океанологии, поскольку она впервые получает возможность широкого использования сравнительно-исторического метода. Масштабы времени при изучении процессов, которые использует современная океанология, исчисляются секундами, минутами, часами, сутками и годами. Лишь в редких случаях исследование ведется в более длительных временных интервалах. Палеоокеанология дает возможность изучать физические, химические, биологические и геологические процессы в масштабах времени в миллионы, десятки и сотни миллионов, а нередко и в миллиарды лет. Это открывает перед океанологами колоссальные перспективы.

В отличие от океанологии, где фактической основой являются измерения параметров в водной толще или в осадках, для палеоокеанологии характерно применение косвенных методов и связей; лишь часть измерений может быть проведена непосредственно, при анализе кернов бурения.

В кернах бурения в зашифрованном виде хранится летопись океана за 150–160 млн. лет. Возраст Земли оценивается в 4,9 млрд. лет, а возраст самых древних водноосадочных отложений и лав, извергавшихся под водой, равен 3,8 млрд. лет. Таким образом только часть геологической истории океана — в масштабах геологического времени незначительная — хранится в разрезах на дне океана. Однако следы более древних этапов сохранились, причем выявлены они на континентах, в офиолитовых поясах [28, 11, 9]. Изучение их намного более сложно и пока только начинается.

Важнейшим открытием глубоководного бурения и геофизики было подтверждение теории мобилизма, создание теории тектоники плит. Согласно этой концепции, литосфера Земли разбита на ряд жестких плит толщиной от 10–20 до 70–80 км под океанами и 200–300 км под континентами. Эти плиты имеют колоссальные размеры, обычно исчисляемые тысячами километров. В настоящее время выделяют шесть главных и большое количество более мелких плит [3]. Эти плиты формируются при подъеме мантийного вещества в срединных хребтах и наращиваются по обе стороны от активного хребта со скоростью от 1 до 15–17 см/год. Океанские и континентальные части плит при этом движутся по нормали к хребтам в области глубоководных желобов, где и происходит опускание океанской коры под континент (субдукция). За длительное геологическое

время происходят гигантские смещения материков — дрейф континентов. Так, группа южных материков была в свое время объединена в единый континент Гондвану, сердцевиной которой была Антарктида. Субконтинент Индия (континентальная часть Индийской плиты) прошел в своем развитии огромное расстояние от южной до северной окраин Индийского океана. Горячее глубинное вещество, наращая края океанской коры, контактировало с глубинными океанскими водами. В активных хребтах возникали своеобразные высокотемпературные химические реакторы (температура около 1000°C), где при взаимодействии горячий базальт—вода происходило выщелачивание многих химических элементов и, наоборот, захват части их из океанской воды при гидротермальных изменениях базальтов. Этот процесс имеет глобальные масштабы: через стадию гидротерм вся вода Мирового океана проходит один раз в 3 млн. лет или 200 раз за фанерозой и более 1000 раз за все время существования океанской воды, что очень существенно для формирования ее состава [25].

В местах выхода горячих гидротерм на глубинах океана около 3 км температура вод достигает $+350\text{--}400^{\circ}\text{C}$, они содержат многие токсичные вещества, в том числе сульфиды тяжелых металлов и серы. И тем более неожиданным оказалось пышное развитие жизни в непосредственной близости от гидротерм. Оказалось, что здесь — вдали от солнечного света — происходит продуцирование органического вещества, но не путем фотосинтеза, а хемосинтезом. На этой основе организмы бентоса достигают здесь колоссальных размеров и дают плотные поселения. Предполагается, что такие гидротермы, где существуют разнообразные термобарические условия, огромный набор элементов в разных диапазонах концентраций, отсутствуют губительные влияния ультрафиолетового излучения, могут быть местами возникновения первичной жизни на Земле.

Приведенный пример с гидротермами срединных хребтов — это лишь одна из иллюстраций того, как и сейчас, и в геологическом прошлом сочетаются процессы геологические (подача глубинного горячего вещества) с процессами физическими (нагрев вод, изменение их состава, возможно влияние на циркуляцию и др.), а также биологическими (развитие богатой жизни) и химическими (отложение ряда элементов). Таких примеров можно было бы привести множество, но и этого достаточно, чтобы показать колоссальную эффективность именно всестороннего, системного подхода к изучению океанов прошлого.

Основные проблемы и направления исследований

Перед новым направлением науки об океане возникло большое количество новых проблем, начинают развиваться отрасли науки, происходит формирование новой системы наук об океане геологического прошлого.

В соответствии с традиционным подразделением океанологии на основные разделы по методам и объектам исследований целесообразно рассмотреть основных проблем, направлений и результатов проводить по этим подразделениям (физика—химия, биология—геология океана) (таблица).

В дальнейшем, с развитием новых методов исследований, в особенности количественных изотопных, круг проблем и направлений, безусловно, будет расширен. Важно отметить также, что многие разделы науки об океане не могут быть рассмотрены без привлечения данных об атмосфере и литосфере (история океанской воды, климата и др.).

Вместе с тем многие проблемы изучаются независимо разными мето-

Основные проблемы и направления океанологии по подразделениям

Подразделение	Основные проблемы и направления
Физика океана	Температура, соленость, плотность Циркуляция и структура вод (поверхностных и глубинных) Фронтальные разделы Стратификация вод (стагнации, кислород) Водные массы, тепловой и водный балансы Волны, приливы Изменения уровня океана. Апвеллинги Климат (особенности формирования, пояса, зоны) Взаимодействие океан—атмосфера—криосфера—континент Оледенение океанов и континентов
Химия океана	Эволюция океанской среды История океанской воды (объем, состав) История важнейших компонентов воды (кислород, биогенные элементы, сульфаты и др.) Химическая макроструктура, районирование, эволюция
Палеоокеанология	Происхождение и скорость эволюции органического мира Количественное распределение и качественный состав планктона Количественное распределение и качественный состав бентоса Палеоэкология и стратиграфия
Биология океана	Биогенная седиментация, баланс, районы Палеобиохимия Биогеохимия древних океанов Биогеография, районирование, ценозы Эволюция жизни в океане
Геология океана	Палеогеодинамика (палеотектоника) — определение срединных хребтов, типы окраин, островные дуги и желоба, вулканизм, рельеф дна, разломы, контуры континентов и океанов, тип коры, плиты и др. Палеогеоморфология Палеомагнитология и геофизические поля История уровней океана и перерывы История вулканизма и эндогенной поставки Стратиграфия, литология, геохимия плит История Земли как космического тела Природная среда прошлого, фации, формации Сравнительно-исторический анализ — история развития Земли

дами, например, учение об изменениях уровня океана геологического прошлого существенно не только для физики, но также и для химии, геологии и биологии океана.

Размеры настоящей статьи позволяют привести краткие и далеко не полные примеры решения некоторых проблем. Более подробное описание приводится в работах [4, 31], а также в многочисленных статьях.

Проблемы физики океанов прошлого

Среди многочисленных проблем физики океанов (см. таблицу) коротко рассмотрим данные о температуре океанов прошлого, составе и солёности их вод, циркуляции и изменениях уровня.

В настоящее время представления о температурах океана геологического

прошлого удается восстанавливать на количественном уровне несколькими независимыми методами. Главный из них — определение палеотемператур по изотопному составу кислорода карбонатов и кремнезема в донных осадках (остатки панцирей организмов планктона и бентоса). Планктонные организмы обитают в верхних слоях воды, и изотопным методом удается определить температуру этого слоя в прошлом с точностью до $0,5^{\circ}\text{C}$. Другая группа карбонатных организмов обитает на дне (бентос) и составом своих раковин фиксирует придонные температуры. Сопоставляя эти данные, можно судить об изменениях палеотемператур воды на поверхности и у дна. Материалы со склонов подводных гор позволяют получить представление о палеотемпературах также и на промежуточных глубинах дна (по бентическим фораминиферам).

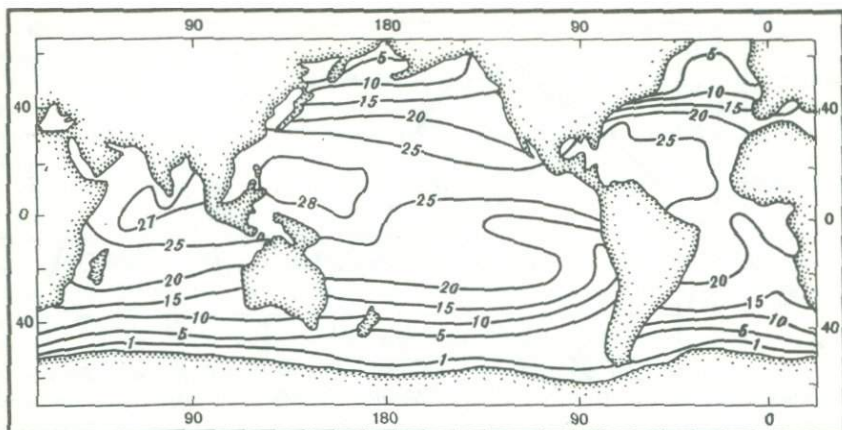
Таким образом, удается для данного временного среза определить термическую структуру вод. Если эти определения сделаны по достаточному числу точек, то может быть использована математическая модель циркуляции, построенная с учетом палеорельефа дна и положения материков того времени.

Другой метод определения палеотемператур на основании фораминиферного анализа — по сопоставлению разных групп планктонных организмов. Полученная палеотемпературная кривая может быть откалибрована по кислородным определениям палеотемператур. Как можно видеть, это работа кропотливая, но в настоящее время выполнены многие сотни таких определений. Как пример использования этих и других данных можно привести карту палеотемператур поверхностных вод океана 18 тыс. лет назад (т.е. во время последнего оледенения — проект КЛИМАП) (рис. 1). Трудности при построении карт для более древних временных срезов возрастают, однако работа над составлением таких карт ведется многими учеными.

Существенны также и данные о температурных изменениях в одной точке для значительных интервалов времени, что дает возможность судить об изменениях климата в прошлом (с обязательной корректировкой на изменение положения этой точки в связи с движением плит). На основании изучения обнажений и данных бурения в Северном море [33] построена кривая изменения палеотемператур для последних 65 млн. лет (рис. 2).

Эти данные можно сопоставить с палеотемпературными изменениями в кернах бурения в океане и на основе анализа раковинок планктонных фораминифер (нижние ломанные кривые на рис. 2). Сопоставление кривых палеотемператур показывает, что существуют два глобальных максимума температуры, отмечающиеся и в северном и в южном полушариях: в мелу — палеоцене и середине эоцена. Это время "теплого океана", когда повышаются также и придонные температуры (более чем на 10°C). Эпоха "теплого океана" сменяется в кайнозое эпохой "холодного океана". Эта эпоха началась с резкого падения температуры в конце эоцена — начале олигоцена (более чем на 20°). Итак, наступление эпохи холодного, кайнозойского океана началось около 40—35 млн. лет назад и в южном полушарии было особенно сильным в миоцене, когда резко усилилось оледенение Антарктиды (началось в конце эоцена). Затем возникло покрывное оледенение — сначала горных областей северного полушария, а затем и равнин Европы и Северной Америки. Многие интересные детали мы опускаем, но из приведенных данных видно, сколь драматичной была термическая история океана, сколь значительными должны быть изменения его океанологических характеристик.

Для физической океанологии, кроме температуры, существенно также знание о солености вод для использования динамического метода.



Р и с. 1. Предполагаемые температуры поверхностных вод ($^{\circ}\text{C}$) для лета (августа) северного полушария 18 тыс. лет назад (последнее оледенение)

Изотермы сдвигаются к экватору и сближаются в высоких широтах по сравнению с их современным положением [31]

Представления о солености пока менее надежны, чем о температурах. Существует несколько независимых методов, которые сейчас используются для этих целей.

