

Государственный комитет РСФСР по делам науки и высшей школы

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



*Труды
ЛГМИ
Вып 106*

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ —
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОМУ ПРОГРЕССУ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

ЛЕНИНГРАД
1990

778

УДК 551.5.+551.46+556

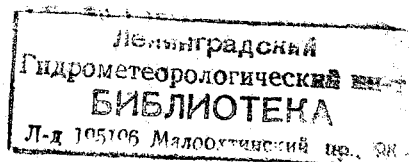
Гидрометеорология — научно-техническому прогрессу. Сборник научных трудов. Л., изд. ЛГМИ, 1990, вып. 106. 185 с.

Представлены статьи ученых ЛГМИ, подводящие итоги фундаментальных исследований института в области гидрометеорологии за последние годы. Рассматриваются проблемы экологии воздушной и водной сред, антропогенного воздействия на природные процессы и их математического моделирования. Сборник предназначен для гидрометеорологов.

The articles are presented summing up the fundamental research carried out by the scientists of the Leningrad Hydrometeorological institute for the recent years. Problems of air and water ecology are investigated, as well as human influence on the natural processes and their mathematical simulation. The book is intended for the in hydrometeorology.

352307

Редакционная коллегия: Л. Н. Карлин (отв. редактор), В. И. Воробьев, В. В. Клемин, И. Г. Максимова, Л. Н. Плинка, И. П. Спицин, Г. Г. Тараканов, Ю. А. Федоров.



© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1990.

Предисловие

23 июля 1930 года Постановлением ЦИК и СНК был образован Московский, ныне Ленинградский, гидрометеорологический институт. С тех пор прошло 60 лет.

Настоящим предисловием я открываю сборник, посвященный этой знаменательной дате. В таких случаях принято оглядываться назад и вспоминать историю создания, становления и развития учреждения. Но 60 лет — солидный возраст. Отмечен уже не один юбилей. За это время накопилась большая библиография. Можно назвать лишь некоторые наиболее полные источники¹. Поэтому, после некоторых раздумий, я решил назвать только основные этапы жизни института.

Институт был основан в Москве на базе геофизического отделения физического факультета и гидрологического отделения геологического факультета Московского государственного университета. Институт стал первым в мире высшим учебным заведением гидрометеорологического профиля. Это обусловило необходимость создания (практически от нуля) учебно-методического обеспечения подготовки инженеров-метеорологов, гидрологов, океанологов. Для этой работы были привлечены крупнейшие ученые того времени: В. В. Шулейкин, Н. Н. Зубов, В. А. Великанов, Б. П. Орлов, Е. В. Близняк, А. Ф. Вангенгейм, М. В. Келдыш, М. А. Лаврентьев, А. Н. Тихонов, Н. Е. Кочин, Н. А. Багров, С. Т. Пагава, А. Д. Добровольский, С. П. Хромов и др., которые впоследствии составили славу отечественной науки.

Были созданы первые учебные планы, программы, оборудованы лаборатории физики моря, гидравлическая, химическая. В течение первых десяти лет существования института были опубликованы учебники, которые приобрели широкую популярность: «Физика моря» В. В. Шулейкина (1933), «Динамика русловых потоков» (1936) и «Водный баланс суши» М. А. Великанова (1940), «Введение в синоптический анализ» С. П. Хромова (1934), «Производство исследования рек, озер и водоемов» Е. В. Близняка (1936), «Морские воды и льды» Н. Н. Зубова (1938), «Инженерная гидрогеология» Е. В. Близняка и Б. В. Полякова (1939), «Учебный атлас синоптических карт» (1938), «Синоптическая метеорология» С. П. Хромова (1940).

С первых дней существования института в нем широко развернулись научные исследования, сформировались научные

¹Доронин Ю. П. Ленинградский гидрометеорологический институт к 50-летию со дня основания. — Человек и стихия, Л.: Гидрометеониздат, 1979, с. 52—53.

Морозов П. Н. Двадцатипятилетие Ленинградского гидрометеорологического института. — Метеорология и гидрология, 1956, № 5, с. 3—7.

Полтавцев В. И., Морозов П. Н., Русанов Б. Д. Ленинградский гидрометеорологический институт к 50-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Тр. ЛГМИ, 1967, вып. 29, с. 3—23.

школы, возглавляемые такими крупными учеными, как Б. П. Алисов, С. П. Хромов, В. В. Шулейкин, Н. Н. Зубов, М. А. Великанов, Е. В. Близняк, В. А. Аполлов и др. Результаты исследований стали публиковаться в трудах института. Первый выпуск вышел в 1939 г.

В начале Великой Отечественной войны институт был преобразован в Высший военный гидрометеорологический институт Красной Армии, который стал готовить офицерские кадры — инженеров-гидрометеорологов. В октябре 1941 г. институт эвакуируется в Ленинабад, в июле 1943 г. возвращается в Москву, а спустя год переводится в Ленинград, где в сентябре 1945 г. реорганизуется в гражданский вуз и получает свое нынешнее название — Ленинградский гидрометеорологический институт.

Начало работы в Ленинграде было трудным. Большая часть ведущих преподавателей осталась в Москве. Помогло то, что в Ленинграде в то время находилось несколько ведущих учреждений гидрометеорологического профиля. Их специалисты были привлечены к педагогической работе. Среди них: В. А. Березкин, В. В. Тимонов, А. П. Белобров, Д. Л. Соколовский, А. С. Зверев, К. И. Кудрявая, О. Г. Дитц, О. А. Дроздов, М. И. Будыко, М. Е. Швец, Б. В. Проскуряков, А. А. Соколов, А. А. Гирс, В. П. Гончаров, Д. Б. Карелин, О. А. Алекин, Б. Д. Русанов и многие др. Традиция комплектования преподавательского корпуса из специалистов высокого класса в институте тщательно поддерживается и сохраняется. Это позволило силами преподавателей ЛГМИ создать мощную методическую базу гидрометеорологического образования для всех высших учебных заведений страны. Можно назвать лишь небольшую часть фундаментальных учебников и учебных пособий, получивших признание как у нас в стране, так и за рубежом: «Динамическая метеорология» В. А. Белинского (1948), «Курс общей метеорологии» Л. Т. Матвеева (1951), «Морские гидрологические прогнозы» К. И. Кудрявой (1951), «Речной сток» Д. Л. Соколовского (1952), «Основы динамики русловых потоков» В. Н. Гончарова (1954), «Аэрология» А. Б. Калиновского (1961), «Химия океана» О. А. Алекина (1966), «Синоптическая метеорология» А. С. Зверева (1968), «Учебный синоптический атлас» на русском и английском языках (1972 г.) под редакцией А. С. Зверева, «Общая океанология» Л. А. Жукова (1976), «Физические основы воздействия на атмосферные процессы» Л. Г. Качурина (1978), «Физика океана» (1978) и «Динамика океана» под редакцией Ю. П. Доронина (1980), «Тропическая метеорология» Г. Г. Тараканова (1980).

И поныне ученые института создают учебники, обеспечивающие подготовку инженерных кадров по гидрометеорологии. Так, за последние 5 лет издано через Гидрометеиздат 18 учебников и учебных пособий.

Официальным признанием ведущей роли ЛГМИ в области высшего гидрометеорологического образования стало создание

Госкомобразованием СССР в 1988 г. на базе института Учебно-методического объединения гидрометеорологических специальностей.

ЛГМИ хорошо известен за рубежом. В его стенах подготовлены сотни специалистов из многих стран Европы, Азии, Африки и Латинской Америки. Во многих странах широко используются учебники и учебные пособия, созданные ведущими специалистами института. Профессора и преподаватели института постоянно выезжают для чтения лекций, научных консультаций и проведения методических работ в учебные заведения и научные учреждения зарубежных стран, а также в международные организации.

Мне кажется, уместно назвать и людей, руководивших институтом. Первым директором института был назначен выпускник МГУ по геофизической специальности В. А. Белинский, ставший впоследствии ученым с мировым именем. С 1945 г. по 1952 г. директором института был В. И. Полтавцев. С 1952 г. по 1964 г. — ректор П. Н. Морозов. С 1964 г. по 1971 г. — О. А. Алекин. В 1971—1972 гг. некоторое время ректором был П. Д. Астапенко. С 1972 г. по 1980 г. — Ю. П. Доронин, с 1980 г. по 1988 г. — Н. П. Смирнов.

Сотрудники института активно участвуют в разработке фундаментальных и прикладных проблем гидрометеорологии. Ежегодно публикуются монографии, выпускается 4 сборника научных трудов института.

В середине 80-х годов были сформированы основные направления, в рамках которых в настоящее время проводятся научные исследования.

1. Изучение атмосферных процессов и явлений в целях совершенствования методов анализа и прогноза погоды, оценки возможных изменений климата под влиянием естественных и антропогенных факторов в интересах обеспечения народного хозяйства и охраны окружающей среды.

2. Теоретические и экспериментальные исследования взаимосвязи гидрометеорологических процессов в энергоактивных и биопродуктивных районах Мирового океана с целью повышения эффективности гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства.

3. Анализ динамики водных ресурсов и качества водных объектов в условиях естественного и антропогенного развития гидрологических процессов с целью создания системы наиболее рационального использования и охраны поверхностных вод.

Основные научные результаты по первому направлению связаны с новыми методами активно-пассивной радиолокации грозовых очагов, численного моделирования градовых процессов и воздействия на них, сверхдолгосрочного прогноза облачности, месячных прогнозов погоды, диагноза и прогноза климата. Разработана методика эффективного учета метеорологических условий в планировании работы городских теплосетей и экономии топлива.

Теоретические и экспериментальные исследования энергоактивных и биопродуктивных зон Мирового океана, которые ведутся с использованием учебно-экспедиционного судна института «Профессор Сергей Дорофеев» (второе научное направление), привели к созданию физико-статистических моделей диагноза и прогноза длительных аномалий теплового режима Северной Атлантики, Норвежского и Баренцева морей, к выявлению фронтальной структуры Норвежского течения и особенностей трансфронтального переноса энергий и субстанций. Проведены фундаментальные исследования изменчивости разномасштабной термохалинной структуры океана и процессов взаимодействия явлений разных масштабов.

В плане изучения динамики ресурсов и качества водных объектов (третье научное направление) особое внимание было уделено антропогенным изменениям гидрологического режима: разработана стохастическая модель формирования речного стока и выполнен прогноз гидрологической ситуации на 2000 год с учетом антропогенных влияний, предложены новые методы расчета гидрографов дождевых паводков и половодий в условиях антропогенных воздействий, получены результаты по загрязнению грунтовых вод в ряде бассейнов.

Нет нужды здесь более подробно описывать суть этих направлений. Я предлагаю Вам обратиться к представляемому сборнику. В нем собраны статьи ведущих ученых института, в которых изложены основные результаты, полученные за последнее время в рамках сформулированных направлений.

Л. КАРЛИН

А. А. АЛИМОВ

ПРОБЛЕМЫ СОЦИАЛЬНОЙ ЭКОЛОГИИ И ИСТОРИЧЕСКАЯ НАУКА

В последние годы все чаще и со все возрастающей озабоченностью ученые, специалисты, общественные и политические деятели говорят об опасности «экологического кризиса», «экологического инфаркта», «экологического апокалипсиса». Подсчитано, например, что ежегодно в мире публикуется 15—18 тысяч работ по экологии. И, пожалуй, в большей их части содержится информация о том, что происходит в последнее время с окружающей средой.