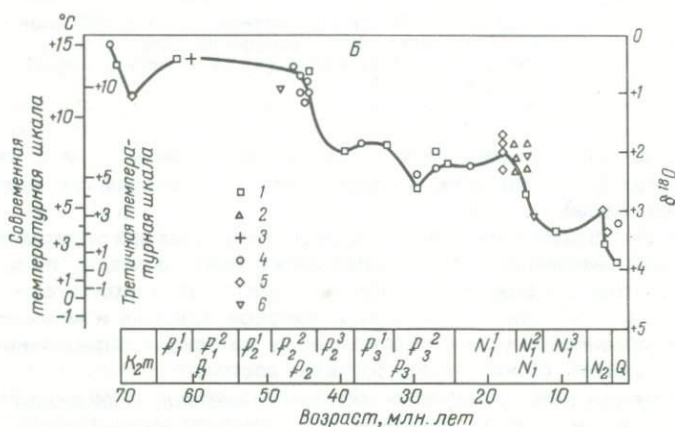
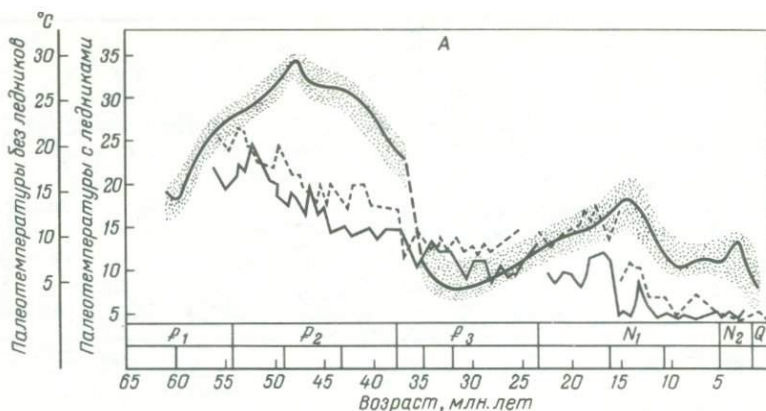
Первый способ — изучение иловых вод, которые при определенных условиях представляют как бы законсервированную в осадке придонную воду. Анализ иловых вод кернов бурения убеждает в том, что на протяжении последних 150 млн. лет состав океанской воды не изменялся, он подчинялся правилу Кнудсена, по которому на основе определения хлорности можно судить об основном солевом составе.

Формирование основного солевого состава произошло значительно раньше, о чем можно судить и по эволюции органического мира. Такие высокоорганизованные и чувствительные к изменениям состава животные, как акулы, существуют с девона.

Другой способ определения солености — по изотопии кислорода. В ряде работ было показано, что изотопный состав кислорода в раковинках планктонных фораминифер меняется не только от температуры, но также и от изменений солености, что в кайнозой было связано с развитием оледенения. Рост ледников на суше приводил к изъятию больших объемов пресных вод из океана, к повышению солености, и наоборот, таяние ледников во время межледниковий — к опреснению вод. Этот метод дает возможность определения объемов вод, изъятых из океана при оледенениях, т.е. определения общего объема ледников на суше.

Понятно, что изъятие колоссальных объемов воды из океанов на формирование покровных ледников должно было приводить одновременно к другому результату — снижению уровня Мирового океана. И эти изменения были зафиксированы и точно датированы — они достигают 150 м, т.е. при сильных оледенениях суши шельфы поднимались над уровнем океана, а реки завершались на их внешнем крае или обрывались водопадами на континентальный склон (средняя глубина бровки шельфа 130 м). Эти изменения были многократными, они соответствовали этапам оледенений и межледниковий.

Палеоокеанология доказывает, однако, что колебания уровня океанов



Р и с. 2. Палеотемпературные изменения в морях и океанах прошлого

А — изменение температуры вод Северного моря за последние 65 млн. лет (данные анализа раковин моллюсков по изотопам кислорода). Точками показаны пределы отклонений результатов для разных проб [33]

Б — палеотемпературы придонных вод по данным изотопного анализа донных фораминифер. Данные бурения: 1 — ст. 167, 2 — ст. 55, 3 — ст. 47, 4 — ст. 44 и 171, 5 — ст. 15, 20, 22, 6 — станции экспедиции на "Элтанин" [39]

прошлого в связи с оледенениями — это только один из механизмов, причем не самый главный. Таких механизмов несколько, и отличаются они масштабами и длительностью действия.

Сейчас впервые получены количественные данные об изменениях уровня Мирового океана, приводивших к глобальным трансгрессиям и регрессиям на протяжении последних 600 млн. лет. Эти материалы получены при сочетании сейсмостратиграфии (на разрезах, проведенных по нормали к берегу в обе стороны от уреза воды — в сторону суши и в сторону океана) с данными бурения на суше в прибрежной полосе и в океане (на шельфе и материковом склоне, а также по периферии котловин). Этот метод, разработанный геологами-нефтяниками и проверенный на 40 разрезах в разных частях Земли [42], дает возможность определить, что наряду с общим и непрерывным ростом количества воды, которая получается при дегаза-

ции мантии (изменение уровня первого порядка), существуют еще и изменения циклического порядка: на протяжении фанерозоя имело место два подъема уровня с максимумами в силуре и в мелу, которые разделяются снижением с минимумом в триасе (рис. 3, а, б). Эти изменения уровня второго порядка с интервалом 200–250 млн. лет связаны с циклическими изменениями объема океанских котловин (объем воды в океане, как указывалось, в фанерозое существенно не менялся, так же как и ее состав).

Изменения объема котловин по времени тесно связаны с изменением ячеек циркуляции глубинных слоев Земли [4]. В частности, падение уровня 225–200 млн. лет назад совпадает с распадом Гондваны — перестройкой ячейки циркуляции.

На эти изменения второго порядка накладываются еще изменения третьего порядка — более кратковременные, которые видны на рис. 3, б, а более детально для мезозоя — на рис. 3, в. Видно, что амплитуда изменений уровня в мезозое—кайнозое была очень велика — до 500–600 м. Связаны эти изменения третьего порядка (установлена их глобальная распространенность) также с тектоническими явлениями — с изменениями объема срединных хребтов при ускорении или замедлении спрединга.

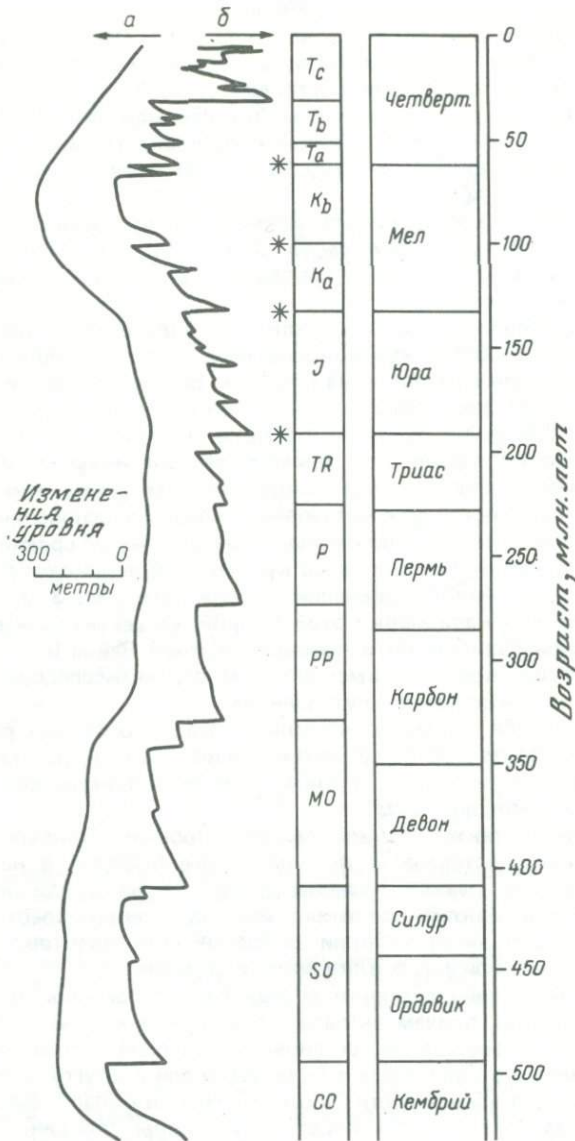
Рядом исследователей для мезозоя—кайнозоя на основании данных по магнитным аномалиям в прошлом был проведен анализ средних скоростей спрединга во времени. Оказалось, то кривая изменения скорости спрединга идет симбатно кривой изменений уровня (см. рис. 3, г), т.е. может использоваться для калибровки этой кривой. Существуют и другие независимые методы калибровки и проверки кривой Вайла и др. [42], которые в настоящее время применяются многими исследователями, что может привести к некоторым ее уточнениям.

Обращает на себя внимание несколько этапов особенно резких изменений уровня океана — в позднем олигоцене (29 млн. лет назад), когда уровень изменился на 500 м, а также ряд резких колебаний в миоцене (9,8; 6,6; 6; 2,8 млн. лет назад).

Примечательно также единообразное строение кривых изменения уровня: плавный постепенный подъем (более быстрый в начале, потом замедляющийся) и резкое падение. Такого рода цикличность можно объяснить только цикличностью развития срединных хребтов. Уровень океана — это самописец истории развития этих хребтов, причем его запись осложнена вторичными влияниями и шумами.

Очевидно, нарастание скорости спрединга в глобальной системе хребтов идет постепенно, причем вначале с большей скоростью, а затем постепенно затухает и завершается остановкой, которая соответствует завершению спрединга в одном месте и скачку его оси в другое, как это имело место, например, в южной части Тихого океана (в области Восточно-Тихоокеанского поднятия). Здесь перемещение зоны спрединга произошло около 10 млн. лет назад, что и отмечается на кривой изменения уровня. Палеотектонический анализ кривой изменений уровня — дело ближайшего будущего.

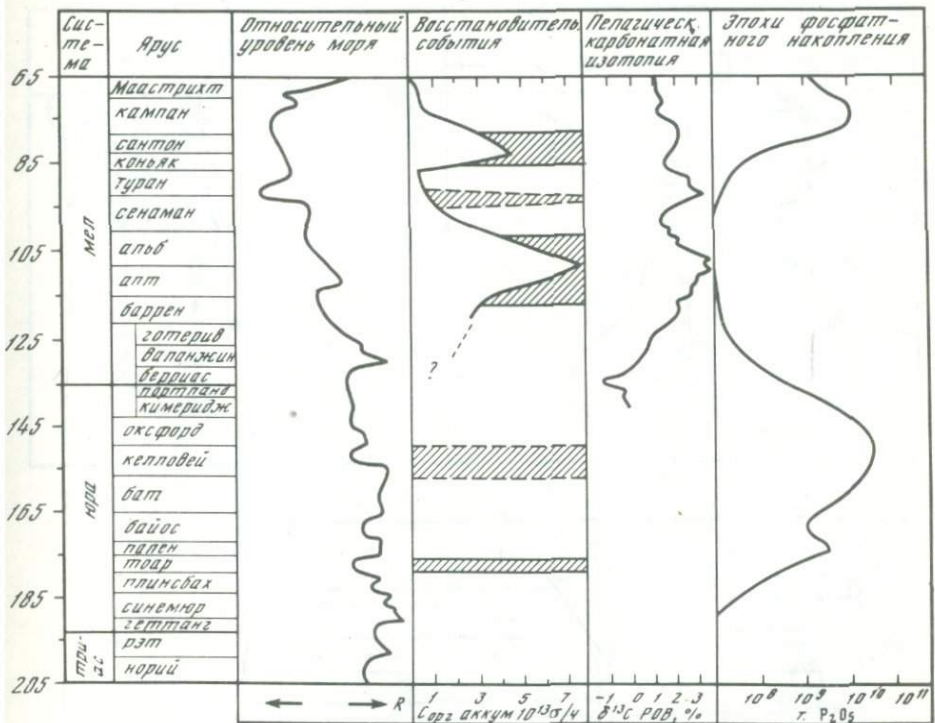
Есть и еще один вид изменений более кратковременных — четвертого порядка. Это эвстатические изменения, связанные с оледенениями. Они имели место во время палеозойских и более древних оледенений, но с наибольшей полнотой могут быть изучены для кайнозоя. Изъятие больших объемов воды с изменением солёности фиксируется по изотопному составу донных фораминифер, причем Шеклтоном установлена любопытная зависимость: изменение солёности на $0,1\%$ соответствует изменению уровня океана на 10 м (эта зависимость была установлена по изотопному



Р и с. 3. Кривые изменений уровня океана [42]

a — кривая второго порядка, генерализованная для фанерозоя; *б* — кривая для мезозоя и кайнозоя — изменения уровня третьего порядка; *в* — изменение циркуляции Мирового океана и фосфатных месторождений в зависимости от высоты уровня; *г* — изменение уровня и распределение нефтяных и газовых месторождений.

I — глобальные изменения уровня; *E* — среднее генерализованное; E^1 — то же, предположительно; *P* — на основе изменения скорости спрединга; *II* — развитие планктонных организмов. Кривая — изменение первичной продукции. Главные группы организмов: *1* — диатомовые, *2* — кокколитофориды; *3* — кремнистый планктон, *4* — карбонатный планктон, *5* — зеленые водоросли, *6* — синезеленые водоросли, *7* — планктон без панциря; *III* — развитие эпибентоса; *IV* — развитие ископаемой фауны; *V* — распределение запасов угля во времени; *VI* — то же, нефти.

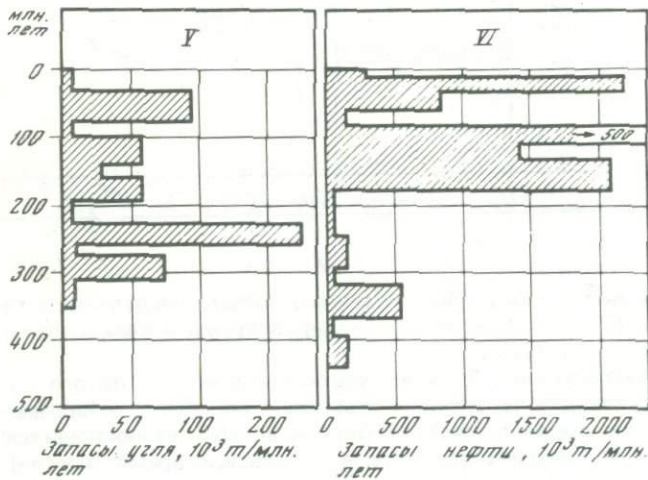
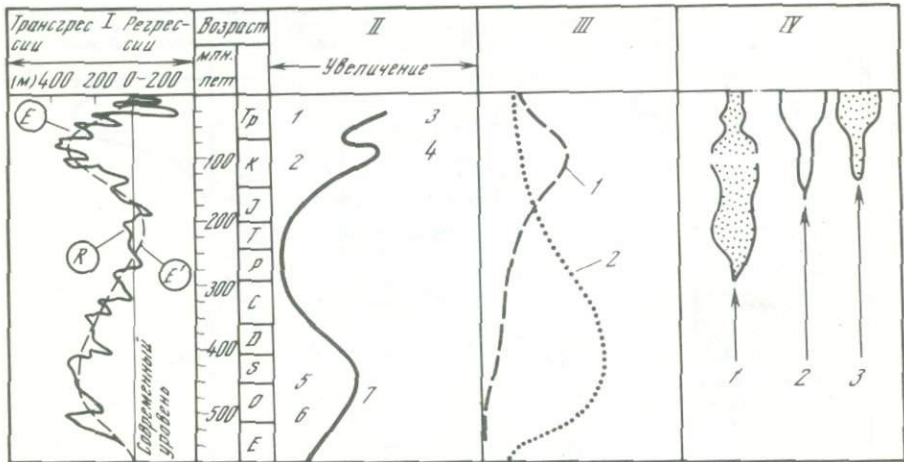


составу бентических форминифер [40]). Таким образом, для ледникового времени изменения уровня океана могут быть проверены и калиброваны еще одним независимым методом.

Наконец, изменения уровня еще более кратковременные — пятого порядка могут быть связаны с испарением отдельных водоемов, отключающихся на определенное время от системы океана, а потом включающихся в них. Так, высыхание Средиземного моря в мессинское время (неоген) с образованием эвапоритов на его дне при отчленении от океана привело к снижению уровня моря на 3000 м. При прорыве океанских вод в этот водоем уровень океана снижался на 10 м. По геологическим данным, такие колебания уровня в мессинское время, связанные с историей Средиземного моря, повторялись 11 раз. Изменения уровня океана прослеживаются и для голоцена, т.е. это еще более высокочастотная часть кривой изменения уровня.

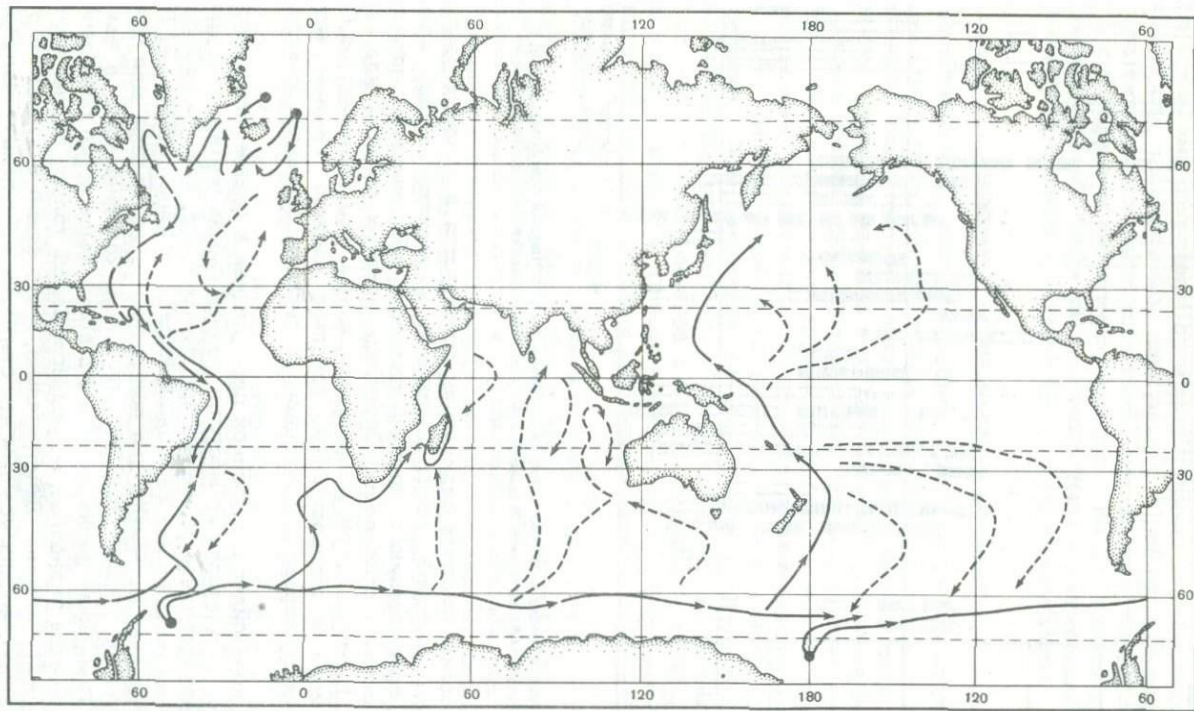
Суммируя сказанное, можно заметить, что уровень Мирового океана менялся в геологическом прошлом в значительных пределах, современное его положение установилось недавно. Изменение уровня во времени одна из важнейших закономерностей физики палеоокеанов.

Палеотемпературные изменения, а также изменения геодинамические (положение материков, возникновение сообщения при движении плит между океанами то в экваториальной полосе, то в полосе западных ветров) приводили к значительным изменениям циркуляции не только поверхностных, но и глубинных вод. Особенно большой интерес представ-

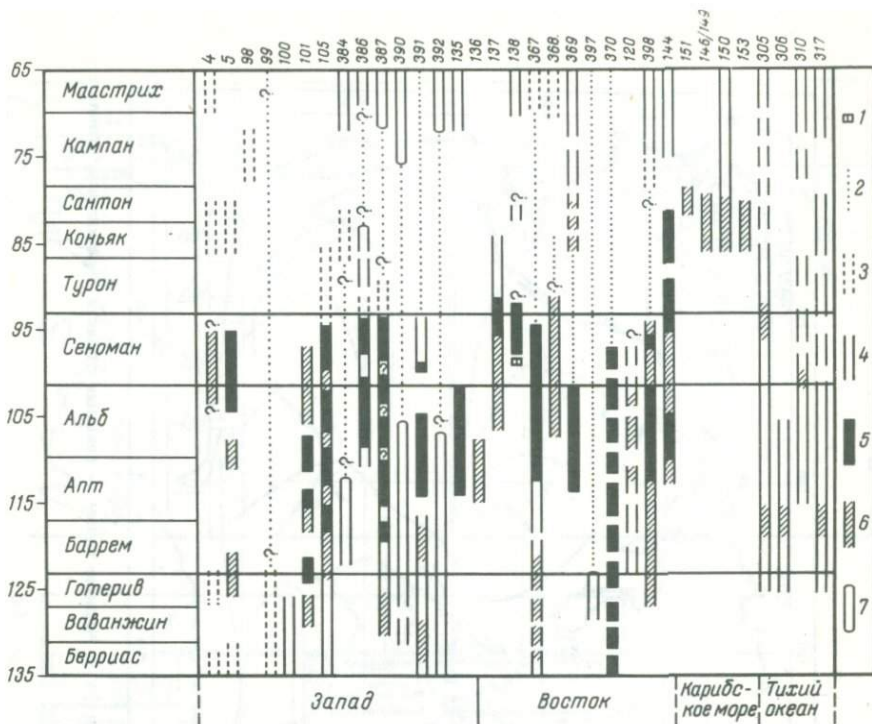


Р и с. 3 (окончание)

ляет изучение глубинной циркуляции. На современном этапе развития "холодного океана" глубинная циркуляция, которой обеспечивается снабжением кислородом придонных вод (вентиляция глубинных слоев океана и создание условий для жизни организмов бентоса), определяется наличием двух глобальных холодильников — арктического и антарктического (рис. 4). Здесь происходит выхолаживание вод (до отрицательных температур), причем воды становятся тяжелыми и стекают по материковому склону вниз, подобно тяжелым жидкостям. Эти воды перемещаются далее в придонном слое, заполняя все понижения дна и создавая значительные скорости придонных течений в местах сужений: в седловинах и подводных проливах между поднятиями или горными сужениями на дне. Антарктические воды проникают вплоть до экватора и даже заходят в северное полушарие, где они встречаются с придонными арктическими.



Р и с. 4. Современная циркуляция придонных холодных вод [41]. Черные точки – главные области зарождения, стрелки – главные направления движения придонных вод



Р и с. 5. Распределение черных глин, связанных со стагнацией придонных вод в Тихом океане, Северной Атлантике и Карибском море. Отложения мелового времени [32]

Эта термическая система циркуляции добавляется в аридных зонах еще плотностной системой, когда уплотнение и утяжеление вод, приводящее к их превращению в тяжелые жидкости, обеспечивается испарением с поверхностного слоя воды. Опускание плотных соленых вод отмечается близ Красного моря и Аденского залива, они поступают из Средиземного моря и распространены довольно широко. Главное значение имеет, однако, первая циркуляционная система, связанная с холодильниками.

Но что произойдет с глубинной циркуляцией в океане, если холодильники будут отсутствовать? Наступит полная гибель бентических организмов и сероводородное заражение придонных слоев, как это наблюдается сейчас в Черном море или во впадине Кариакс в Карибском море? Палеоокеанология дает материалы для построения такой модели. Для мезозойского "теплого океана" типично отсутствие холодильников в высоких широтах. Придонная циркуляция в это время была резко ослаблена, она не отсутствовала полностью, но поддерживалась только за счет плотностной (аридной) системы. Действительно, в это время в открытом океане в ряде мест создавались условия для стагнации, наступало сероводородное заражение, которое фиксируется в донных осадках в виде слоев черных глин, а на участках дна, оказавшихся на суше, — в виде черных сланцев. В этих слоях отсутствует или угнетена донная фауна. Эпоха "теплого океана" — эпоха черных глин, которые встречены во многих ядрах бурения (рис. 5). Развитие черных глин будет тем шире, чем выше первичная

продукция планктона, и, следовательно, конкретные участки их распространения связаны как с зональным распределением первичной продукции, так и с условиями сохранения органики, которые обусловлены недостатком кислорода, т.е. глубинной циркуляцией. Проблемы физики океанов прошлого оказываются часто совершенно неожиданно связанными между собой и с проблемами геологической истории. Из их сопоставления могут быть выяснены особенности современного этапа и направленность развития, важные для прогноза изменений физики океана в будущем.