Бесконтрольное, а порой и безрассудное увеличение техногенного давления на природную среду привело к тому, что природа стала терять уникальную способность самовосстановления. К сожалению, активное и далеко не безопасное воздействие на природу продолжается: миллионы тонн загрязнителей, попадающих в воздух, воды и почву, вызывают болезненную реакцию природы, возникают локальные и региональные кризисные экологические ситуации. Все чаще говорят об опасности глобального экологического коллапса. «Парниковый эффект», «озоновые дыры», «кислотные» дожди — это лишь отдельные примеры проявления крайне неблагоприятных изменений, которые произошли в последние десятилетия в биосфере.

Но человек не просто воздействует на природу посредством своей производственной деятельности. Он еще и ожесточенно «воюет» с ней. Это в первую очередь относится к уничтожению растительного и животного мира. Интенсивная вырубка лесов (среднемировые темпы — до 20 га в минуту), гибель животных приводят к тому, что, по мнению специалистов, в ближайшие 30 лет человеком будет уничтожаться в среднем до 100 биологических видов в день. В таком случае вымирание как элемент эволюционного процесса потеряет свой смысл, ибо уже сегодня виды исчезают со скоростью по крайней мере в 1000 раз большей, чем в доисторические времена.

Чем это грозит с достаточной определенностью сказать просто невозможно из-за ограниченности научных знаний о самой природе. Ведь современная наука изучила только 1,7 миллионов различных биологических видов, населяющих Землю, хотя всего их насчитывается, по различным данным, от 5 до 30 миллионов. Видимо, к 2000 г. исчезнут еще сотни тысяч, так и не познанных

человеком. И нельзя не согласиться с мнением американского биолога Д. Джемса, который считает, что это похоже на то, как если бы народы мира решили сжечь свои библиотеки, не посмотрев даже что в них есть.

Но что же собой представляет нависающий над человечеством экологический кризис? Это, по сути дела, целый комплекс проблем биологического, технико-технологического, социально-экономического характера. Поэтому и поиски решения вопросов непросты.

Как глобальная экологическая проблема не могла обойти нашу страну. Более того, она проявилась у нас чрезвычайно остро и противоречиво. Экологическая ситуация, сложившаяся в последние десятилетия в нашей стране несет в себе элементы экологических проблем промышленно развитых государств (высокий уровень загрязнений) и тех сложностей в области природопользования, которые проявляются в странах со средним и низким уровнем экономического развития (экстенсивное использование природных ресурсов и пр.).

Так, например, наша страна в вопросах развития государственной природоохранной политики отстает от многих промышленно развитых стран на 10—12, а, возможно, и на 15—20 лет.¹

Известно, что в 103 городах Советского Союза с населением более 50 миллионов человек загрязнение атмосферного воздуха постоянно выше ПДК, а порой эти превышения достигают многократных величин.²

И наконец, общая ситуация в стране такова, что 20% ее населения живет в зонах экологического бедствия, 35—40% — в экологически неблагоприятных условиях, в результате чего растет заболеваемость, связанная с ухудшением качества среды, возрастает детская смертность и снижается средняя продолжительность жизни.³

Возникает вопрос: в чем же состоят причины столь неблагоприятной экологической ситуации в нашей стране и каковы дальнейшие перспективы решения экологической проблемы в СССР?

Ограничиваясь рамками статьи, попытаемся сделать лишь общий ретроспективный взгляд на процесс становления и развития государственного природоохранного курса в нашей стране и выделим важнейшие принципиальные пути решения экологической проблемы.

Необходимо сказать, что в основном в советской экологической литературе при сравнении экологической ситуации в СССР с капиталистическими странами проблема трактовалась довольно упрощенно: в условиях капитализма при монополизме частного капитала природа становится лишь товаром, контроль за воздей-

¹ Природа, 1987, № 11, с. 102.

² Правда, 1989, 3 декабря.

³ Известия, 1989, 10 июня.

ствием научно-технического прогресса на окружающую среду невозможен, а, следовательно, капитализм является главным виновником глобальной экологической проблемы. Для большей убедительности приводились цитаты из работ К. Маркса, Ф. Энгельса, В. И. Ленина, что подкреплялось богатым информационным материалом, полностью «доказывающим», что лишь в условиях социализма и коммунизма создаются предпосылки и реальные условия для успешного решения экологической проблемы.

За основу брались слова К. Маркса, написанные более ста лет назад о том, что «...только коллективный человек, ассоциированные производители рационально регулируют свой обмен веществ с природой, ставят его под свой контроль... совершают его с наименьшей затратой сил и при условиях, наиболее достойных их человеческой природы.»¹

Несомненно, что великий мыслитель имел в виду коммунистический идеал, от которого наше общество находится еще на громадном историческом расстоянии. Но этот идеал, взятый за образец, стал настолько реально воспринят воображением многих сторонников догматического понимания марксизма, что зачастую утверждалось, что социализм уже гарантировал решение извечных противоречий между обществом и природой.

Однако реальная жизнь показала совершенно противоположное. Современное состояние экологической проблемы в СССР настолько сложное, что даже попытки выяснения основных причин происходящего выявляют различные подходы и разный уровень восприятия вопроса.

Так, например, народный депутат СССР, член-корреспондент АН СССР А. В. Яблоков считает, что причины нынешней экологической ситуации в стране имеют характер политический, экономический и идеологический. Многолетние перекосы в политической системе Советов, утрата их реальной власти на местах — своеобразное «рассовечивание» при одновременном неоправданно широком внедрении партийного аппарата в решение хозяйственных вопросов и непомерно большой власти ведомств привели к неограниченному развитию экстенсивных способов эксплуатации природных ресурсов.

Безоговорочное восприятие тезиса о том, что в социалистической системе хозяйствования чуть ли не автоматически обеспечивается проведение политики рационального природопользования и огульная критика экологической политики в капиталистических странах привели к тому, что были упущены те возможности, которыми успели воспользоваться ведущие капиталистические государства. В этом проявилась идеологическая сторона вопроса, т. е. стремление заменить серьезный научный подход примитивной идеологией.

¹ Маркс К., Энгельс Ф. Полн. собр. соч., т. 25, ч. 2, с. 387.

И наконец, следует назвать такую причину, как отсутствие, а зачастую и откровенное сокрытие или искажение, экологической информации, что следует рассматривать как одну из форм экологического преступления.

С другой стороны, по мнению известного советского ученого, специалиста в области социальной экологии, д-ра экон. наук М. Лемешева причины неблагоприятной экологической ситуации в стране лежат в следующем: «...Это и недостаточная изученность весьма сложных экологических проблем, это и несовершенство техники и технологии, их экологическая несовместимость, это и недостаток средств, выделяемых на охрану природы, но главное, — считает он, — не в том. Все наши экологические беды кроются в порочности действующего хозяйственного механизма, в противоречиях между общественными, коллективными и личными интересами.»¹

Но когда сложился такой механизм, как он отразился на системе природоохранных мероприятий и мер, направленных на рациональное использование природных ресурсов?

Здесь надо иметь в виду, что понятие природопользования рассматривается сегодня как определенный аспект социально-экономической деятельности человека, основанный на использовании природных ресурсов (природных богатств) в народном хозяйстве с целью производства необходимых материальных благ.

Очевидно, что процесс становления и развития социалистического природопользования в СССР — процесс исторический, тесно связанный с историей нашего государства. И он не только был неоднородным и противоречивым, но и дал достаточно богатый «экологический багаж», т. е. тот исторический опыт, который не только может, но и должен быть изучен и использован в наши дни.

Советское государство, рожденное Октябрьской социалистической революцией, получило в наследство далеко не лучшую систему природопользования. С одной стороны, в конце прошлого столетия правительством России был принят ряд природоохранных законов и правил (например, о лесах в 1888 г.; об охоте в 1892 г. и др.), стали создаваться первые заповедники (1898 г. — в имении Ф. Фальц-Фейна — ныне Аскания-Нова, в имении Пилявин Волынской губернии), на подъеме была отечественная наука, но с другой — постоянного должного внимания государственной политике природопользования не уделялось, активно действовал частный капитал, действительно хищнически используя природные богатства страны.

Когда в 1912 г. при Русском географическом обществе была создана Постоянная Природоохранительная комиссия, то она должна была заниматься в том числе и «возбуждением интереса в широких слоях населения и у правительства к вопросу об охране памятников природы России и осуществлять на деле со-

¹ Наука и жизнь, 1989, № 11, с. 143.

хранение вне прикосновенности отдельные участки местности, охранение отдельных видов растений и животных».¹

Конечно, трудно было бы даже предположить, что с первых дней советской власти делу охраны природы уделялось большое внимание и были приняты в этом отношении все необходимые меры.

Но все же уже в 1918 г. имели место первые целенаправленные природоохранные мероприятия.² Так, Президиум коллегии Наркомпроса специальным постановлением от 10 ноября (1918 г.) вменил в обязанность Отдела музеев и охраны памятников старины и искусства охрану «садов и парков и других памятников, имеющих историко-художественное значение», которые, согласно сопроводительной записке, объявлялись «памятниками садово-паркового искусства ранних эпох».³

Примерно в это же время в научном отделе Наркомпроса был впервые поставлен вопрос о создании единого государственного органа по охране природы, но решения по этому поводу принято, как следует по имеющимся документам, не было.

Однако уже в январе 1919 г. во время известной встречи В. И. Ленина с представителем Астраханского губисполкома Н. Н. Подъяпольским последнему было поручено составить проект документа о государственных заповедниках, который включал бы и вопросы изучения охраняемых участков суши, воды, земли и недр. Такой проект был написан в тот же день. Специальным разделом предполагалось создание государственного природоохранного органа.

Специальный орган по охране природы начал функционировать в 1920 г. в составе Народного комиссариата просвещения.⁴ В него вошли такие видные русские ученые, как Г. А. Кожевников, Н. М. Кулагин, Д. М. Россинский, В. И. Талиев и др., в работе принимал участие известный русский географ-путешественник П. К. Козлов.

Как следует из отчета Комитета за 1921 г., его «...научная деятельность состояла в определении ценности объектов охраны, в выяснении их состояния в настоящее время, в оценке проектов заповедников, поступающих с мест, в чтении лекций, освещающих вопросы, близкие к делу; практическая — в ревизии объектов охраны природы на местах, в сношении с ведомствами по этим вопросам, в объявлении памятников природы неприкосновенными,

¹ Архив Географического общества СССР, ф. 1, оп. 1, ед. хр. 4, л. 2.

² Имеется в виду только осуществление конкретных мероприятий. Вместе с тем с 1917 по 1924 гг. было принято 240 декретов и постановлений, связанных с охраной природы, из них 94 подписаны лично В. И. Лениным.

³ ЦГА РСФСР, ф. 2306, оп. 2, ед. хр. 220, л. 3; оп. 1, ед. хр. 434, л. 8.

⁴ Первый полный годовой отчет о деятельности Комитета по охране природы имеется лишь за 1920 г., но по отдельным документам можно предположить, что его работа началась уже в 1919 г.

в открытии провинциальных отделений и снабжении заповедников средствами».¹

Кроме того, Комитет обеспечивал «предварительное рассмотрение и дачу заключений по законопроектам, касающимся охраны зверей и птиц, ловли рыбы и вообще промысловых животных и эксплуатации лесов и земельных угодий, недр земли в части, относящейся к научной охране природы».²

Важным вкладом Комитета по охране природы в развитие основ социалистического природопользования стало его активное участие в разработке первого специального декрета СНК «Об охране памятников природы, садов и парков». Следует подчеркнуть, что проект декрета, подготовленный Комитетом, был подробно рассмотрен в Народном Комиссариате внутренних дел, Главном управлении горной промышленности, Наркомюсте, обсуждался на заседании малого Совнаркома и лишь только после этого утвержден Советом народных комиссаров 16 сентября 1921 г.