Проблемы химии океанов прошлого

Из многочисленных крупных проблем химии океана рассмотрим только одну — формирование океанской воды, некоторых особенностей ее состава. Как известно, гидросфера и солевой комплекс океанской воды образовались за счет дегазации мантии в ходе геологического развития Земли. При этом главные анионы формировались за счет эндогенного материала, а катионы — при выветривании горных пород суши. Солевой состав воды океанов возник в результате длительного динамического равновесия между поступлением эндогенного вещества и экзогенного (продуктов выветривания). Многочисленные данные показывают, что современный солевой состав был сформирован к концу кембрия (по составу соляных месторождений, а также рассолов в породах прошлого, включений в минералах и др.), а по другим данным — к концу перми. Важная информация о солевом составе была получена при анализе иловых вод в кернах бурения (для последних 150 млн. лет).

На самых древних этапах развития Земли вода на ее поверхности отсутствовала, океанов не было. Вся поверхность была сушей, покрытой реголитом, как поверхность Луны. По мере развития дегазации мантии вода появилась на поверхности и первоначально расходовалась на гидратацию реголита и обнаженных пород мантии. О появлении воды в заметных количествах можно судить по двум признакам:

1) появлению лав подводных излияний с характерной подушечной отдельностью и рядом других специфических свойств (пиллоу-лавы); впервые лавы такого типа датируются 4—3,8 млрд. лет;

2) появлению первых водноосадочных пород — их возраст 3,8—3,7 млрд. лет.

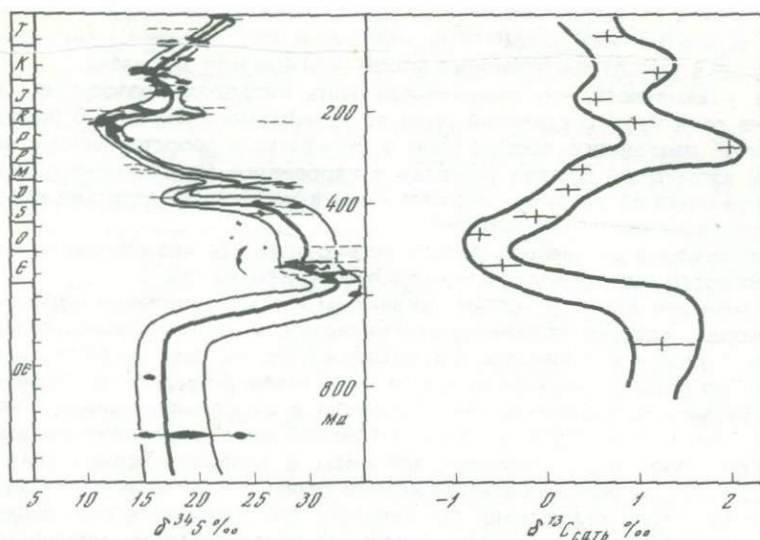
Таким образом, можно утверждать, что вода в заметных количествах появилась 4—3,7 млрд. лет назад, и началось развитие древнейших океанов. Важнейшим этапом формирования нового состава воды был момент, когда уровень океана достиг уровня срединных хребтов, которые являются источниками эндогенного вещества и вместе с тем поглощают ряд элементов и соединений из воды (в частности магния, сульфат-иона). Здесь встретились два потока вещества: поступление эндогенного вещества в воду и уход воды и многих элементов в ходе начавшейся гидратации мантии [27]. Уровень срединных хребтов был достигнут в конце архея, а насыщение габбро-серпентинитового слоя водой завершилось около 2,3 млрд. лет назад. Этот этап был замечательным в формировании крупных рудных месторождений, поскольку вынос ряда элементов в воду в это время увеличился в 2—10 раз (особенно урана, тория, золота, меди). Формировались джеспилитовые руды (за счет увеличенной поставки железа и кремния) [27].

После этого этапа размах рудного процесса постепенно сокращался, состав океанской воды за последние 2—1 млрд. лет менялся мало, наиболее контрастные изменения были от 3 млрд. до 1 млрд. лет назад.

Тектоника литосферных плит позволяет не только оценить количество воды, поступавшей в океан за счет дегазации мантии [30], но также и динамику взаимодействия воды с мантией. Уже отмечалось, что в зонах спрединга вода океана проходит стадию гидротерм и горячего контакта с новообразованными базальтами один раз в 3 млн. лет, а за всю геологическую историю — более 1000 раз [25]. Одновременно с этим в зонах поддвига (субдукции) плит ежегодно фильтруется примерно $2,73 \cdot 10^{15}$ г воды [27]. Всего за время жизни Земли через зоны субдукции прошло $160 \cdot 10^{23}$ г воды, т.е. в 7 раз больше, чем содержится во внешних геосферах Земли. Таким образом, за геологическую историю океана вода 7 раз фильтровалась через зоны субдукции, изменив свой состав, и в большей своей части вновь поступила в гидросферу и в океанскую кору (часть фиксировалась в континентальной коре). Таким образом, процесс формирования океанской воды — процесс напряженный, динамический, он включает ее взаимодействие с эндогенным материалом в срединных хребтах с обогащением многими элементами и фильтрацией в областях субдукции. Эти проблемы химии океана оказываются таким образом тесно связанными с проблемами его геологии, развитием главных структур Земли, а как будет показано дальше — также и с проблемами биологии.

Проблемы биологии океанов прошлого

Древние океаны — колыбель жизни на Земле. Первые следы ее встречаются в отложениях возрастом около 3 млрд. лет, но в пределах современных океанов детальную запись истории развития флоры и фауны океана можно получить для последних 160 млн. лет. Эта запись уникальна. Достаточно сказать, что анализ океанских осадков только четвертичного возраста заставил пересмотреть представления о стратиграфии этого времени [2]. Океаны ранее разделяли континенты, и для каждого из них имелись свои местные стратиграфические шкалы, глобальная их корреляция долгое время казалась невозможной, также как и составление единой хроностратиграфической шкалы для Земли в целом. В настоящее время для мезозоя и кайнозоя в результате океанского бурения составлено несколько вариантов таких шкал, отличающихся в деталях. Возраст отдельных возрастных горизонтов датирован с недоступной ранее точностью комплексом независимых методов. Создание такой шкалы, а также новых направлений в стратиграфии — хроностратиграфии высокого разрешения, экостратиграфии, магнитостратиграфии, кислородной (изотопной) стратиграфии, сейсмостратиграфии и др. — дает возможность проследить развитие жизни океана с недостижимой ранее точностью и детальностью, сопоставить их с главными событиями в развитии физических полей или изменений среды (магнитное поле, палеотемпературные изменения, изменения уровня и др.). Особенно большие возможности открылись после внедрения в практику бурения гидравлических пробоотборников, которые позволяют отбирать практически ненарушенный и непрерывный керн из скважин бурения, т.е. искажения, связанные с техникой бурения, сводятся к минимуму. "Хронологическая шкала четвертичного периода подверглась значительным изменениям, которые можно сопоставить с коренной перестройкой геологии в целом в результате разработки теории тектоники плит ... Существующие системы расчленения не соответствуют объективной реальности и употребляемые термины должны быть в лучшем случае заменены новыми, а в худшем являются целиком и полностью ошибочными". И далее: "Традиционные — классические методы датирования



Р и с. 6. Изменение изотопного состава серы в сульфидах (слева) и углерода в карбонатах. Негативный ход кривых, связанный с влиянием биоса на накопление серы и ее связывание в сульфаты [34, 44]

и корреляции на континентах безнадежно устарели, и новые проблемы большей частью находятся за пределами их разрешающей способности" [2].

Одной из проблем биологии палеоокеанов является изучение влияния жизни на физические и химические процессы в океане. Еще В.И. Вернадский писал, что химия океана определяется живым веществом, биосом. Эти представления в те годы, основанные на очень малом материале, за последнее время получили не только качественное, но и количественное определение. Одной из важных проблем этого круга является история кислорода в морской воде, атмосфере и литосфере. Первичный кислород появился сначала за счет фотодиссоциации, а затем за счет развития живых организмов — фотосинтеза. И этот источник кислорода до настоящего времени главный.

В бескислородном океане один из главных компонентов солевого состава сульфат-ион отсутствовал. Сера присутствовала в виде сероводорода и элементарной серы. При их окислении биосом в верхнем рифее появились первые сульфаты, но содержание кислорода длительное время не повышалось, поскольку он уходил на окисление двухвалентного железа до трехвалентного, которое в крупных масштабах выпадало в осадок (вместе с кремнеземом и водой), давая скопление железистых кварцитов. Период 2,3—2,2 млрд. лет назад был периодом перестройки океанских вод от системы "мертвого океана" с большим содержанием гелия, урана, золота и других элементов на систему "живой океан", состав которого регулируется не только поступлением эндогенного и экзогенного вещества, но также и биосом.

Около 1,2 млрд. лет назад была пройдена точка Кюри, когда содержание свободного кислорода достигло 1/1000 от современного. Следующий важный этап связан с прохождением точки Пастера — около 600 млн. лет назад (начало фанерозоя — когда содержание кислорода достигло 1/100 от

современного и преобладавшие до этого процессы брожения сменились более эффективными процессами окисления при дыхании). Содержание кислорода в $1/10$ от современного достигнуто 400 млн. лет назад.

Уже указывалось, что значительная часть кислорода фотосинтеза ушла на окисление соединений серы до сульфат-иона. На рис. 6 показано изменение изотопного состава серы в сульфатах в сопоставлении с изменением изотопного состава углерода в карбонатах. Четко видна обратная их корреляция во времени; верхние части кривой более детально изучены в кернах глубоководного бурения.

Не вдаваясь в дальнейшие детали, можно отметить, что изменение основного солевого состава воды находится под контролем биоса.

Не меньшее значение имеют организмы и при накоплении карбонатов и углерода, которые связаны с углекислотой, и, следовательно, содержание кислорода и углекислоты в атмосфере и океане регулируется жизнью.

Важную роль организмы играют и в геохимии большинства элементов, включая малые, поскольку они участвуют в их концентрации из растворенных форм, господствующих в океанской воде, переходят во взвесь, транспортируют и накапливают элементы в осадках. Только сейчас — и в том числе на основе анализов кернов бурения — с применением метода абсолютных масс стало ясно, что процессы биодифференциации вещества в океане намного сильнее, чем известные ранее процессы механической и химической дифференциации [18—20]. Биос, таким образом, является фактором, определяющим не только состав вод и атмосферы, но также и состав донных осадков.

Проблемы геологии океанов прошлого

Среди проблем геологии океанов рассмотрены прежде всего проблемы, связанные с изучением положения плит и влияющих в них материков, а также проблемы, связанные с формированием и развитием основных структур Земли (проблемы геодинамики), тесно связанные с ними проблемы истории вулканизма, восстановления глубин геологического прошлого и геоморфологического анализа.

Палеогеодинамические реконструкции

Идеи мобилизма, ставшие основными в геологии, создали в то же время определенные трудности для реконструкции континентальных и океанических частей плит на разных этапах геологического прошлого. Многие плиты в ходе своего развития исчезли, остатки других можно найти в офиолитовых поясах на континентах [11, 28]. Для восстановления географического положения плит в прошлом, их размеров разработаны количественные методы. Для этого используются развитые в пределах океанического ложа полосовые магнитные аномалии, возникающие в ходе расширения дна океана. Они закартированы во всем Мировом океане и точно датированы по возрасту. Причины возникновения таких полосовых аномалий (характерных только для океанского блока) заключаются в том, что верхняя часть коры, состоящая из экстрезивных базальтов и ответственная за возникновение аномалий, создается за относительно короткое время в узкой осевой зоне срединно-океанических хребтов. При остывании базальтового вещества оно "запоминает" положение магнитных полюсов того времени при прохождении точки Кюри. Лабораторные эксперименты показывают, что базальты океанской коры,

несмотря на низкотемпературное окисление под действием океанской воды и иловых вод, пропитывающих осадки, сохраняют первоначальное направление намагниченности на протяжении всей доступной истории океана — 150—160 млн. лет.

Поскольку аномалии образуются парами по обе стороны от оси хребта, то, совмещая их, можно для разных возрастов восстанавливать положение плит в прошлом. Это только один из приемов при проведении палеогеодинамических реконструкций.

Другим объектом палеомагнитологии океана являются подводные горы, широко распространенные на дне, большая их часть — это подводные вулканы, возникавшие на разных этапах истории и сейчас потухшие. В момент застывания базальтового вещества вулканов они также “запоминают” магнитные координаты, которые могут быть восстановлены затем при проведении специальных геофизических исследований гор и определении их абсолютного возраста [5]. Таких определений сделано уже довольно много, и они служат независимым методом для определения былого положения плит.

Для тех же целей все шире используются керны глубоководного бурения, в нижней части которых обычно встречаются базальты ложа, а также ориентированные пробы, полученные с помощью глубоководных аппаратов.

Таким образом, интенсивно развивается новое направление исследований — палеомагнитология океанов, данные которой широко используются для реконструкций положения плит [10, 12, 16].

Другими методами палеогеодинамических реконструкций является трассировка подводных разломов, совмещение контуров континентальных блоков, а также использование палеоклиматических данных. Развитие учения о зональности океанской седиментации [17—21] позволяет по составу и распределению осадочного вещества судить о его принадлежности не только к определенному климатическому поясу, но также и о глубине, расстоянии от берегов континентов и др. Вместе с данными палеоокеанологии, а также с независимыми определениями палеотемператур по изотопии кислорода, с данными по составу прежних растительных сообществ на континенте (по спорам и пыльце растений) и в океане (диатомовые и другие водоросли) удается создавать карты положения плит. Они включают как океанские, так и континентальные части плит не только для мезозоя и кайнозоя, но также и для самых ранних этапов развития планеты [3, 8—10, 36, 43]. Соответствие данных независимых методов убеждает в надежности построений.

В Институте океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР создана серия таких карт для мезозойских и кайнозойских океанов, причем в кайнозое возрастные срезы даны через 5 млн. лет. На них показаны контуры материков, срединные хребты и крупнейшие трансформные разломы того времени, островные дуги с их характерным вулканизмом, области субдукции, области пассивных окраин океана, где идет накопление осадочного материала, координатная сетка (рис. 7, вкл.). На этой палеогеодинамической основе проводятся все последующие построения — палеобатиметрические и палеогипсометрические, палеогеоморфологические, палеоэкологические, литологические и геохимические. Это мобилистская основа для всех палеоокеанологических построений. Сопоставление этих карт дает возможность судить об эволюции литосферных плит в истории Земли, выявлять этапы ускорения и замедления спрединга, этапы геологических революций, сменяемые этапами более спокойного эволюционного развития. Создание такого рода основы позволяет все независимые построения

ния вести с наибольшим приближением к действительности и во всех случаях расхождений вносить необходимые коррективы в весь процесс палеорекострукции.

Рельеф дна палеоокеана. Казалось бы, рельеф дна океанов, скажем, 100 млн. лет назад восстановить невозможно. Однако в настоящее время методами тектоники плит, а также независимыми методами палеоокеанологии удастся не только определить достаточно надежно отдельные глубины в прошлом, но и построить настоящие батиметрические карты для отдельных океанов и Мирового океана в целом. Такие попытки были предприняты несколькими авторами. Была опубликована отечественная карта палеорельефа Мирового океана 76 млн. лет назад, подготавливаются карты для 50, 35 и 10 млн. лет назад [29]. В перспективе — создание серии карт палеобатиметрии для основных этапов мезозоя и кайнозоя.

Для составления этих карт используются четыре главных независимых метода.

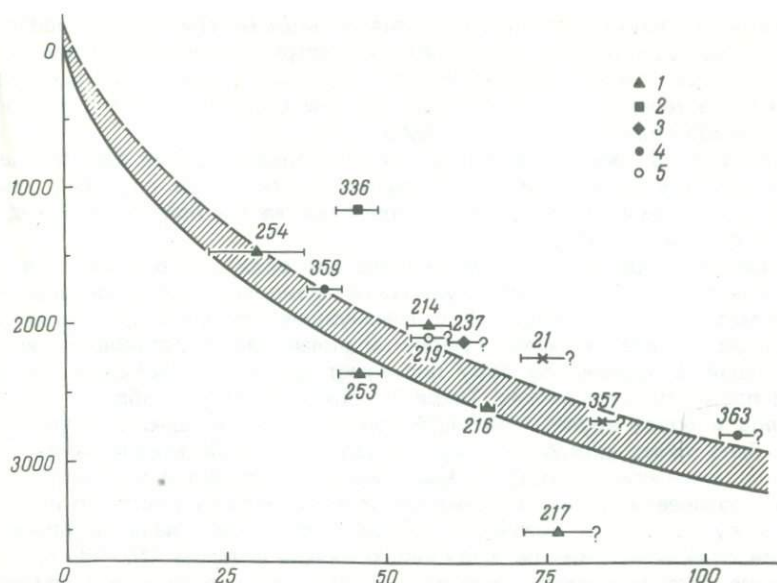
1. Определение палеоглубин по кривой погружения дна океана по мере удаления от оси срединного хребта (кривая Слейтера) [30]. Эта кривая (рис. 8) была подтверждена многочисленными данными для всех океанов, различных скоростей спрединга и расстояний от хребта, для участков дна разного возраста, для подводных гор, равнин. В качестве исходной модели была взята выведенная теоретически и эмпирически проверенная на огромном материале зависимость глубины поверхности ложа океана от корня квадратного возраста дна. Имеются различные уточнения кривой, но в целом она дает возможность, зная возраст того или иного участка дна океана (по возрасту пород ложа, который определяется по магнитным аномалиям и проверен в 600 точках бурением сквозь толщу осадков и получением базальтов ложа), определить вероятную глубину ложа. Задача облегчается наличием карты возраста ложа океанов, которая теперь составлена для океанов. Глубина ложа не есть глубина дна, поскольку поверхность дна отделена от ложа толщиной донных осадков. Учитывая эту толщину, а также уплотнение осадков во времени, можно определить глубину дна. При значительных мощностях осадочной толщи вводится еще поправка на изостатическое прогибание дна. Передвигая в соответствии с теорией литосферных плит целые участки дна с имеющимся рельефом на вычисленные расстояния по направлению к хребту, можно в первом приближении получить картину палеорельефа. Далее она уточняется по возрасту подводных гор и хребтов вулканического происхождения.

2. По данным фораминиферам, используя их как индикатор палеоглубин. Этот метод использовался Х.М. Саидовой для реконструкции палеорельефа дальневосточных морей и северной части Тихого океана, а также для составления карт палеорельефа верхнего мела [29]. Метод, независимый от метода обратной прокладки по кривой Слейтера.

3. Еще один независимый метод связан с явлением критической глубины карбонатакопления. С его помощью, надежно определив критическую глубину в одном месте и для одного возраста, с помощью ряда построений можно находить уровень критической глубины на границе карбонатных и глинистых пелагических отложений, т.е. находить глубину растворения CaCO_3 . К сожалению, значения большие и меньшие критических этим методом не определяются.

4. Еще один независимый метод основан на изучении пузырьковых включений в аутигенных минералах. Определяя давление в пузырьках, можно довольно точно определить глубину образования минерала [38].

Кроме этих основных методов, имеется еще несколько вспомогательных, находящихся на разных стадиях разработки [31].



Р и с. 8. Кривая изменения глубины океана в зависимости от возраста пород ложа океана [35]

Отдельными знаками нанесены асейсмичные хребты: 1 — Восточно-Индийский; 2 — Фареро-Исландский; 3 — Маскаренское плато; 4 — Китовый; 5 — Чагос-Лаккадивский

Методами палеогеоморфологии удастся установить не только рельеф суши геологического прошлого, но и реконструировать положение главных водораздельных горных хребтов, рек, пустынь, озер.

Положение крупнейших структур земной поверхности тесно связано с тектоникой литосферных плит — в особенности это видно при распаде Гондваны или при отделении Африки от Южной Америки. При разделении континентов разрывается их ранее единая речная сеть, прорываются в океан огромные озера (палеозеро в современной долине Конго), поворачивают вспять реки (палео-Амазонка впадала в Тихий океан, но после подъема Анд в миоцене повернула в Атлантический океан).

Многие из построений палеогеоморфологии могут быть проверены по коррелятивным толщам, покоящимся на дне океана, которые пройдены глубоководным бурением. Появляется увлекательная возможность для разных этапов геологического прошлого океанов составлять карты рельефа суши и океана, что дает возможность, вместе со знанием климатических особенностей, прогнозировать осадконакопление с дальнейшей проверкой прогноза по кернам бурения.

Некогда единые материки после их разделения довольно долго сохраняют на своей поверхности черты морфологического сходства (поверхности выравнивания на одинаковых уровнях, речная сеть и др.). Сопоставление поверхностей выравнивания и ряда форм-индикаторов позволяет оценивать интенсивность процессов разрушения исходного рельефа и сноса рыхлого осадочного материала в океан, позволяет искать на дне океана эти коррелятивные толщ и по их объему восстанавливать разрушенные выветриванием горные хребты и поверхности. Д.В. Борисевич (Ин-т океанологии АН СССР) разработал принципы палеогеоморфологии плит,

в частности изучил историю развития рельефа материков, образовавшихся при распаде Гондваны; на очереди реконструкция рельефа Лавразии.

Океанская геоморфология стала теперь геоморфологией плит, развила количественные методы и стала важным орудием восстановления среды океанов геологического прошлого.

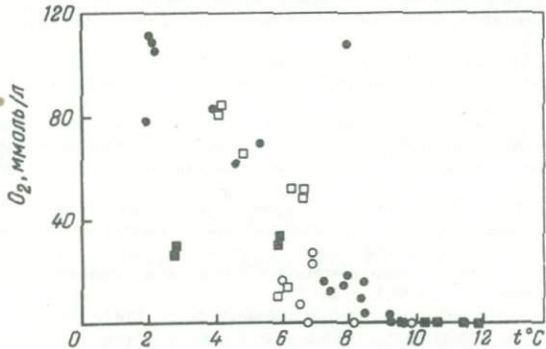
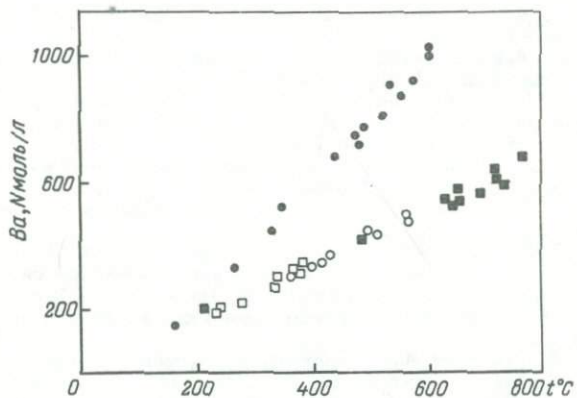
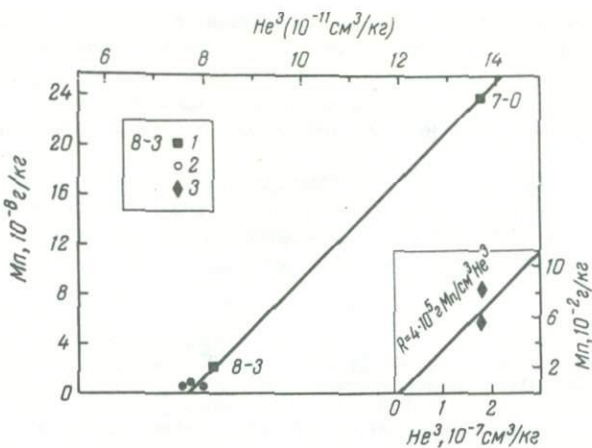
История вулканизма в океане. Анализ кернов бурения вместе с широким использованием данных геофизики и геохимии позволил изучить историю вулканизма в пределах океанских частей плит и их периферии для последних 160 млн. лет.

Удается выделять по крайней мере два вида вулканизма, различных по тектонической позиции: вулканизм активных окраин океана, который маркирует существующие и исчезнувшие островные дуги и окраины андийского типа, а также вулканизм океанский (базальтовый) внутриплитовый. В океанскую воду поступают жидкие, газообразные и твердые продукты вулканизма. Твердый материал (тефра) образует прослойки пеплов и более крупных частиц в донных осадках разного возраста, может быть точно датирован и коррелирован по особенностям минерального или химического состава. Анализируя количество и мощность пепловых прослоев в кернах бурения во времени, можно судить об интенсивности вулканизма в мезозое и кайнозое как в региональном плане, так и для отдельных океанов и Мирового океана в целом [15, 18—20]. Увеличение поставки риолит-андезитовых пеплов островных дуг свидетельствует об увеличении скорости субдукции, т.е. пеплы являются важным индикатором скоростей субдукции и сопряженных с ними скоростей спрединга в активных хребтах.