Авторитет государственного природоохранительного органа был высок как в нашей стране, так и за ее пределами. Видные зарубежные ученые и специалисты, организации, занимавшиеся охраной природы, с большим интересом следили за его работой. В 1921 г. в Наркоминдел поступило обращение Чехословацкой республики с просьбой сообщить, на каких юридических и научных основах и какую конкретную работу проводит Госкомитет по охране природы Советской России. В 1922 г. советская страна получила возможность представить на Берлинской выставке карту заповедников, созданных за первые годы существования рабоче-крестьянского государства, а в 1923 г. в качестве государства-участника была приглашена на Международную конференцию по вопросам охраны природы в Париже.³

Но, пожалуй, лучше всего характеризует направленность и содержание работы Комитета по охране природы позиция, изложенная его руководством в специальной докладной записке «О нуждах охраны природы РСФСР», направленной во ВЦИК на имя его Председателя летом 1922 г. Под этим документом стоят подписи А. В. Луначарского, Л. Б. Красина, Н. А. Семашко, С. Ф. Ольденбурга, А. Е. Ферсмана, А. И. Северцова, Н. М. Кулагина, С. А. Бутурлина и других видных государственных деятелей и ученых страны.

Приведем лишь часть этого замечательного по содержанию и духу документа: «...Природа является для нас, с одной стороны, источником материального благополучия, а с другой — неисчерпаемым источником изучения и поучения. Познать управляющие

¹ ЦГА РСФСР, ф. 2306, оп. 1, ед. хр. 791, л. 6.

² ЦГА РСФСР, ф. 2306, оп. 1, ед. хр. 435, л. 3.

³ ЦГА РСФСР, ф. 2307, оп. 1, ед. хр. 149, л. 56; ф. 2306, оп. 1, ед. хр. 787, л. 8, ед. хр. 1988, л. 12.

природой законы — одна из грандиознейших задач, лежащих перед человечеством, выполнение которой сулит нам широкие практические применения и великие материальные блага, но для познания этих законов мы должны иметь перед собой первобытную природу, как предмет наблюдения и изучения ее законов... Недостаточное понимание природы и недостаточное внимание к ней уже сказалось весьма печальными фактами. Если мы не поторопимся безотлагательно организовать необходимые мероприятия для реальной охраны русской природы, то через короткое время нам нечего будет и охранять, и у нас останутся только воспоминания о бывших наших естественных богатствах, которыми мы еще можем пока справедливо гордиться перед другими странами. Западная Европа слишком поздно взялась за дело охраны природы, когда там уже не осталось ни многих черт первобытной растительности, ни большей части интересных животных, и при этих условиях перед Российской Республикой лежит задача мировой важности — сохранить целый ряд животных форм, которых нет нигде за пределами нашего отечества и за судьбой которых с интересом следит ученый мир всего света».¹

С каким же чувством неудовлетворенности, сожаления и стыда мы признаем наше сегодняшнее отставание от ведущих стран в деле охраны окружающей среды! Задача, поставленная в области развития государственного природоохранного курса в Российской Республике, оказалась нерешенной. Напомним время появления цитируемого документа — лето 1922 г. Это крайне трудный момент в истории нашей страны.

Нельзя не сказать и о том, какое большое внимание уделялось проблеме природоохранного образования и воспитания. Еще летом 1918 г. по инициативе И. В. Русакова, Председателя Совета рабочих депутатов Сокольнического района г. Москвы было принято решение о создании юношеской биостанции, первым директором которой стал советский ученый-педагог Б. В. Всевятский. Характерно, что в течение долгого времени эта биостанция (получившая имя выдающегося русского ученого К. А. Тимирязева) находилась в ведении Отдела народного образования Сокольнического совета г. Москвы, а задача станции юных любителей природы заключалась в проведении «широкой пропаганды среди детей и молодежи тесного общения людей с природой, воспитании в подрастающем поколении внимательного, вдумчивого отношения к окружающим явлениям, т. е. живую, сознательную любовь к природе».²

В 1924 г. создается Всероссийское общество охраны природы, среди организаторов которого были Ф. Н. Петров, В. П. Зылев, Д. М. Россинский, Б. П. Дитмар, Н. М. Кулагин и многие другие ученые и специалисты, а в числе первых почетных членов общества — «лица, оказавшие содействие делу охраны природы», —

¹ ЦГА РСФСР, ф. 2306, оп. 1, ед. хр. 787, л. 5—7.

² Архив Академии педагогических наук СССР, ф. 2, оп. 1, ед. хр. 23, л. 4.

А. В. Луначарский, Н. К. Крупская, Н. А. Семашко, А. Е. Ферсман, П. П. Семенов-Тянь-Шанский и др.

К сожалению, дальнейшее развитие государственной природоохранительной политики шло очень болезненно. Это связано, в первую очередь, с тем, что постепенно в социально-экономической и политической жизни общества начали формироваться и вызревать элементы системы командно-административного способа управления всеми сферами общественной жизни. Несомненно, что внедрение его в вопросы планирования, управления научными исследованиями, образования и воспитания пагубно отразилось и на развитии природоохранной политики.

Если еще в 1923 г. русским ученым, известным революционным деятелем Н. М. Федоровским ставился вопрос о повышении роли государственного органа по охране природы, то впоследствии внимание к нему все более и более снижалось.

Н. М. Федоровский писал: «...правильная постановка охраны природы необходима для здорового развития страны» и «дело это, как затрагивающее не только все стороны народной жизни и интерес многих ведомств, но и международных отношений, должно быть сосредоточено во вневедомственном и общегосударственном органе республики, обеспеченном авторитетом на местах и располагающим достаточными средствами».¹

В обсуждении этого предложения принимали участие Наркоматы земледелия, здравоохранения, рабоче-крестьянской инспекции, Бюро секций Конференции по изучению производительных сил России и другие организации, в том числе специально созданная комиссия во главе с Н. Н. Подъяпольским. Высказывались такие соображения, что «создание такого органа стало бы равноценно организации нового наркомата (в докладной записке орготдела ВЦИК)»² или «в целях объединения и согласования деятельности различных организаций и учреждений по охране памятников природы... учредить при ВЦИК Комитет по охране памятников природы (записка Бюро секций Конференций по изучению производительных сил России)».³ Да и в разработанном проекте самого ВЦИК говорилось об учреждении Главного управления по делам охраны природы. Однако такой орган все же не был создан, а ранее действовавший Госкомитет был усилен за счет привлечения представителей Географического общества СССР, Главполитпросвета, Главсоцвоса, Горного ведомства, Наркомздрава, Наркомпути, Наркомзема и других организаций, а сам Комитет вошел в состав Главнауки Наркомпроса (но при этом, что очень важно, оставался по сути дела вневедомственным органом в отношении эксплуатации природных ресурсов).

¹ ЦГА РСФСР, ф. 2306, оп. 1, ед. хр. 791, л. 87.

² ЦГА РСФСР, ф. 2306, оп. 1, ед. хр. 1988, л. 6.

³ ЦГА РСФСР, ф. 2306, оп. 1, ед. хр. 1988, л. 17, 11.

В 1930 г. Комитет был преобразован в Межведомственный комитет содействия развитию природных богатств РСФСР, а затем в силу ряда причин позиции этого органа стали постепенно ослабевать.

С началом развития долгосрочного планирования в вопросах охраны природы были допущены серьезные ошибки. Хотя формально в документах первого пятилетнего плана говорилось о необходимости рационального использования природных ресурсов, их охраны и восстановления, на деле мало что было сделано для реализации этих требований. Более того, когда начинается форсированная индустриализация и все более ощущается нехватка ресурсов и средств, внимание государственных органов к природоохранной политике явно снижается.

Меняется и отношение к такому важному требованию, как научное обоснование политики природопользования. Многие ученые были выведены или были вынуждены выйти из состава природоохранительных органов и организаций, научные разработки не имели должного обоснования.

Одной из наиболее важных характеристик социально-политического развития страны в середине и второй половине 1930-х годов является искусственно насаждавшаяся идея усиления классового противоборства, поиска «врагов народа». Широким фронтом развернулась борьба за «чистоту пролетарской морали», которая обернулась примитивизацией и догматизацией многих диалектико-материалистических принципов и подходов к развитию социально-экономических условий жизни общества. Если раньше, например, поддерживалась идея постепенного перехода деревни на социалистические рельсы и одним из условий успеха этого процесса назывался подъем агрономических знаний и агрономической культуры, то теперь стали пропагандировать методы «быстрого наступления». И эта пропаганда проводилась не только по линии принятия официальных постановлений. Так, Всесоюзное объединение крестьянских писателей (А. Дорогойченко, И. Доронин П. Замайский, А. Тверяк и др.), поддерживало линию-сюжет модернизаторской утопии: городской человек, техник-коммунист (с чертами супермена-миссионера и в характере и облике) приезжает в деревню и со сказочной быстротой превращает ее в город-сад при помощи электричества и машин.

В это же время совершенно неправильно воспринимается печально известный лозунг о невозможности дожидаться милостей от природы и начинается ее «покорение», что связывается с широким и повсеместным введением таких понятий, как «море огня», «паутина арматуры», «облако пыли», «меняет течение рек» (это о «простом» советском человеке).

Поскольку далеко не все получалось как в экономическом развитии, так и в сохранении основ рационального природопользования, разворачивается процесс сокрытия и искажения природо-

охранной (или, как мы теперь говорим, экологической) информации.

В 1930-е годы начинается монополизация в проектировании гидросооружений. Комиссариат внутренних дел «захватил» у Наркомата электростанций строительство верхневолжских ГЭС (Угличская и Рыбинская), а затем Куйбышевского гидроузла, отстранив при этом от проектирования известного специалиста профессора С. А. Чаплыгина.

Грубейшие ошибки были допущены при строительстве Волго-Донского соединения, когда ради сокращения сроков на строительстве канала были отброшены эффективные и рациональные схемы и возведен подпорный узел в Цимлянском створе, что потребовало затопления огромной плодородной поймы Дона с его знаменитыми виноградниками.

Это были годы гибели многих советских ученых, связанных с развитием наук о природе. Так, был арестован ученый секретарь Всесоюзного географического общества Н. Ф. Богданов, организатор Всесоюзного арктического института Р. Л. Самойлович. Погиб ученый-аграрник И. А. Теодорович. Был закрыт Аграрный институт, а его руководители репрессированы. К сожалению, этот печальный список может быть продолжен: гибель крупного специалиста в области медицинской генетики С. Г. Левича и закрытие руководимого им Медико-генетического института, гибель президента ВАСХНИЛ академика А. И. Муралова, гибель академика Г. К. Мейстера.

Нельзя забывать и о той опасной деятельности, которую развернул «агроном-академик» Т. Д. Лысенко против передовой отечественной науки. Развитие генетики, в частности, было остановлено, что не могло не сказаться и на состоянии отечественной экологии.

Словом, репрессии 1930—1950-х годов надолго задержали развитие теоретических основ природопользования в нашей стране.

Конечно, на состояние природной среды нашей страны крайне неблагоприятное воздействие оказали события, развернувшиеся в годы Великой Отечественной войны. Вопросам охраны природы уделять внимание не было никакой возможности.

Однако именно в эти тяжелые годы на неоккупированных территориях не был закрыт ни один заповедник, а правительство категорически отвергло предложения использовать некоторые заповедные леса в хозяйственных целях. Более того, в 1943 г. были организованы заповедники «Предуралье» и «Кунгурская пещера», а вскоре после войны — пять заповедников в Московской области, два на Урале, а также ряд других.