Другим, главным продуктом вулканизма являются базальтовые лавы, наращивающие океанские плиты в срединных хребтах со скоростью от 1 до 15—17 см/год. Мощность слоя базальтов можно принять около 2 км, а длину срединных хребтов около 75 тыс. км. При средней скорости спрединга 35 см/год это дает 4—6 км³ базальтов в год [24]. Как отмечалось, в геологическом прошлом скорость спрединга и, следовательно, объем изливающихся в срединных хребтах базальтов менялись в широких пределах, что отмечается по изменениям уровня океана [15].

Есть и другой независимый индикатор этого процесса — базальные осадки — слой осадочных отложений, залегающих непосредственно на базальтах ложа. Они обычно обогащены жидкими и газообразными продуктами вулканизма срединных хребтов (главным образом железом, марганцем и рядом малых элементов). По химическому составу — это уникальные осадки, которые долгое время не были известны, так называемые металлоносные осадки. В настоящее время этот тип осадков — индикатор спрединга — изучен не только для современных отложений, но также прослежен и в кернах бурения.

Установлено, что эти осадки — начало формационного ряда расширяющегося океана [26]. Могут быть выделены латеральные и вертикальные ряды формаций расширяющегося океана. В латеральных рядах металлоносные осадки приурочены к осевой зоне — склонам срединных хребтов, в вертикальных — к базальному слою над породами коренного базальтового ложа. Установлены количественные связи между скоростью спрединга и тепловым потоком (а следовательно, масштабами гидротермальной деятельности), между скоростью спрединга и шириной поля металлоносных осадков, содержанием в них железа, марганца и ряда малых элементов, соотношениями между ними. Исключительно эффективными для установления количественных связей оказались данные по изотопному составу гелия, который проникает из срединных хребтов в гидротер-



Р и с. 9. Зависимость содержания элементов в придонных водах от скорости спрединга. Зависимость поступления различных элементов из гидротерм от поступления гелия (и через него со скоростью спрединга) из гидротерм и от их температуры [25] и др.]. Гидротермы Галапагосского рифта и Восточно-Тихоокеанского поднятия показаны разными знаками (1-3)

мальном процессе и количественно связывается с содержанием ряда элементов (железа, марганца, фосфора, кремнезема и др.). В свою очередь устанавливается зависимость масштабов поступления гелия от скорости спрединга (рис. 9). Таким образом, скорость спрединга является главней-

шим фактором, обеспечивающим поступление металлов в базальный слой. Эта закономерность может быть использована для решения обратной задачи: по составу базального слоя определенного возраста устанавливать независимым путем скорости спрединга, сопоставляя их с положением уровня океана — другим независимым способом определения скорости спрединга.

Даже из этого краткого рассмотрения видно, что палеоокеанология открывает огромные возможности для воссоздания геологического прошлого Земли, в ряде случаев устанавливает количественные связи между процессами, позволяет глубже понять процессы, происходящие в океане.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Борисевич Д.В.* Палеогеоморфология и тектоника плит. — В кн.: II Всесоюзный съезд океанологов: Тез. докл. Севастополь, 1982, вып. 7, с. 27.
2. *Боуэн Р.* Палеотемпературный анализ. М.: Наука, 1969, с. 160.
3. *Геодинамика.* М.: Наука, 1979. 413 с. (Сер. "Океанология").
4. *Геологическая история океана/Под ред. А.С. Монины, А.П. Лисицына.* М.: Наука, 1980. 462 с.
5. *Городницкий А.М.* О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами. — *Океанология*, 1975, т. 15, № 2, с. 276–281.
6. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Волокутина Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Геодинамика и палеобатиметрия океана в кайнозое. — В кн.: II Всесоюзный съезд океанологов: Тез. докл. Севастополь, 1982, вып. 7, с. 3.
8. *Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — *Геотектоника*, 1977, № 2, с. 3–25.
9. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
10. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
11. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М.: Наука, 1974. 208 с.
12. *Кропоткин П.Н.* О возрасте и происхождении дна океанов. — *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1968, № 5.
13. *Левитан М.А., Лисицын А.П.* Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана. — *Докл. АН СССР*, 1978а, т. 241, № 4, с. 899–902.
14. *Левитан М.А., Лисицын А.П.* Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Атлантического и Индийского океанов. — *Докл. АН СССР*, 1978б, т. 242, № 3, с. 669–672.
15. *Левитан М.А., Лисицын А.П.* Об изменении интенсивности эффузивного вулканизма ложа океана в позднем мезозое—кайнозое. — *Вулканология и сейсмология*, 1980, № 1, с. 32–37.
16. *Ле Пишон К., Франшто Ж., Бонинн Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
17. *Лисицын А.П.* Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах. — В кн.: *Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд.* М.: Наука, 1975, с. 114–129.
18. *Лисицын А.П.* Терригенная седиментация, климатическая зональность и соотношение терригенной и биогенной седиментации в океанах. — *Литология и полез. ископаемые*, 1977, № 6, с. 3–24.
19. *Лисицын А.П.* Биогенная седиментация в океанах и зональность — *Литология и полез. ископаемые*, 1977б, № 1, с. 3–24.
20. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации (литология и геохимия). М.: Наука, 1978. 392 с.
21. *Лисицын А.П.* Глобальные зоны седиментогенеза. — В кн.: *Успехи советской океанологии.* М.: Наука, 1979, с. 118–136.
22. *Лисицын А.П.* История ложа океана и его влияние на осадочную толщу. — В кн.: *Геологическая история океана.* М.: Наука, 1980, с. 14–36.
23. *Лисицын А.П.* Общие закономерности строения осадочной толщи океана. — В кн.: *Геологическая история океана.* М.: Наука, 1980, с. 36–104.
24. *Лисицын А.П.* История вулканизма океанов. — В кн.: *Геологическая история океана.* М.: Наука, 1980, с. 278–320.
25. *Лисицын А.П.* Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию. — В кн.: *Литология на новом этапе развития геологических знаний.* М.: Наука, 1981, с. 20–45.

26. Лисицын А.П., Фишер А., Хизен Б. и др. Геохимия и литология кернов бурения дна Тихого океана. — В кн.: Тез. докл. на I геохим. конгр. М., 1973, т. 4, кн. 4, с. 803—806.
27. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и металлогения докембрия. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6, с. 1453—1457.
28. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 6, с. 23—35.
29. Савостин Л.А., Волокутина Л.П., Зоненшайн Л.П. и др. Палеобатиметрия Мирового океана в позднем мелу. — Океанология, 1980, № 5, с. 871—881.
30. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
31. Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 309 с.
32. Arthur M.A. North Atlantic cretaceous black shales; the record at Site 398 and brief comparison with other occurrences. — In: Initial Reports of DSDP. Wash. (D.C.), 1979, vol. 47, pt 2, p. 719—751.
33. Buchard B. Oxygen isotope paleotemperature from the Tertiary period in the North sea area. — Nature, 1978, vol. 275, p. 121—123.
34. Claypool C.E., Holser W.T., Kaplan I.R. et al. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. — Chem. Geol., 1980, vol. 28, p. 199—260.
35. Detrich R.S., Sclater J.G., Thiede J. The subsidence of aseismic ridges. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 34, p. 185—196.
36. Dewey J.F., Bird J. Mountain belts and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 75, N 14.
37. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1969—1982. Vol. 1—70.
38. Moore J.G. Submarine basalt from the Revillayedo islands region, Mexico. — Mar. Geol., 1970, vol. 9, p. 331—345.
39. Savon S.M., Douglas R.G., Stehli F.G. Tertiary marine paleotemperatures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 1499—1516.
40. Shackleton N.J., Kennett J.R. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, 281. — In: Initial Reports of DSDP. Wash. (D.C.), 1975, vol. 29, p. 743—755.
41. Stow D.A., Lovell J.P.B. Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments. — Earth-Sci. Revs, 1979, vol. 14, p. 251—291.
42. Vail P.R., Mitchum R.M., Tompson S. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. 4. — In: Seismic stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration/Ed. C. Payton. Tulsa (Okla), 1978, p. 83—97. (AAPG Mem.; N 26).
43. Veevers J.J., Powell C.M., Johnson B.D. Seafloor constrains on the reconstruction of Gondwanaland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 51, p. 435—444.
44. Veizer J., Holser W.T., Wilgu C.V. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ secular variations. — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, vol. 44, p. 579—587.

УДК 551.46.01:339.96

Л.Л. ЛЮБИМОВ

ОСВОЕНИЕ МИРОВОГО ОКЕАНА КАК ГЛОБАЛЬНАЯ ПРОБЛЕМА

Превращение использования морских ресурсов и пространств в глобальную проблему в огромной мере связано с новыми тенденциями в межгосударственных отношениях по поводу освоения Мирового океана. Понимание существа тех сдвигов, которые произошли в межгосударственных отношениях по поводу освоения Мирового океана, невозможно без изучения процесса развития производительных сил морского хозяйства, участия в этом процессе основных групп стран современного мира, анализа их интересов в рассматриваемой сфере и тех методов и средств, которыми они стремятся обеспечить свои интересы. Поэтому в первую очередь необходимо выявить те общие причины, которые привели к радикальному

пересмотру отношений по поводу процесса освоения Мирового океана, к созданию многочисленных предпосылок превращения этого процесса в проблематику глобального масштаба.

Основоположники марксистско-ленинской политической экономии уделяли большое внимание анализу роли главных природных факторов в историческом процессе общественного производства. Многие их выводы, касающиеся роли земли в экономической и социальной истории общества, совершенно закономерно можно отнести и к Мировому океану.

К числу таких выводов следует прежде всего отнести указание К. Маркса о том, что "земля (с экономической точки зрения к ней относится и вода), первоначально обеспечивающая человека пищей, готовыми жизненными средствами, существует без всякого содействия с его стороны как всеобщий предмет человеческого труда. Все предметы, которые труду остается лишь вырвать из их непосредственной связи с землей, суть данные природой предметы труда. Например, рыба, которую ловят, отделяют от ее жизненной стихии — воды, дерево, которое рубят в девственном лесу, руда, которую извлекают из недр земли"¹(подчеркнуто нами. — авт.).

Рассматривая все основные слагаемые производительных сил, К. Маркс отмечал: "... к средствам процесса труда относятся все материальные условия, необходимые вообще для того, чтобы процесс мог совершаться. Прямо они не входят в него, но без них он или совсем невозможен, или может происходить лишь в несовершенном виде. Такого рода всеобщим средством труда является опять-таки земля, потому, что она дает рабочему locus standi [место, на котором он стоит], а его процессу — сферу действия (field of employment)"². Положение К. Маркса о том, что "земля представляет собой пространство, которое необходимо как условие всякого производства и всякой человеческой деятельности"³, в полной мере может быть отнесено к Мировому океану, который, помимо того, играет огромную роль в обеспечении физической жизни на Земле, в создании и поддержании биосферы и ноосферы Земли.

Мировой океан представляет собой не только всеобщий предмет, но в известном смысле и средство труда. Природные факторы, включая Мировой океан, участвуют в процессе производства, точнее в процессе создания потребительных стоимостей, т.е. продуктов производительного или личного потребления в их вещественной, а не в стоимостной форме. В связи с этим К. Маркс подчеркивал, что "земля — с одной стороны, труд — с другой, два элемента реального процесса труда, которые в этой вещественной форме являются общими для всех способов производства, являются вещественными элементами всякого процесса производства..."⁴. Мировой океан участвует также в процессе вещественного обмена (не обмена между людьми), "...при котором труд человека обменивается на продукты природы..."⁵.

"Плодородие" Мирового океана, его экономический потенциал как всеобщего предмета труда, материального условия производства, являясь, с одной стороны, естественным свойством слагающих его элементов и законов их развития, с другой стороны, представляет собой социально-экономическую категорию, связанную с достигнутым в каждый конкрет-

¹ Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 23, с. 189.

² Там же, с. 191.

³ Там же, т. 25, ч. II, с. 335.