В первые послевоенные годы принимались отдельные постановления по охране атмосферного воздуха, по повышению урожайности сельскохозяйственных культур, по проведению масштабных лесопосадочных работ. Однако все это делалось без соблю-

дения научно-технических правил и норм, без хорошо разработанных планов природоохранной политики.

Лишь в конце 1960-х — начале 1970-х гг. принимается ряд законов по охране природы в союзных республиках и предпринимается попытка сформировать некую систему государственных природоохранных органов. Одним из основных недостатков этой системы был тот, что каждое ведомство-потребитель, заинтересованное в максимальном вовлечении того или иного природного ресурса, становился вместе с тем и его «охранителем».

Так, Министерство сельского хозяйства должно было отвечать за соблюдение земельного законодательства и порядка пользования землей, а Министерство мелиорации и водного хозяйства обязывалось осуществлять государственный контроль за организацией рационального использования водных ресурсов наряду с их охраной от загрязнения и истощения.

Сочетание административно-командного способа управления всеми сферами жизни общества с усилением ведомственного подхода вызвало рост волонтаризма, распространение его в том числе и на систему природоохранной политики. Между тем нельзя не вспомнить предупреждение, сделанное более двадцати лет тому назад советским ученым академиком В. С. Немчиновым о том, что «...стихия волонтаризма в условиях социализма может привести к не менее серьезным последствиям, чем стихия конкуренции на Западе».¹

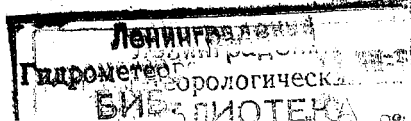
Видимо, такое положение и стало основной причиной того, что практически все меры, принимавшиеся для стабилизации и улучшения экологической ситуации в стране в последние годы, почти ничего не дали.

Несомненно, что здесь сказались и отсутствие экологической информации, а отсюда, несмотря на активную деятельность различных просветительских обществ и организаций и в первую очередь общества «Знание», крайне низким остается уровень экологической культуры. Значительная часть населения весьма своеобразно воспринимает экологическую проблему. Так, например, согласно опросам общественного мнения, проведенным в середине 1980-х гг. в Ленинграде, 30% горожан были серьезно озабочены экологической обстановкой в городе, 39% — экологической обстановкой в стране и уже 55% — экологической ситуацией в мире, хотя Ленинград отнюдь нельзя назвать зоной экологического благоденствия.²

Здесь сказались, видимо, не только отсутствие экологической информации, но и то, что в официальной пропаганде слишком много внимания уделялось критике экологической политики западных стран, а в научной и научно-популярной литературе имели

¹ Методологические проблемы науки. М., 1964, с. 21.

² Проблемы формирования современной экологической культуры. Вильнюс, 1987, с. 169.



место многочисленные «идеологические наскоки» на научные работы, издаваемые за рубежом.

Низкий уровень экологической культуры и слабая информированность населения (в т. ч. и Ленинграда) стали основной причиной пассивности в организации действенных экологических мероприятий, пассивности различных экологических массовых движений. Полученные данные показали, что всего лишь 14% ленинградцев согласны выделять 1% заработной платы в фонд охраны окружающей среды, 6% готовы отказаться от использования моющих синтетических средств, 2% выразили готовность вступить в конфликт с администрацией по вопросам охраны среды, но зато 70% опрошенных готовы писать в органы печати и уже 82% сообщать о своем отношении к экологическим проблемам на радио и телевидение.¹

Весьма показателен пример с образованием Госкомприроды и с разработкой Экологической программы. Будучи созданным путем административного решения, Госкомитет по охране природы застрял на уровне процесса становления. Назначенный в 1989 г. Верховным Советом СССР Председатель Комитета профессор Н. Н. Воронцов ставит (и это только сегодня, хотя орган существует почти два года!) перед собой такие первостепенные задачи: сосредоточить вокруг Госкомитета, а если получится, то и в самом комитете, научный потенциал страны, добиться полной экологической гласности, установить нормальный контакт с общественными природоохранными движениями (официальными и неформальными) и, наконец, организовать экологический ликбез в масштабах всей страны.

Принятое в конце ноября 1989 г. постановление Верховного Совета СССР «О неотложных мерах экологического оздоровления страны» констатирует, что несмотря на принимаемые меры, работа по экологическому оздоровлению ведется неудовлетворительно. Названы и причины. Но несколько смущает тот обширный план мероприятий, который предложен для выполнения на тринадцатую пятилетку и на период до 2005 года.

Возможно ли сделать все то, что намечено в постановлении? Хотелось бы надеяться, что возможно. Но решить эти проблемы старыми, себя уже полностью дискредитировавшими способами нереально. Но вместе с тем из опыта, накопленного нашей страной в вопросах развития государственной природоохранительной политики, есть много интересного, ценного, приемлемого и в наши дни. Все-таки нельзя забывать, что «новое — это хорошо забытое старое». И в использовании этого полезного старого в социально-экологической проблематике, несомненно, должна сказать свое слово историческая наука.

Изучая опыт прошлого, анализируя причины допущенных ошибок, извлекая серьезные уроки из нашей отечественной и мировой

¹ Проблемы формирования современной экологической культуры. Вильнюс, 1987, с. 181.

истории, в том числе из истории природоохранного дела, мы можем избежать того (по словам выдающегося российского историка И. О. Ключевского), чтобы история бы нас проучала.

УДК 551.509

В. И. ВОРОБЬЕВ

ИССЛЕДОВАНИЯ МАКРОСТРУКТУРЫ ПЛАНЕТАРНЫХ ОБЛАЧНЫХ ПОЛЕЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

В течение последнего десятилетия в ЛГМИ ведется изучение макромасштабной структуры облачных полей на основе использования информации, поступающей от метеорологических ИСЗ. Основные результаты этой работы опубликованы в трех монографиях [14, 17, 27] и ряде статей [1—13, 15, 16, 18—26]. Исследовались поля общей облачности и основных групп форм облаков. Предварительно был создан архив ежедневных данных о распределении общей облачности по всему земному шару, в создании которого наряду с ЛГМИ принимали участие ВНИИГМИ-МЦД, ГГО, ДВНИИ и МГУ, а также архив ежедневных данных комплексных характеристик облачного покрова северного полушария, включающий сведения о количестве общей облачности, форме облаков и количестве облаков каждой из этих форм. К получению данных для последнего архива кроме ЛГМИ были привлечены Вики им. А. Ф. Можайского и БРИС ЦВГМО.

Наиболее полный статистический анализ планетарных полей общей облачности получен с использованием данных первого архива, а полей облаков различных форм — второго.

В упомянутых монографиях, а также в предшествующих статьях [1—3, 5, 9, 10, 16, 18—26] дается анализ пространственного распределения таких средних месячных, сезонных и средних годовых характеристик поля общей облачности, как средние значения, средние квадратические отклонения, асимметрия и эксцесс количества облаков, повторяемость трех облачных градаций. Приводятся данные о зональном распределении статистических характеристик количества общей облачности, их значения над океанами и континентами, обсуждаются возможности аналитического описания распределения этих характеристик и некоторые другие вопросы.

Установлено существование обширных регионов, в пределах которых смена сезонов приводит к значительным изменениям среднего сезонного количества общей облачности, и регионов, где среднее сезонное количество общей облачности от сезона к сезону меняется незначительно [14].

Архив данных о количестве общей облачности позволил решить одну важную прикладную задачу: дать априорную и апостериорную оценки вероятности диагноза состояния подстилающей поверхности в облачной атмосфере из Космоса в заданной точке площади, по которой определялось среднее количество общей облачности.¹

Действительно, если предположить, что в пределах квадрата облачность распределена равномерно, то вероятность P того, что выбранная на этой площади точка будет визуальным инспектирована космическими средствами наблюдения при однократном пролете ИСЗ над квадратом, будет равна

$$P = 1 - N, \quad (1)$$

где N — количество общей облачности в квадрате.

Очевидно, что при увеличении числа пролетов ИСЗ, в связи со смещением облачных образований и изменением количества облачности с течением времени, вероятность диагноза состояния подстилающей поверхности в избранной точке будет увеличиваться. Тогда, в предположении независимости наблюдений, можно записать, что

$$P = 1 - \prod_{i=1}^k N_i, \quad (2)$$

где N_i — количество общей облачности при i -м пролете ИСЗ; k — число последовательных пролетов ИСЗ над квадратом, в котором находится избранная точка.

Таким образом, применительно к структуре и содержанию архива, расчетная формула, позволяющая учесть статистические закономерности изменения количества общей облачности от суток к суткам, будет иметь следующий вид:

$$P = 1 - \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \prod_{i=1}^k N_i, \quad (3)$$

где N_i — среднее суточное количество общей облачности в квадрате; k — количество пролетов ИСЗ над квадратом с суточным интервалом; n — количество интервалов по k наблюдений в архивной выборке, привлеченной к расчетам.

Формула (3) позволяет получить практически более удобную характеристику, представляющую собой число пролетов ИСЗ над квадратом, обеспечивающее диагноз состояния подстилающей поверхности в любой точке квадрата с заданной вероятностью.

На рис. 1 и 2 в качестве примера, иллюстрирующего возможность рассмотренного подхода к использованию спутниковой информации об облачности, приведены карты количества пролетов,

¹ В данном архиве приведены ежедневные (средние суточные) данные о количестве общей облачности с осреднением в пределах сферического квадрата со сторонами, равными 555 км (5° меридиана).

необходимого для априорной оценки состояния подстилающей поверхности в заданной точке с вероятностью $\geq 95\%$ в январе и июле. Они позволяют осуществлять перспективное планирование экспериментов, связанных с космическими наблюдениями за состоянием растительного покрова, сельскохозяйственных культур, за наземными и наводными объектами и т. д.

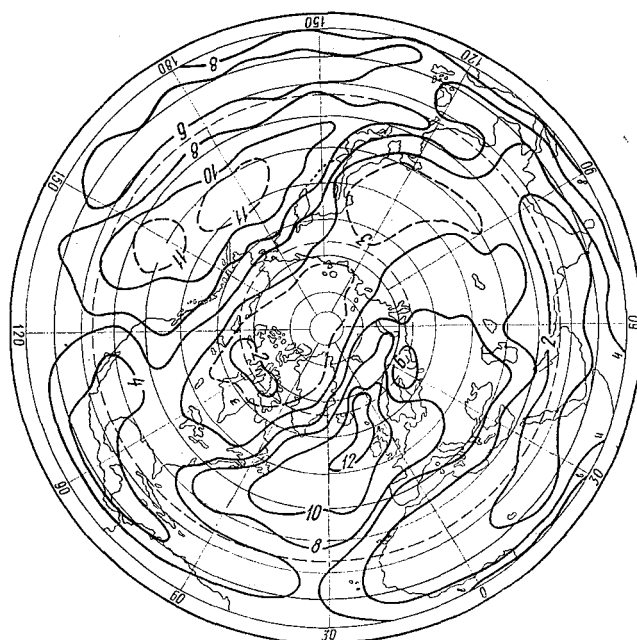


Рис. 1. Количество пролетов ИСЗ с суточным интервалом, необходимое для априорной оценки состояния подстилающей поверхности в заданном районе (точке) с вероятностью $\geq 95\%$ в январе

Эффективность таких оценок может быть повышена, если учесть исходное количество общей облачности, т. е. ее количество, установленное независимо (например, по наземным данным) или при первом пролете ИСЗ над объектом наблюдения. В этом случае возможно оперативное планирование проведения эксперимента, основанное на реальной (а не климатической, как на этапе перспективного планирования) облачной ситуации. Для этого необходимо произвести расчеты по формуле (3) для различных градаций (баллов) исходного количества общей облачности. Такие расчеты показывают существенную зависимость необходимого числа пролетов ИСЗ над объектом наблюдения от исходного количества общей облачности. Не останавливаясь здесь на ана-

лизе полученных в этой части многочисленных результатов, в том числе карт и таблиц, приведем данные, которые подтверждают такой вывод (см. таблицу).

На основе второго архива спутниковых данных об облачности, который включает в себя сведения о количестве и 11 формах облаков и их сочетаний в момент, близкий к местному полудню,

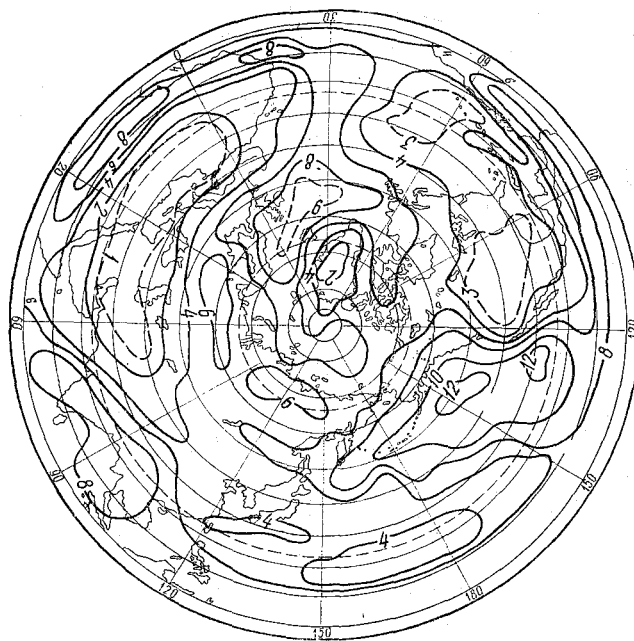


Рис. 2. Количество пролетов ИСЗ с суточным интервалом, необходимое для априорной оценки состояния подстилающей поверхности в заданном районе (точке) с вероятностью $\geq 95\%$ в июле

Среднее по северному полушарию число пролетов ИСЗ с суточным интервалом, обеспечивающее диагноз состояния подстилающей поверхности с вероятностью $\geq 95\%$

Исходное количество облачности, баллы	Месяц				Год
	I	IV	VII	X	
≤ 10	6	5	6	6	6
≤ 3	3	3	3	3	3
4—7	5	5	6	6	5
≥ 8	7	7	8	8	8

в сферических квадратах 555×555 км² детально исследовались различные характеристики облаков различных форм.

Исходя из того, что основным фактором, определяющим условия формирования облачности, являются вертикальные движения, все многообразие облачных форм представлялось в виде трех групп форм облаков:

- конвективные, возникающие в основном при наличии в атмосфере конвективных вертикальных движений;

- слоистые, возникающие в основном при турбулентных вертикальных движениях;

- многослойные фронтальные, возникающие в основном при упорядоченных вертикальных движениях.

В монографии [17] из конвективной облачности выделялась отдельно группа кучево-дождевой облачности, а из группы слоистых облаков — слоисто-кучевые облака. В дальнейших работах [5—8, 11—13], а также в обобщающей их монографии [14] такое разделение не проводилось.

Для каждой группы форм облаков по северному полушарию получены сезонные и среднее годовое распределения повторяемости и количества в виде карт и таблиц. В годовом ходе повторяемости конвективной облачности над океанами обнаружено два максимума (в переходные сезоны) и два минимума (в основные сезоны). Для континентов характерен один максимум и один минимум (зимой).

Впервые получена и проанализирована такая информативная характеристика, как вклад (в %) каждой группы форм облаков в поле количеств общей облачности. Она позволяет, в частности, дать косвенную оценку преобладания того или иного вида облакообразующих вертикальных движений в различных географических районах.

Установлено, что в низких широтах основной вклад в формирование облачного покрова (до 80—90%) вносят конвективные облака. Он постепенно убывает с увеличением широты. Однако летом и в переходные сезоны он является преобладающим на большей части площади северного полушария [6].

Вклад фронтальной облачности в поле общей облачности на большей части северного полушария невелик и только в районах активной циклонической деятельности, особенно над северными акваториями океанов, достигает 30—40% [12]. Межсезонные смещения основной планетарной зоны максимального вклада фронтальной облачности в поле общей облачности (с 40—60° с. ш. зимой до 50—70° с. ш. летом) тесно связаны с аналогичным смещением компонент системы ПВФЗ [4].

В северной части умеренных широт и далее к северу поле общей облачности сформировано в основном из облаков слоистых форм [13].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Васильев В. А., Алексеева В. В.* Некоторые оценки временных аномалий крупномасштабных полей количества общей облачности внетропических широт южного полушария. — Тр. ВНИИГМИ — МЦД, 1980, вып. 73.
2. *Васильев В. А., Матвеев Ю. Л.* О временной структуре зонального поля облачности. — Тр. ГГО, 1984, вып. 485.
3. *Васильев В. А., Печиборщ Л. Б.* Оценка временных корреляционных функций среднезонального поля облаков. — Тр. Каз. НИИ, 1984, вып. 87.
4. *Воробьев В. И.* Высотные фронтальные зоны северного полушария. — Л.: Гидрометеониздат, 1968.
5. *Воробьев В. И.* Основные результаты исследований облачного покрова северного полушария по спутниковым данным. — Тр. ЛГМИ, 1981, вып. 73.
6. *Воробьев В. И.* Оценка роли конвекции в формировании планетарного облачного покрова. — Тр. ЛГМИ, 1982, вып. 78.
7. *Воробьев В. И.* Зональные характеристики повторяемости облаков различных форм в переходные сезоны, полученные по спутниковым данным. — Тр. ЛГМИ, 1983, вып. 82.
8. *Воробьев В. И.* Сезонные особенности распределения облаков различных форм в северном полушарии по спутниковым данным. — Тр. Всес. симп. «Исследование взаимодействия мезо- и макромасштабных процессов в атмосфере и применение статистических методов в метеорологии». Алма-Ата. — М.: Гидрометеониздат, 1984.
9. *Воробьев В. И.* Распределение среднего количества общей облачности в северном полушарии в переходные сезоны (по данным метеорологических ИСЗ). — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 88.
10. *Воробьев В. И.* Межсезонная изменчивость характеристик общей облачности северного полушария (по спутниковым данным). — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 90.
11. *Воробьев В. И.* Межсезонная изменчивость вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности над северным полушарием. — Тр. ЛГМИ, 1986, вып. 92.
12. *Воробьев В. И.* Вклад многослойной фронтальной облачности в сезонные поля среднего количества общей облачности над северным полушарием. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 97.
13. *Воробьев В. И.* Оценка вклада слоистой облачности в поле общей облачности северного полушария. — Тр. ЛГМИ, 1988, вып. 102.
14. *Воробьев В. И.* Макроструктура облачного покрова северного полушария. Л., изд. ЛГУ, 1990.
15. *Воробьев В. И., Иванов С. В., Фадеев В. С.* Опыт использования спутниковых данных для оценки распределения облаков различных форм. — Тр. ЛГМИ, 1978, вып. 68.
16. *Воробьев В. И., Фадеев В. С.* Некоторые характеристики облачности над Северной Атлантикой, полученные по данным метеорологических ИСЗ. — Тр. ЛГМИ, 1977, вып. 64.
17. *Воробьев В. И., Фадеев В. С.* Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеониздат, 1981.
18. *Воробьев В. И., Фадеев В. С.* Некоторые характеристики облачности над акваторией Тихого океана, полученные по данным метеорологических спутников. — Тр. ЛГМИ, 1981, вып. 75.
19. *Матвеев Ю. Л.* Зональное поле облачности южного полушария по спутниковым данным. — Тр. ВНИИГМИ-МИД, 1980, вып. 73.
20. *Матвеев Ю. Л.* Пространственная структура глобального поля облачности. — Тр. ГГО, 1981, вып. 460.
21. *Матвеев Ю. Л.* Статистические характеристики глобального поля облачности. Материалы семинара «Атмосфера — океан — космос». М., Препринт № 15, 1982.

22. Матвеев Ю. Л. Зависимость функций распределения количества облаков от площади осреднения и их параметризации. — В сб.: Основные вопросы метеобеспечения гражданской авиации. Л., ОЛАГА, 1982.

23. Матвеев Ю. Л. Параметризация и восстановление крупномасштабных полей облачности. Объективная оценка метеоинформации при обеспечении полетов воздушных судов в целях повышения безопасности и регулярности полетов. ОЛАГА, 1983.

24. Матвеев Ю. Л. Плотность и функции распределения количества облаков. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 88.

25. Матвеев Ю. Л., Титов В. И. Данные о структуре и изменчивости климата. Глобальное поле облачности. Обнинск, 1985.

26. Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т. Физико-статистический анализ глобального поля облачности. — Изв. АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1984, т. 20, № 1.

27. Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. Глобальное поле облачности. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.

УДК 551.322.

Л. Г. КАЧУРИН

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ НЕОБРАТИМОСТИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В природе могут наблюдаться сильные отклонения от термодинамического равновесия. Наиболее опасные природные явления протекают термодинамически необратимо, сопровождаются возникновением нетеплового импульсного радио- и оптического излучения, интенсивность и амплитудно-частотные характеристики которого могут служить метрическим свойством метода пассивной локации явления и одновременно информационной характеристикой степени его приближения к стадии максимального развития.

Активная радиолокация природных явлений в стадии термодинамической необратимости имеет ряд отличительных особенностей, обусловленных их быстротечностью и аномалиями диэлектрических свойств, а тем самым и ЭПР природных радиоцелей.

Сказанное выше является физической основой развитого в СССР — в ЛГМИ, ИГ АН Груз. ССР, ВГИ — метода активно-пассивной радиолокации опасных природных явлений, таких, как грозы, естественно развивающиеся и спровоцированные летательными аппаратами или другими средствами воздействия, лавины, оползни, катастрофические атмосферные вихри и ливни, внезапные разрушения морских, речных и озерных льдов и т. п.

Активно-пассивное радиолокационное зондирование облачности предполагает коренные изменения в управлении воздушным движением в грозоопасных ситуациях в районах взлета и посадки летательных аппаратов, а также по трассе полета.

Термодинамическая необратимость оказывается важным фактором в процессе взаимодействия льда с мощными ледоколами (атомоходами), вызывающим их аномальную коррозию. Нетепло-

вое радиоизлучение, возникающее при деформации ледового покрова под напором ледокола или под действием ветровой нагрузки, может быть использовано при выборе маршрута и тактики продвижения ледокола, при гидрометобеспечении других морских и прибрежных операций.

Развитые исследования термодинамически необратимых явлений в природе нашли практические применения, но их широкое использование еще впереди.

Опыты активно-пассивной радиолокации проводились на экспериментальных полигонах, в лабораторных условиях, на самолетах-лабораториях, на атомном ледоколе. Одновременно шло развитие теории термодинамически необратимых фазовых переходов, в частности, деформационно-кристаллизационных процессов.