⁴ Там же, т. 25, ч. II, с. 382.

⁵ Там же, т. 3, с. 65.

ный период уровнем "созданных цивилизацией орудий производства". Говоря о роли природных факторов, К. Маркс подчеркивал то обстоятельство, что человечество имеет "...всегда перед собой историческую природу...", что "...((борьба)) человека с природой приводящая к развитию его производительных сил на соответствующем базисе"¹. Наличие природной "производительности" Мирового океана тем самым увязывается с теми средствами труда, которые создал и применяет человек, используя океан как всеобщий предмет труда. От уровня этих средств труда зависит и объем экономически доступной части морского ресурсного потенциала, поскольку "экономические эпохи различаются не тем, что производится, а тем, как производится, какими средствами труда"². Значение Мирового океана как всеобщего предмета труда и условия производства изменялось по мере исторического развития "созданных цивилизацией орудий производства", являющихся результатом живого труда, который "...должен охватить эти вещи, воскресить их из мертвых, превратить их из только возможных в действительные и действующие ... потребительные стоимости"³.

Предшествующие эпохи, включая и промышленную революцию XIX в., не подняли уровень производительных сил морского хозяйства до такой степени, которая обеспечивала бы недискретный характер освоения Мирового океана. Морской ресурсный потенциал использовался лишь частично рыболовством, в то время как морская горнодобывающая промышленность, химия, добыча стройматериалов, энергетика и т.д. все еще не существовали. Радикальные перемены в уровне морских производительных сил принесла с собой современная научно-техническая революция. Необычайно расширив глубину и диапазон морских научных исследований, она открыла путь к всеобъемлющему изучению Мирового океана, определила новые направления развития новейшей технологии, создала материально-технические условия для перехода к этапу комплексного освоения морских ресурсов и пространств.

Конечно, создание принципиально новых производительных сил морского хозяйства в свою очередь было обусловлено возникновением ряда новых проблем, с которыми столкнулось в последние десятилетия всемирное хозяйство в целом. Ускорившийся процесс интеграции производства, углубления международного разделения труда, повышающаяся в результате научно-технического прогресса эффективность общественно-го производства потребовали интенсивного вовлечения в мировой хозяйственный оборот огромных объемов сырьевых материалов, поиска альтернативных энергоресурсов, новых источников традиционных видов энергетического и другого сырья. За последние 25 лет всемирное хозяйство использовало больший объем полезных ископаемых, чем за всю предшествующую историю человечества. Истощение многих месторождений суши, особенно в промышленно развитых районах земного шара, стимулировало обращение к морским запасам. Огромный рост мировой торговли вызвал настоятельную необходимость подлинного пересмотра технического уровня морских транспортных средств, особенно для обеспечения перевозок массовых грузов. Структурные кризисы, с особой силой проявившиеся в мировом капиталистическом хозяйстве в 70-е годы, в еще большей мере активизировали научно-технические усилия

¹ Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд. т. 3, с. 43.

² Там же, т. 23, с. 191.

³ Там же, с. 194.

в морских отраслях, в частности в морской добывающей промышленности. Таким образом, в последние десятилетия наблюдалось взаимосвязанное резкое изменение как качественного и количественного уровня производительных сил морского хозяйства, так и мировых потребностей в использовании экономического потенциала Мирового океана.

Советские ученые, занимающиеся глобалистикой, вскрыли ряд признаков, которые характеризуют состояние и перспективы любой из подлинно глобальных проблем современности. Такими признаками являются: а) общемировой характер глобальных проблем, тот факт, что они затрагивают интересы всех стран и групп государств; б) нерешенность таких проблем угрожает всему человечеству, ведет к регрессу в условиях жизни людей, в развитии производительных сил; в) необходимость в принятии неотложных решений по всем глобальным проблемам; г) неизбежность коллективного, универсального характера таких решений, основанных на действиях всех государств, всего мирового сообщества¹. Указанные признаки могут быть полностью отнесены и к проблеме освоения Мирового океана.

Вместе с тем эта проблема имеет и ряд особенностей. Прежде всего следует отметить весьма высокий уровень ее взаимосвязи с другими глобальными проблемами современности — сырьевой, энергетической, продовольственной, экологической, проблемой отсталости развивающихся стран и, наконец, с проблемой предотвращения мировой ядерной войны. Перспективное значение ресурсного потенциала Мирового океана со всей очевидностью указывает на ту роль, которую он мог бы сыграть в обеспечении мировых потребностей в самых различных видах сырья, включая и пищевое сырье. Возможность использования этого потенциала в целях экономического развития рассматривается освободившимися странами как важный фактор, который при определенных условиях может внести серьезный вклад в решение проблемы отсталости развивающихся стран.

Освоение Мирового океана относят к числу глобальных проблем, проявляющихся в сфере взаимодействия природы и общества. Однако такой подход справедлив лишь для целей общей классификации глобальных проблем. Дело в том, что освоение морских ресурсов и пространства, с одной стороны, является процессом, происходящим в системе природа—общество, с другой — осуществляется в конкретных исторических условиях, различными социально-экономическими общностями, группами государств и отдельными государствами, а отношения между ними по поводу освоения Мирового океана давно уже стали частью сферы всемирных общественных отношений в целом и, испытывая на себе воздействие этой сферы, сами оказывают на нее все более возрастающее влияние. Отметившиеся уже общие черты любых глобальных проблем — необходимость неотложных решений и коллективного (универсального) характера таких решений — не только присущи проблеме Мирового океана, но и имеют довольно важные особенности. Среди них прежде всего нужно выделить углубляющийся процесс международного регулирования морской деятельности государств.

Этот процесс в его универсальной (коллективной) форме имеет более чем двадцатилетнюю историю. Принятие в 1958 г. Женевских конвенций по морскому праву впервые создало весьма широкую с точки зрения функциональных аспектов освоения ресурсов океана основу для такого регулирования. Для своего времени эти конвенции носили и доста-

¹ Глобальные проблемы современности/Под ред. Н.Н. Иноземцева, М.: Мысль, 1981, с. 16.

точно универсальный характер. Однако в дальнейшем возникли задачи разработки, во-первых, всеобъемлющего регулирования всех видов морской деятельности и, во-вторых, привлечения к этому процессу всех государств, включая новые. Эта работа уже продолжительное время осуществляется в ООН. Таким образом, в рамках проблемы освоения Мирового океана к настоящему времени накоплен опыт коллективных решений. В этом нашли отражение те глубочайшие изменения в сфере общественных отношений, в социально-политической структуре современного мира, которые происходят под влиянием в первую очередь мирового социализма, социальных и освободительных революций нашего времени.

Продолжая сравнительную линию в отношении проблем использования как земли, так и Мирового океана, целесообразно отметить, что каждому из способов производства присуща своя особая форма собственности на землю как основное средство сельскохозяйственного производства. Между тем при всех предшествующих формациях не появилось собственности, тем более частной собственности на Мировой океан как на основное средство морехозяйственного производства. Причины этого феномена не могут быть вскрыты вне рамок марксистско-ленинского учения о законах развития общества.

Как уже указывалось, экономическое значение морского потенциала изменялось по мере развития "созданных цивилизацией орудий производства", т.е. по мере изменения производительных сил морского хозяйства. На первых этапах аналогичного процесса, связанного с использованием земли, уже возникли соответствующие формы собственности на землю. К Маркс в связи с этим подчеркивал, что "...при естественно возникших орудиях производства, индивиды подчиняются природе... Поэтому и собственность в первом случае (земельная собственность) выступает как непосредственное, естественно возникшее господство"¹. Именно такого "господства" не появилось в отношении Мирового океана.

Низкий уровень производительных сил морского хозяйства определял практическую недоступность подавляющей части ресурсного потенциала Мирового океана. Крайне незначительная степень вовлечения в хозяйственный оборот этого потенциала неизбежно вела к всеобщим представлениям о его безграничности, неисчерпаемости. Попытка захвата того, что имелось в бесконечном изобилии, не имела никакого экономического смысла. Отдельные односторонние притязания некоторых стран на особые права в отношении морей и океанов (их простреств), предпринимавшиеся еще в средние века и даже в новой истории, в действительности были попытками перекрыть доступ конкурентов к колониям и морской торговле, а не к Мировому океану как всеобщему предмету труда, объекту хозяйственного освоения как такового.

Наконец, оккупация отдельных частей Мирового океана была бессмысленной и потому, что у любого гипотетического носителя прав (и особенно у частных лиц) отсутствовал необходимый потенциал средств постоянного контроля и защиты объекта, на который предъявлялись такие права. К. Маркс, говоря об "иллюзии" феодального и буржуазного права в отношении того, что "будто сама частная собственность основана исключительно на частной воле, не произвольном распоряжении вещью", подчеркивал: "Эта юридическая иллюзия, сводящая право к чистой воле, неизбежно приводит — при дальнейшем развитии отношений собственности — к тому, что то или другое лицо может юридически иметь право на какую-нибудь вещь, не обладая ею фактически"².

¹ Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 3, с. 65.

² Там же, т. 3, с. 64.

Таким образом, низкий уровень орудий хозяйственного освоения, обусловленная им практическая недоступность большей части экономического потенциала Мирового океана, почти исключительное использование его "пространственного ресурса", потребность в нем лишь как в "общей просторной дороге всех наций", отсутствие средств контроля и защиты могущих быть присвоенными частей океана обусловили невозможность появления каких-либо форм оккупации, владения или распоряжения в отношении Мирового океана. Поэтому и в отношениях между государствами по поводу освоения Мирового океана доминирующее значение получил принцип равного беспрепятственного доступа любого государства к Мировому океану. Этот подход в многовековой практике указанных отношений был закреплен как принцип свободы открытого моря. Данный принцип стал основополагающим и общепризнанным во всей системе международного регулирования морской деятельности государств.

Принцип свободы открытого моря впервые был четко сформулирован и обоснован голландским ученым Г. Гроцием в начале XVII в. в его ставшей впоследствии знаменитой работе "Свобода морей": "Всякое право собственности покоится на оккупации, для чего необходимо, чтобы движимое имущество было захвачено, а недвижимое огорожено; поэтому все то, что не может быть захвачено или огорожено, не может быть объектом собственности. Отсюда следует, что подвижные воды океана неизбежно свободны. Право оккупации, далее, покоится на том, что подавляющая часть вещей теряет свою ценность вследствие беспорядочного пользования ими и что присвоение поэтому есть условие для их полезности для людей. Иное положение с морем: море не может истощиться ни вследствие плавания по нему, ни вследствие рыбной ловли, то есть ни одним из двух способов, которыми оно может быть использовано"¹.

Однако положение Г. Гроция о том, что "море не может истощиться", при новом, современном уровне производительных сил во многом перестало соответствовать действительности. Тезис о неисчерпаемости Мирового океана, о недоступности подавляющей части его экономического потенциала более не может рассматриваться как отражающий реальное положение дел. Всемирное хозяйство уже предъявило спрос на максимально возможную часть морского потенциала, а современные производительные силы позволяют вести его освоение в огромных масштабах, постоянно вовлекая в сферу производства новые морские источники сырья, интенсивно подготавливая новые направления использования этого потенциала.

Возникшая в результате научно-технического прогресса настоятельная необходимость и возможность всеобъемлющего, комплексного изучения и освоения Мирового океана проявляется в конкретных исторических условиях. К этим условиям относятся и огромные различия в уровнях экономического развития стран, обуславливающих чрезвычайно глубокую дифференциацию достигнутых уровней и перспективных возможностей развития их морского хозяйства. Перспективы ликвидации или хотя бы уменьшения разрыва между странами в достигнутых уровнях морского хозяйства, особенно между промышленно развитыми и развивающимися, весьма проблематичны в условиях свободного доступа к ресурсам Мирового океана. Низкий уровень материально-технической базы собственного морского хозяйства, соответствующих отраслей обрабатывающей промышленности и инфраструктуры в развивающихся странах ставит их в крайне зависимое положение перед традиционными

¹ Колумбос Д. Международное морское право. М., 1975, с. 55.

морскими державами. Развивающиеся страны практически полностью зависят от поставок импортного оборудования, использования зарубежных фирм в строительстве сооружений, иностранной сети учебных заведений для подготовки кадров и т.д. Одновременно реализация значительной части продукции морского хозяйства развивающихся стран зависит от внешнего рынка, его структуры, емкости, конъюнктуры, т.е. опять-таки от состояния дел в развитых капиталистических государствах. Даже имеющийся у развивающихся стран потенциал морского хозяйства в существенной степени включен в "транснациональную" структуру морских отраслей развитых государств капиталистической системы.