Дистанционные пассивные радиофизические методы исследования опасных явлений в окружающей среде, практически используемые в настоящее время, основаны на трансформации теплового радио- и оптического излучения в системе Земля — Атмосфера. В последние годы было обнаружено нетепловое радиоизлучение различных объектов: облаков, горных ледников и лавин, ледяных покровов естественных водоемов, катастрофических атмосферных вихрей и др. Регистрация нетеплового радиоизлучения (пассивная нетепловая радиолокация), сопровождающего интенсивные динамические процессы в названных объектах, предоставляет принципиально новые возможности индикации и прогноза опасных природных процессов. Ниже кратко приводятся основные итоги исследований в области активно-пассивной радиолокации опасных природных процессов в стадии их зарождения и сфера их возможного практического применения.

Электрические и электромагнитные явления в природе, наиболее интересное проявление которых — нетепловое радиоизлучение, возникают в ходе термодинамически необратимых деформационных и кристаллизационных процессов [7, 8, 10, 11, 20].

Объектами нашего исследования являются облачные системы, ледяные покровы морей, океанов, горных склонов, а также летательные аппараты, заряжающиеся в облаках в результате ударов облачных ледяных и водяных частиц. Соответственно, речь идет о деформационно-кристаллизационных процессах во льду — формирующемся или разрушающемся.

Из общих положений термодинамики следует, что необратимость, как правило, проявляется тем в большей мере, чем быстрее протекает процесс, порождающий необратимость [6, 7, 15].

В объектах нашего исследования большая скорость электрической поляризации кристаллизующейся воды обеспечивается глубоким переохлаждением облаков [8], а деформационная поляризация — громадными динамическими усилиями, которые развиваются в результате движения больших массивов льда или снега

на горных склонах [4, 12], а также при подвижке морских льдов [18] или взламывании их, например, атомным ледоколом [21, 22].

При подвижке льдов или при искусственном их разрушении при достаточно низких температурах должны иметь место как деформационная электрическая поляризация льда, так и плавление льда в местах достаточно сильного сжатия с последующей быстрой термодинамически необратимой кристаллизацией расплава.

В последние годы увеличилось число случаев поражения молниями летательных аппаратов (ЛА) в сравнительно электрически спокойных облаках [5] — в догрозовой и послегрозовой стадиях. В связи с этим возросли требования к грозооповещению: необходимо знание не только опасности встречи с молниями на трассе полета, но и возможности искусственной провокации разрядов в ЛА, в том числе в тех областях, в которых до появления ЛА грозовая активность не проявлялась.

Многолетние систематические синхронные наблюдения за грозами с помощью активных и пассивных радиолокаторов метрового, дециметрового, сантиметрового диапазонов показали, что индикатором электрической активности облаков и облачных зон, не проявляющих себя молниевыми разрядами, является их собственное нетепловое радиоизлучение (НТРИ). Проведенные исследования показывают, что развитие конвективной облачности сопровождается возникновением в широком диапазоне частот НТРИ, не связанного с молниевыми разрядами. Такое немолниевое излучение появляется на ранних стадиях развития облачности, обычно сначала в СВ-диапазоне, а затем на более коротких волнах. По мере развития облачности частота следования пакетов импульсов НТРИ и их амплитуда возрастают. Переход к грозе характеризуется интенсивным радиоизлучением молниевых разрядов. Излучение, возникающее при появлении разрядов молний, хорошо селектируется на фоне немолниевых НТРИ — оно более интенсивно, наблюдается синхронно в широком частотном диапазоне и совпадает с появлением радиоэхо от молний. В стадии диссипации грозового процесса, после прекращения молний, НТРИ монотонно уменьшается [9, 11, 23].

Облако, являющееся интенсивным источником НТРИ при отсутствии молниевых сигналов, электрически активно и подготовлено к грозовой деятельности. Такое облако особенно опасно в смысле возможности провокации разрядов молний влетевшим в него летательным аппаратом, который в таком случае служит спусковым механизмом разряда, локально усиливая поле собственным зарядом [8, 16, 23].

Радиолокационные методы активного зондирования облачной атмосферы в сантиметровом диапазоне являются основой систем метеорологического штормооповещения. Однако современными радиолокационными средствами гроза идентифицируется лишь в среднем для большого числа случаев. Практически же требуется

оперативно получать сведения о грозовой ситуации, притом необходимо не только мгновенное, но и прогностическое поле грозовой опасности, прежде всего в окрестности аэропортов и космодромов. Притом необходимо знание не только опасности встречи с молниями по трассе полета, но и вероятности искусственного инициирования (провокации) разрядов в летательный аппарат как в облаках с высокой грозовой активностью, так и в тех, где до подхода ЛА грозовая активность не проявлялась.

Активная радиолокация в метровом (дециметровом) диапазоне позволяет получать радиосигналы, отраженные от каналов молниевых разрядов, задолго до наступления стадии максимального развития грозы. Становится возможным прямым способом получать надежную информацию о грозовой деятельности, прослеживать в течение длительного времени на больших пространствах эволюцию грозовых очагов. Результаты этих наблюдений показали, в частности, что зона максимальной частоты возникновения разрядов обычно не совпадает в пространстве с зоной максимальной отражаемости от гидрометеоров [3, 13, 23].

Кроме того, исследования показали, что если разряды молний прекратились, а интенсивность нетеплового радиоизлучения, измеряемого методом пассивной радиолокации, осталась высокой, то грозовой процесс может возникнуть вновь.

По результатам активно-пассивной радиолокации определяется вероятность провокации разряда молнии попавшим в облако самолетом или другим летательным аппаратом; наиболее опасны облака, дающие интенсивные сигналы нетеплового радиоизлучения в широком частотном интервале при отсутствии интенсивных сигналов радиоотражения от молний. Такая облачность является потенциально подготовленной к грозовой деятельности, и влетевший в нее летательный аппарат срабатывает как спусковое устройство, при этом превращаясь в источник нетеплового радиоизлучения [16].

Результаты активно-пассивной радиолокации могут быть представлены в виде поля комплексных критериев грозоопасности, включающих в себя как вероятность встречи с естественно возникающими грозовыми разрядами, так и вероятность провокации грозовых разрядов летательными аппаратами. Следующим этапом является автоматизированный оптимальный прогноз грозоопасности на короткие временные интервалы в реальном масштабе времени [1].

Активная радиолокация природных явлений в стадии термодинамической необратимости имеет ряд отличительных особенностей, обусловленных их быстротечностью и аномалиями диэлектрических свойств, а тем самым и ЭПР природных радиоцелей [19].

Комплексная диэлектрическая проницаемость фазового перехода и структура фазовой границы при термодинамически необратимой кристаллизации равновесной дистиллированной воды ис-

следованы методами оптоэлектроники. Голографическое воспроизведение фронта кристаллизации показало, что при высоких кристаллизационных потенциалах начинается упорядочение структуры кристаллизующегося слоя и одновременно увеличение диэлектрических потерь в СВЧ-диапазоне. Таким образом, при достаточно высокой степени термодинамической необратимости процесса кристаллизации имеет место эффект, аналогичный эффекту Завойского. В обоих случаях — аномально высокое резонансное поглощение энергии радиочастотного поля, вызванное упорядочением структуры вещества. В одном случае причина — внешнее статическое магнитное поле, в другом — быстрое продвижение фронта кристаллизации и возникающая при этом высокая напряженность электрического поля.

Возможность использования НТРИ для дистанционного контроля напряженно-деформационного состояния естественных ледовых покровов следует из результатов лабораторного моделирования термодинамически необратимых кристаллизационно-деформационных процессов, сопровождающихся на завершающей стадии трещинообразованием и одновременно НТРИ [2, 14, 19]. Приняв разрядный механизм формирования излучения, следует ожидать прямой связи между действующим механическим напряжением и интенсивностью НТРИ. В реальных природных условиях наблюдается концентрация механических напряжений, обусловленных наличием различного рода неоднородностей в ледяном покрове. В результате наличия концентраторов наблюдается существенная неоднородность распределения напряжений по поверхности деформирующегося объекта, а тем самым, и НТРИ.

Наблюдения за радиоизлучением снежных лавин или смещающихся горных ледников были впервые выполнены в 1979 г. в Приэльбрусье [12]. Подобные измерения проводятся с помощью приборов, синхронно регистрирующих сейсмические, акустические и электромагнитные сигналы [4]. Выбор оптимального радиодиапазона выполнялся с учетом минимального уровня радиопомех в исследуемом районе. В ходе исследований установлен факт генерации НТРИ в широком диапазоне частот при естественных динамических процессах в снежно-ледяной среде, который может быть использован для дистанционных наблюдений за лавинами, расколом и подвижкой ледников в горах. Установлен оптимальный частотный диапазон радиообнаружения подобных явлений, разработан алгоритм селекции сигналов лавинного НТРИ на фоне естественных помех. Аналогичные исследования деформации ледовых покровов проводились на озерах и морях [18, 10].

Натурные исследования деформации ледовых покровов при работе установленных на них буровых установок, при взламывании их ледоколами, а также под влиянием ветровой нагрузки, подтверждают, что интенсивность излучения возрастает по мере усиления деформации ледяного покрова. В натурных экспериментах была продемонстрирована возможность дистанционной реги-

страции деформационных процессов во льдах с самолетов и вертолетов, что может быть использовано при гидрометобеспечении транспортных операций в сложной ледовой обстановке.

Исследование излучения в радиодиапазоне при естественной деформации ледового покрова, проводившееся с самолета, показало, что при сильном нагонном ветре, когда резко возрастает деформация ледового покрова, существенно возрастает и НТРИ.

Сравнительно недавно стали применяться самолетные радиолокаторы, измеряющие толщину льда по маршруту. Но эти методы не дают информации о сжатиях и подвижках. Активно-пассивная радиолокация деформирующихся ледовых покровов по маршруту с борта летательного аппарата и судна с целью выбора оптимального маршрута следования и повышения безопасности плавания в арктических районах является их логическим развитием. Первые эксперименты в этом направлении проведены с борта атомного ледокола «Арктика» [22].

Эксплуатация мощных атомных ледоколов выявила подверженность корпусов этих судов сильному коррозионно-эрозионному износу. Выполненные лабораторные исследования показали, что взаимодействие металлических материалов со льдом сопровождается рядом электрокинетических процессов, приводящих к резкому усилению скорости электрохимической коррозии и возникновению электроэрозионного и кавитационного разрушения корпусной стали. При разрушении льда происходят микроразрядные процессы, сопровождающиеся генерацией оптического и радионетеплового излучения. Прямой удар электрических микроразрядов в корпус ледокола вызывает электрокоррозию обшивки. Микроразряды усиливаются, если они сопровождаются кавитационными эффектами. Явления ударной и более медленной кристаллизационно-деформационной электризации при взаимодействии металла со льдом моделировались в лабораторных условиях. При достаточной интенсивности взаимодействия, когда процесс становится существенно термодинамически необратимым, электрохимическая коррозия резко возрастает [21].

Катастрофы в окружающей среде, естественно возникающие и антропогенно спровоцированные, слишком тяжелы по своим последствиям, чтобы не пытаться использовать любую реальную возможность их своевременного предупреждения, а тем более — управления ими.

Следует также иметь в виду, что развитые методы пассивной радио- и оптической локации применимы и для предупреждения о приближении стадии разрушения металлических, железобетонных и иных сооружений и конструкций [24, 25].

В заключение заметим, что отличительное наименование развитого метода активно-пассивной (нетепловой) радиолокации опасных природных явлений (с использованием термодинамической необратимости) подобрать пока не удалось.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоцерковский А. В. Адаптивные алгоритмы оперативного выбора наименее опасной траектории полета самолета в условиях повышенной грозовой активности. — Тр. Академии гражданской авиации. 1984, с. 31—38.
2. Воробьев А. А. Равновесие и преобразование энергии в недрах. Томск, изд. ТПИ, 1978. — 203 с.
3. Дивинский Л. И. О выделении радиолокационного сигнала, отраженного от молнии. — В сб.: Вопросы экспериментальной физики атмосферы. — Л., изд. ЛГМИ, 1972, вып. 45, с. 69—75.
4. Залиханов М. Ч., Качурин Л. Г., Аджиев А. Х. и др. Электромагнитное излучение снежных лавин. — Тр. ВГИ, 1985, вып. 62, с. 10—14.
5. Имянитов И. М., Евтеев Б. Ф. Причины статической электризации самолетов и меры уменьшения ее опасности. — Л.: Гидрометеиздат. 1984. — 44 с.
6. Качурин Л. Г. Об основном уравнении флуктуационной теории фазовых превращений. — Журнал физической химии АН СССР, 1956, вып. 10, с. 2137—2143.
7. Качурин Л. Г. К построению теории электрокристаллизационных потенциалов. — В кн.: Поверхностные явления в жидкостях. Под ред. А. И. Русанова, Л., изд. ЛГУ, 1957, с. 137—153.
8. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. — 463 с.
9. Качурин Л. Г. Методика расчета радиояркостной температуры в задачах спутниковой метеорологии. — Космические исследования. АН СССР, т. XXI. 1983, вып. 4, с. 647—650.
10. Качурин Л. Г. Нетепловое радиоизлучение природных объектов — признак наступления опасных явлений. V симпозиум «Радиолокационное исследование природных сред». НТО Радиотехники, электроники и связи им. А. С. Попова. Л., 1987.
11. Качурин Л. Г., Полтинников В. И. О селекции теплового и нетеплового радиоизлучения при зондировании Земли со спутников. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, с. 947—952.
12. Качурин Л. Г., Григоров Н. О., Кузин Ю. Н. и др. Электромагнитное излучение снега и льда при динамических процессах. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 583—585.
13. Качурин Л. Г., Карцивадзе А. И., Дивинский Л. И. и др. Эволюция фронтальных грозовых очагов. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 2, с. 187—193.
14. Качурин Л. Г., Колев С. И., Псаломщиков В. Ф. Импульсное радиоизлучение, возникающее при кристаллизации воды и некоторых диэлектриков. — Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 2, с. 347—350.
15. Качурин Л. Г., Колоколова О. В. Эффекты нестационарности в электродиффузионных процессах. — Электрохимия, 1982, вып. 4, с. 443—446.
16. Качурин Л. Г., Мержеевский А. И., Псаломщиков В. Ф. и др. Характерное электромагнитное излучение воздушных судов при их электростатическом заряджении во время полета в облаках. — Тр. Академии гражданской авиации. 1983, с. 95—101.
17. Качурин Л. Г., Дубрович Н. А., Григоров Н. О. и др. Генерация КНЧ электромагнитного поля конвективными облаками. II-й симп. «Радиолокационное исследование природных сред». НТО Радиотехники, электроники и связи им. А. С. Попова, 1984.
18. Качурин Л. Г., Псаломщиков В. Ф., Степанюк И. А. Нетепловое радиоизлучение интенсивно-деформирующихся ледовых покровов Земли. — Исследования Земли из космоса. 1984. № 3, с. 60—65.
19. Качурин Л. Г., Тандия Мусса. Диэлектрическая проницаемость и структурные изменения при термодинамически необратимом фазовом переходе вода — лед. — Журнал физической химии. АН СССР, 1986, т. IX, № 12, с. 2932—2935.

20. Качурин Л. Г., Псаломщиков В. Ф. Нетепловые электромагнитные поля — предвестники опасных природных явлений. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 96, с. 12—22.
21. Качурин Л. Г., Андросенко В. Я., Псаломщиков В. Ф. и др. Генерация электромагнитных полей при разломе ледовых покровов акваторий. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1988, т. 24, № 10, с. 1113—1116.
22. Качурин Л. Г., Андросенко В. Я., Псаломщиков В. Ф. и др. Физические процессы при взаимодействии судно-лед. IV Всес. конф. по физике льда. М.: ИПМ АН СССР, 1988.
23. Качурин Л. Г., Дивинский Л. И., Иванов Б. Д. и др. Активно-пассивная радиолокация грозных облаков. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1988, т. 24, № 6, с. 601—612.
24. Леонов Б. И., Соснин Ф. Р., Валуев Н. П. Неразрушающий контроль. — М.: Знание, 1985. — 62 с.
25. Электроимпульсная технология и электромагнитные процессы в нагруженных твердых телах. — Тез. докл. Всес. сов. Томск, изд. ТПИ, 1982.

УДК 551.509.313

В. В. КЛЕМИН

УПРАВЛЕНИЕ ФАЗОВОЙ СКОРОСТЬЮ ДВИЖЕНИЯ ВОЛН РОССИИ

В последние годы резко возрос интерес к проблеме активных воздействий на атмосферные процессы. Выбор каналов и оценка результатов воздействий производится путем численных экспериментов на основе физических и математических моделей динамики этих процессов. В основе предлагаемых моделей лежат уравнения гидродинамики, которые в настоящее время широко и успешно используются также при построении численных схем прогноза полей метеовеличин.

Когда модель построена, выполняют численные эксперименты по оцениванию влияния управляющих воздействий на эволюцию исследуемого процесса и выбирают из возможных воздействий те, которые позволяют достичь заданного конечного или промежуточного распределения метеовеличин. Такой подход к выбору воздействий, обеспечивающих требуемый результат, является по своей сути методом проб и ошибок.

Основными недостатками этого метода исследования влияния управляющих воздействий на эволюцию атмосферных процессов является отсутствие доказательства существования воздействий, обеспечивающих требуемый результат, и неэкономичность численных экспериментов, заключающихся в практически ненаправленном переборе возможных вариантов воздействий. Кроме этого, данный метод не позволяет решать задачу достижения требуемого состояния, если на ряд метеовеличин или управляющих воздействий наложены ограничения.

Поэтому представляет интерес постановка и решение задачи воздействия на атмосферные процессы с целью достижения заданного состояния на основе приложения теории оптимального управления. При этом возможны два подхода к решению задачи воздействия, причем при использовании методов оптимизации задача воздействия становится по своей сути задачей управления.

Первый подход основан на классическом вариационном исчислении и применяется при оптимизации управления процессами, поведение которых описывается дифференциальными уравнениями с непрерывными зависимыми переменными (например, температурой, давлением и др.). Необходимые условия оптимальности получаются путем минимизации заданного функционала и образуют систему дифференциальных уравнений и граничных условий, т. е. краевую задачу. В дальнейшем краевая задача может решаться как аналитически, так и численными методами. При этом точность решения может быть зафиксирована заранее. Главным достоинством такого подхода является возможность доказательства существования точного решения задачи оптимизации.

Второй подход использует математическое программирование. Оптимизируемый процесс, описываемый дифференциальными уравнениями, сначала подвергается дискретизации, т. е. разбивается на конечные элементы. Такой подход обладает тем преимуществом, что сложные уравнения могут аппроксимироваться с достаточной точностью более простыми, а затем оптимизируется процесс, описываемый простыми уравнениями. Недостатком такого подхода является то, что оптимизация проводится уже после дискретизации, так что невозможно узнать, насколько найденный «дискретный» оптимум близок к истинному. Более того, часто случается, что «дискретный» оптимум приближается к псевдорешению, не имеющему физического смысла и уступающему место другому псевдорешению, как только меняется конкретный метод оптимизации.

Отметим, что оба подхода позволяют сформулировать и решить задачи оптимизации при ограничениях, накладываемых на управление и зависимые переменные, описывающие эволюцию процесса.

Достоинства обоих подходов объединяются, а недостатки в значительной мере исключаются при применении метода моментов к решению задач оптимизации.

Важной особенностью таких задач является то, что динамика процесса описывается уравнениями в частных производных, или, другими словами, решается задача управления процессами с распределенными параметрами.

Рассмотрим первый из подходов на примере решения задачи оптимального управления фазовой скоростью волн Россби. Воспользуемся баротропным уравнением вихря скорости

$$\nabla^2 \frac{\partial \Phi}{\partial t} - \frac{1}{L_0^2} \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \left(\frac{1}{l} \nabla^2 \Phi + l, \Phi \right), \quad (1)$$

где Φ — геопотенциал «среднего» уровня в атмосфере; $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта; $L_0^2 = \frac{V \overline{RT_1}}{l} = \frac{c_0}{l}$ — характерный масштаб длины волны; T_1 — температура на нижней границе атмосферы; R — газовая постоянная; $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ — оператор Лапласа;

$(a, a) = \frac{\partial a}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial b}{\partial x} \frac{\partial a}{\partial y}$ — оператор Якоби.

Отметим, что второе слагаемое в левой части уравнения (1) появляется в результате интегрирования по вертикали плоской дивергенции скорости в предположении геострофичности атмосферных движений и по физическому смыслу представляет собой упорядоченную вертикальную скорость на нижней границе атмосферы.

Линеаризация уравнения (1) относительно зонального западно-восточного переноса позволяет получить уравнение для отклонения от осредненного по широте значения геопотенциала в следующем виде:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} \right) \nabla^2 \Phi' - \frac{1}{L_0^2} \frac{\partial \Phi'}{\partial t} + \beta \frac{\partial \Phi'}{\partial x} = 0. \quad (2)$$

где $\Phi'(x, y, t) = \Phi(x, y, t) - \overline{\Phi}(y)$ — отклонение геопотенциала от осредненного по широте значения $\overline{\Phi}(y)$; $\beta = \frac{\partial l}{\partial y} = \frac{2\omega \cos \varphi}{a_0}$ — параметр Россби, a_0 — средний радиус Земли; $U = -\frac{1}{l} \frac{\partial \Phi}{\partial y}$ — средняя скорость зонального потока.

Решение волнового уравнения (2), которое ищется в форме

$$\Phi' = A \sin \frac{2\pi}{L_x} (x - ct) \cos \frac{2\pi}{L_y} y,$$

где A — амплитуда волны; L_x, L_y — длины волн по осям x и y соответственно; c — скорость распространения волн вдоль оси x , приводит к следующему выражению для фазовой скорости рас-

пространения волн, у которых $L_x \gg L_y$, т. е. оси ложбин и гребней незначительно отклоняются от меридианов:

$$c = \frac{1}{1 + \frac{1}{4\pi^2} \left(\frac{L_x}{L_0}\right)^2} \left(U - \frac{\beta}{4\pi^2} - L_x^2 \right). \quad (3)$$

Как видно из формулы (3), сомножитель $(1/L_0)^2$, входящий во второе слагаемое левой части уравнения (1), т. е. в вертикальную скорость приземных упорядоченных движений воздуха, влияет на скорость движения волны Россби.

Представляет интерес рассмотрение следующей задачи: как необходимо изменить скорость упорядоченных вертикальных движений на нижней границе атмосферы, чтобы скорость волны Россби относительно земной поверхности была бы минимальной?

Отметим, что стационарирование волн Россби позволит установить в течение длительного времени над обширными районами земного шара однотипные погодные условия.

Вернемся к уравнению (1). Оно связывает локальное изменение геопотенциала $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ с адвекцией абсолютного вихря скорости

$\frac{1}{L} \nabla^2 \Phi + L$. Если поле Φ в начальный момент времени t_0 задано,

правая часть уравнения (1) может быть вычислена для этого момента времени. Поэтому будем считать, что правая часть уравнения (1) в момент t_0 является известной функцией координат.

Тогда уравнение (1) относительно функции $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ будет линейным

неоднородным уравнением второго порядка, которое носит название уравнения Гельмгольца.