Эффективное участие развивающихся стран в современном процессе освоения Мирового океана требует особо крупных капиталовложений, обладания сложной и дорогостоящей техникой, использования высококвалифицированных кадров. Отсутствие реальных возможностей выполнить эти требования, объективно вытекающие из нового уровня производительных сил морского хозяйства, поставило в последние десятилетия развивающиеся страны перед весьма сложной альтернативой.

Одной из них было бы сохранение за этими странами роли наблюдателей за тем, как осваиваются узкой группой развитых государств ставшие "конечными", исчерпаемые многие виды морского ресурсного потенциала. Действительно, в условиях сохранения свободного доступа к этому потенциалу возникла монополия его хозяйственного использования у тех государств, которые обладают и монополией на новые производительные силы морского хозяйства.

Поэтому у развивающихся стран начала вызревать другая альтернатива подхода к проблеме освоения Мирового океана. Она вытекала из задачи обеспечения их интересов в Мировом океане для целей своего экономического развития, для предотвращения становящегося реальным отчуждения этих стран от морских богатств. Сознывая бесперспективность решения такой задачи на путях "гонки" технологии и инвестиций, быстро подтягивания своего морского хозяйства до уровня развитых государств, развивающиеся страны приступили к попыткам распространения своих прав на "районированные" в прибрежных водах ресурсы или даже на отдельные (опять-таки прибрежные) пространства Мирового океана.

Не будучи в состоянии противопоставить монополии развитых капиталистических государств на новые производительные силы адекватный технико-экономический уровень своего морского хозяйства, развивающиеся страны пошли по пути сужения пространственно-ресурсной сферы реализации этой монополии с целью сохранения в перспективе за собой части морского потенциала. Помимо указанных объективных причин, толкнувших развивающиеся страны на этот путь, в этом же направлении действовали эксплуататорские буржуазно-помещичьи классы ряда стран, пытавшиеся поставить под свой контроль максимально возможную часть морского ресурсного потенциала, так и присущие буржуазно-демократическому характеру национальных движений тенденции национализма.

Для морского хозяйства СССР и ряда других социалистических стран, ориентированного на традиционную стабильность и универсальность применения принципа свободы открытого моря, признание новых требований развивающихся государств вело к существенной и очень сложной организационной перестройке с определенным ущербом (порою весьма значительным) для некоторых отраслей. Следует откровенно сказать, что принципиальный подход Советского Союза к вопросу о неотъемлемых суверенных правах развивающихся стран на природные ресурсы

подвергся серьезному испытанию, поскольку в данном контексте этот вопрос стоял совершенно иначе.

Ведь на этот раз речь шла не о правах на ресурсы, расположенные в рамках государственных территорий. Вопрос был поставлен в отношении ресурсов, расположенных в открытом море. Общеизвестные нормы международного права и обычаи указывали на то, что присвоение любым государством или группой государств какой-либо части открытого моря и его ресурсов недопустимо. Поэтому поставленный вопрос не был связан со справедливым требованием достижения в борьбе с мировым империализмом полного объема прав, вытекающих из принципа государственного суверенитета на всей территории страны и в отношении всех ее богатств. Напротив, вопрос ставился о признании претензий на права в отношении ресурсов открытого моря, т. е. ресурсов "общего пользования", никогда не находившихся под чьей-либо национальной юрисдикцией. По существу для нас речь шла о следующем выборе: либо признать претензии развивающихся стран и включить в сферу действия принцип неотъемлемых прав на природные ресурсы соответствующих прибрежных районов (в которых эти страны выдвинули свои претензии), либо не признавать эти претензии. Первое вело к неизбежным потерям для ряда отраслей нашего морского хозяйства. Второе — к серьезным разногласиям с огромным числом развивающихся государств, к поддержке нами практически нерегулируемого доступа к любым ресурсам Мирового океана, что в условиях огромных различий в уровнях развития национальных морских хозяйств обеспечивало фактическую монополию на освоение Мирового океана для узкой группы развитых государств. Несмотря на серьезные трудности, с которыми столкнулось советское морское хозяйство (особенно экспедиционное рыболовство и морские исследования), Советский Союз пошел навстречу интересам развивающихся государств и поддержал их требования в отношении признания их прав на ресурсы прибрежных районов.

В этом проявился подлинный интернационализм политики СССР, ее способность не на словах, а на деле помочь молодым государствам Азии, Африки и Латинской Америки даже в тех вопросах, решение которых создавало трудности для Советского Союза. В этом проявлялся и реализм советской политики, учитывающей радикальные сдвиги в производительных силах современного морского хозяйства, возникшую необходимость в разработке универсальных подходов к его регулированию, объективный характер меняющихся отношений между государствами по поводу освоения Мирового океана. Советский Союз и другие социалистические страны понимали, что в условиях равного доступа к морским ресурсам от их использования будут практически отстранены те государства, которые не обладают соответствующими инверсионными возможностями.

Социалистические государства поддержали также и необходимость всеобъемлющего регулирования хозяйственной деятельности в Мировом океане, что диктовалось не только целями обеспечения интересов развивающихся стран. В условиях научно-технической революции, создания новой материально-технической базы морского хозяйства, возникновения реальных предпосылок комплексного освоения ресурсов морей и океанов, превращения в глобальные таких проблем, как энергетическая, сырьевая, продовольственная и экологическая, нового соотношения сил на мировой арене главной целью освоения Мирового океана становилось обеспечение интересов всего человечества в деле использования морских ресурсов и пространств. Поэтому Советский Союз взял линию на активное участие в перестройке отношений между государствами во всемирном морском хозяйстве на основе подлинного равноправия и взаимовыгодного

сотрудничества с учетом жизненных интересов всех стран и групп государств современного мира.

Тенденции распределения морского ресурсного потенциала на основе норм и принципов морского права, а также на основе учета интересов всех стран империалистические государства противопоставляют стремление раздела Мирового океана "по капиталу". С особой силой этот подход проявился в действиях США и некоторых их партнеров, направленных на присвоение в одностороннем порядке ресурсов морского дна за пределами национальной юрисдикции. С этой целью США, ФРГ, Англия, Франция в сентябре 1982 г. подписали соглашение о взаимном признании прав на такие претензии. Это соглашение по существу является попыткой согласованного раздела указанных ресурсов вопреки мнению мирового сообщества государств и не считаясь с рядом соответствующих резолюций Генеральной Ассамблеи ООН.

Таким образом, в последние десятилетия возникли как объективные, так и субъективные предпосылки процесса национальных притязаний на ресурсы значительных пространств Мирового океана, а в ряде случаев и на сами пространства. Характерная черта данного процесса — вынужденное вовлечение в него и тех стран, которые пытались не допустить его развития. В случае повсеместного принятия концепции так называемой 200-мильной исключительной экономической зоны многие виды деятельности государств на 40% площади Мирового океана подпадут под контроль прибрежных стран и, за исключением мореплавания и пролета летательных аппаратов, а также прокладки подводных кабелей и трубопроводов, будут выведены из сферы действия принципа свободы открытого моря.

Если сопоставить это положение с защищавшимся в течение столетий принципом свободного использования морских ресурсов, то следует, *по-видимому, констатировать наличие начавшегося процесса кризиса этого принципа, по крайней мере в отношении ресурсов прибрежных пространств.*

Вместе с тем процессом регулирования морской деятельности в ближайшее время окажется охваченным и международный район морского дна (дно за пределами национальной юрисдикции). Речь идет о международном контроле над данным районом. По этому вопросу урегулирование противоречивых интересов государств уже привело к созданию режима совместного (всеми государствами) распоряжения ресурсами глубоководного дна и глобального распределения выгод от их разработки.

Новые отношения между государствами по поводу освоения Мирового океана получили наиболее яркое воплощение в Конвенции по морскому праву, подписанной 10 декабря 1982 г. на Ямайке. Этот всеобъемлющий морской правопорядок, затрагивающий все виды морской деятельности государств, направлен на упорядоченное использование морских ресурсов и пространств в интересах всех стран и групп государств, на мирное разрешение возникающих в этой сфере споров, на распределение результатов освоения Мирового океана не по принципу силы или хозяйственной монополии, а на основе сбалансированного учета прав и возможностей стран в деле решения морехозяйственных задач, которые ставит перед собой человечество.

США и ряд их союзников отказались подписать Конвенцию, которая отражает значительный прогресс во всемирных общественных отношениях, касающихся сферы использования Мирового океана. Наиболее агрессивные силы империализма не хотят соглашаться с этим прогрессом, хотя уже и не могут изменить его направление. Вместе с тем многие развитые капиталистические страны признали и подписали Конвенцию. Она действительно является примером компромиссного решения на универ-

сальном, межсистемном уровне сложнейшей глобальной проблемы, от урегулирования которой в значительной мере зависит судьба многих других глобальных проблем современности.

Таким образом, проблема Мирового океана приобрела глобальный характер в силу комплекса взаимосвязанных причин. К ним следует отнести:

1) создание новых мощнейших по производительности технических средств хозяйствования в Мировом океане (новых производительных сил морского хозяйства), обусловивших не только возможность, но и необходимость комплексного, глобального изучения и освоения морских ресурсов и пространств;

2) резкое обострение и превращение в глобальные таких проблем, как сырьевая, энергетическая и продовольственная, в решение которых использование ресурсов потенциала Мирового океана может и должно внести огромный вклад;

3) превращение в глобальную экологическую проблему, важнейшей частью которой является Мировой океан, поглощающий основную часть загрязняющих веществ;

4) появление межгосударственных отношений распоряжения, производства и управления в морехозяйственной деятельности, что превратило декларативный в прошлом тезис о коллективном (с участием всех государств) процессе освоения Мирового океана в политическую необходимость, обусловило неизбежность поиска компромисса на глобальном уровне с участием и обеспечением интересов всех основных групп стран, независимо от принадлежности к той или иной социально-экономической системе, от географического положения или от уровня развития;

5) осознание подавляющим большинством развивающихся стран той роли, которую может сыграть использование Мирового океана в решении проблем отсталости слаборазвитых государств, в ускорении их экономического развития.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Г.И. Марчук</i> . Некоторые проблемы взаимодействия атмосферы и океана	5
<i>А.С. Монин</i> . Синоптические процессы в океане	9
<i>Б.А. Нелепо</i> . Возможности и перспективы спутниковой океанологии	21
<i>А.Ф. Трешников, Б.А. Крутских, Е.Г. Никифоров, В.Ф. Захаров., Ю.В. Николаев</i> . Актуальные проблемы полярной океанологии	38
<i>А.И. Симонов, М.П. Нестерова</i> . Проблемы предотвращения химического загрязнения вод Мирового океана	53
<i>Ю.А. Изразль, А.В. Цыбань</i> . Экологические последствия загрязнения Мирового океана	69
<i>С.А. Студенецкий</i> . Биологические ресурсы Мирового океана и их использование	87
<i>М.Е. Виноградов, А.А. Елизаров, П.А. Моисеев</i> . Биологическая продуктивность динамически активных зон открытого океана	107
<i>Ю.П. Непрочнов</i> . Основные проблемы геофизики дна океана	127
<i>И.П. Герасимов</i> . Геодинамическая революция в науках о Земле и новые горизонты в глобальной геоморфологии	139
<i>А.П. Лисицын</i> . Глубоководное бурение и проблемы палеоокеанологии	149
<i>Л.Л. Любимов</i> . Освоение Мирового океана как глобальная проблема	173

ИССЛЕДОВАНИЕ ОКЕАНА

*Утверждено к печати
Комиссией
по проблемам Мирового океана
АН СССР*

Редактор издательства
Л. Г. Васютинская

Художник
А. А. Кущенко

Художественный редактор
Н. А. Фильчагина

Технический редактор
Н. М. Бурова

Корректор
В. Н. Пчелкина

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27845

Подписано к печати 18.05.84. Т — 09159
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл. печ.л. 11,5 + 0,3 вкл. Усл. кр.-отт. 12,0
Уч.-изд.л. 15,4. Тираж 800 экз.
Тип. зак. 1425. Цена 2 р. 30 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2р. 30 к.

4199