Если граничное условие для уравнения (1) записать в виде

$$\left. \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right|_{\Gamma} = 0, \quad (4)$$

где Γ — граница области D , в которой ищется решение, то получим относительно функции Φ задачу Дирихле, имеющую единственное решение.

При решении задачи прогноза поля геопотенциала (1), (4) интегрирование по времени осуществляется численно, причем шаг интегрирования δt выбирается таким образом, чтобы обеспечить вычислительную устойчивость процесса интегрирования. В течение

элементарного шага δt величина $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ принимается постоян-

ной, т. е. величина геопотенциала в конце каждого шага вычисляется по формуле

$$\Phi(x, y, t + \delta t) = \Phi(x, y, t) + \frac{\partial \Phi}{\partial t}(x, y, t) \delta t.$$

В настоящее время установлено, что оптимальный шаг интегрирования по времени равен 0,5—1,0 ч при шаге дифференцирования по пространству, используемом при конечно-разностном представлении дифференциальных операторов и в уравнении (1), около 300 км.

Домножим левые и правые части уравнения (1) и граничного уровня (4) на δt и перепишем задачу (1), (4) в следующем виде:

$$\begin{aligned} \nabla^2 q - \frac{1}{L_0^2} q &= f(x, y), \\ q|_{r=0} &= 0, \end{aligned} \quad (5)$$

где $q = \frac{d\Phi}{dt} \delta t$ — изменение геопотенциала в течение элементарного

шага интегрирования по времени; $f = \left(\frac{1}{L} \nabla^2 \Phi + l, \Phi \right) \delta t$.

Если мы хотим, чтобы волна Россби была близка к стационарной, необходимо требование локального изменения геопотенциала q до минимального в области D .

Поскольку второе слагаемое правой части уравнения (1) представляет собой скорость вертикальных движений вблизи земной поверхности (или на верхней границе атмосферы, за которую, как правило, принимается уровень тропопаузы) в геострофическом приближении, то задача отыскания управляющих вертикальных движений, обеспечивающих минимум фазовой скорости перемещения длинных волн, может быть сформулирована следующим образом: из класса допустимых (подходящих) управлений $u(x, y)$ выбрать такое, которое удовлетворяет уравнению для ограничений

$$\nabla^2 q + uq = f(x, y) \quad (6)$$

и обращает в минимум функционал

$$I = \iint_D q^2 dx dy = \min_u. \quad (7)$$

Для решения задачи (6), (7) заменим уравнение (6) эквивалентной системой дифференциальных уравнений в частных производных:

$$\begin{aligned}\frac{\partial q_1}{\partial x} - q_2 &= 0; & \frac{\partial q_1}{\partial y} - q_3 &= 0; \\ \frac{\partial q_2}{\partial x} - \xi_1 &= 0; & \frac{\partial q_2}{\partial y} - \xi_2 &= 0; \\ \frac{\partial q_3}{\partial x} - \xi_2 &= 0; & \frac{\partial q_3}{\partial y} + \xi_1 + uq_1 - f &= 0.\end{aligned}\quad (8)$$

При переходе от уравнения (6) к системе (8) введены новые зависимые переменные q_2, q_3, ξ_1, ξ_2 , причем первые две носят название переменных состояния, а две последние — параметрических переменных. Переменная q , входящая в уравнение (6), обозначена в системе (8) символом q_1 .

Для физической обоснованности граничного условия (4) будем считать, что область D , в которой ищется решение системы (8), представляет собой поверхность северного полушария, ограниченную с юга параллелью 30° с. ш. Тогда условие (4) означает, что локальное изменение геопотенциала на широте 30° равно нулю, т. е. в каждой точке границы величина геопотенциала не изменяется со временем. Такое предположение вполне оправдано, так как изменчивость геопотенциала в средних широтах на порядок выше, чем в тропиках.

Если начало прямоугольной системы координат совпадает с полюсом, то граничную кривую можно представить в параметрической форме следующими уравнениями:

$$\begin{aligned}x &= r \cos \psi, \\ y &= r \sin \psi,\end{aligned}\quad (9)$$

где r — радиус окружности граничной кривой; ψ — азимут (полярный угол).

Следуя методам теории оптимального управления, присоединим систему дифференциальных уравнений (8) к функционалу I при помощи векторных функций — множителей $\lambda(x, y)$, $\mu(x, y)$ с составляющими $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ и μ_1, μ_2, μ_3 соответственно:

$$\begin{aligned}I = \int \int_D & \left[q_1^2 + \lambda_1 \left(q_2 - \frac{\partial q_1}{\partial x} \right) + \mu_1 \left(q_3 - \frac{\partial q_1}{\partial y} \right) + \lambda_2 \left(\xi_1 - \frac{\partial q_2}{\partial x} \right) + \right. \\ & \left. + \mu_2 \left(\xi_2 - \frac{\partial q_2}{\partial y} \right) + \lambda_3 \left(\xi_2 - \frac{\partial q_3}{\partial x} \right) + \mu_3 \left(-\xi_1 - uq_1 + f - \frac{\partial q_3}{\partial y} \right) \right] dx dy\end{aligned}\quad (10)$$

Введем скалярную функцию-гамильтониан H :

$$H = q_1^2 + \lambda_1 q_2 + \lambda_2 \xi_1 + \lambda_3 \xi_2 + \mu_1 q_3 + \mu_2 \xi_2 + \mu_3 (-\xi_1 - u q_1 + f). \quad (11)$$

Тогда выражение для I запишется в виде

$$I = \iint_D \left[H - \lambda_1 \frac{\partial q_1}{\partial x} - \lambda_2 \frac{\partial q_2}{\partial x} - \lambda_3 \frac{\partial q_3}{\partial x} - \mu_1 \frac{\partial q_1}{\partial y} - \mu_2 \frac{\partial q_2}{\partial y} - \mu_3 \frac{\partial q_3}{\partial y} \right] dx dy \quad (12)$$

или в векторной записи

$$I = \iint_D \left[H - \lambda \frac{\partial q}{\partial x} - \mu \frac{\partial q}{\partial y} \right] dx dy, \quad (13)$$

где λ — вектор с составляющими $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$; μ — вектор с составляющими μ_1, μ_2, μ_3 ; q — вектор с составляющими q_1, q_2, q_3 .

Прибавим и вычтем из подынтегральной функций величину $\left(\frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\partial \mu}{\partial y} \right) \cdot q$. Тогда получим

$$I = \iint_D \left[H + \left(\frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\partial \mu}{\partial y} \right) \cdot q \right] dx dy - \iint_D \left[\frac{\partial}{\partial x} (\lambda q) + \frac{\partial}{\partial y} (\mu q) \right] dx dy. \quad (14)$$

Пользуясь формулой Грина, приведем последний интеграл в правой части (14) к контурному

$$\iint_D \left[\frac{\partial}{\partial x} (\lambda q) + \frac{\partial}{\partial y} (\mu q) \right] dx dy = \int_{\Gamma} (\mu dx - \lambda dy) q,$$

или, с учетом (9),

$$\int_{\Gamma} (\mu dx - \lambda dy) q = - \int_{\Gamma} [\mu r \sin \psi - \lambda r \cos \psi] q d\sigma.$$

Выражение для I с учетом последнего равенства будет иметь вид

$$I = r \int_{\Gamma} [\lambda \cos \psi - \mu \sin \psi] q d\sigma + \iint_D \left[H + \left(\frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\partial \mu}{\partial y} \right) q \right] dx dy. \quad (15)$$

Вариация функционала I , вызванная вариацией управления u и вариациями параметрических переменных, составит

$$\delta I = r \int \left[\lambda \cos \psi - \mu \sin \psi \right] \delta q d\sigma + \iint_D \left[\left(\frac{\partial H}{\partial q} + \frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\partial \mu}{\partial y} \right) \delta q + \frac{\partial H}{\partial u_1} \delta u_1 \right] dx dy, \quad (16)$$

где u_1 — вектор с составляющими u , ξ_1 , ξ_2 . Множители λ и μ выберем таким образом, чтобы выражение в круглых скобках второго интеграла в (16) обращалось в нуль:

$$\frac{\partial \lambda}{\partial x} + \frac{\partial \mu}{\partial y} = - \frac{\partial H}{\partial q}. \quad (17)$$

Последнее равенство позволяет избежать непосредственных вычислений δq через вариации управления и параметрических переменных. На границе Γ , где q_1 задано, имеем

$$\delta q_1 = 0. \quad (18)$$

Чтобы обратить в нуль первый интеграл в выражении (16) для q_2 и q_3 потребуем на границе Γ выполнения равенств

$$\begin{aligned} \lambda_2 \cos \psi - \mu_2 \sin \psi &= 0, \\ \lambda_3 \cos \psi - \mu_3 \sin \psi &= 0. \end{aligned} \quad (19)$$

Тогда первый интеграл в правой части выражения для вариации δI обратится в нуль и формула (16) с учетом (17), (18), и (19) примет вид

$$\delta I = \iint_D \frac{\partial H}{\partial u} \delta u dx dy.$$

В точке экстремума I вариация δI должна быть равна нулю при произвольном δu . Это имеет место только при

$$\frac{\partial H}{\partial u} = 0. \quad (20)$$

Уравнения (17) и (20) с граничными условиями (4) и (19) представляют собой уравнения Эйлера — Лагранжа классической вариационной задачи оптимизации для двух независимых переменных и образуют систему необходимых условий оптимальности.

Учитывая выражение (11) для гамильтониана H , запишем систему уравнений (17), (20) для составляющих векторов q , λ и μ :

$$\begin{aligned}\frac{\partial \lambda_1}{\partial x} + \frac{\partial \mu_1}{\partial y} &= -2q_1 + \mu_3 u, \\ \frac{\partial \lambda_2}{\partial x} + \frac{\partial \mu_2}{\partial y} &= -\lambda_1, \\ \frac{\partial \lambda_3}{\partial x} + \frac{\partial \mu_3}{\partial y} &= -\mu_1, \\ \mu_3 q_1 &= 0, \\ \lambda_2 - \mu_3 &= 0, \\ \lambda_3 + \mu_2 &= 0.\end{aligned}\tag{21}$$

Поскольку q_1 , входящее в выражения (21), не равно нулю,

$$\lambda_2 = \mu_3 = 0\tag{22}$$

и система (21) упрощается:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \lambda_1}{\partial x} + \frac{\partial \mu_1}{\partial y} &= -2q_1, \\ \frac{\partial \mu_2}{\partial y} &= -\lambda_1, \\ \frac{\partial \lambda_3}{\partial x} &= -\mu_1, \\ \lambda_3 + \mu_2 &= 0.\end{aligned}\tag{23}$$

С учетом равенства (22) граничные условия (19) примут вид

$$\mu_2|_r = \lambda_3|_r = 0.\tag{24}$$

Объединяя уравнения (8) и (23), получаем в окончательном виде систему уравнений для отыскания, в частности, оптимального управления u^* :

$$\begin{aligned}\frac{\partial q_1}{\partial x} &= q_2; \quad \frac{\partial q_1}{\partial y} = q_3; \quad \frac{\partial q_2}{\partial x} = \xi_1; \quad \frac{\partial q_2}{\partial y} = \xi_2; \\ \frac{\partial q_3}{\partial x} &= \xi_2; \quad \frac{\partial q_3}{\partial y} + \xi_1 + u q_1 - f = 0; \\ \frac{\partial \lambda_1}{\partial x} + \frac{\partial \mu_1}{\partial y} &= -2q_1; \quad \frac{\partial \mu_2}{\partial y} = -\lambda_1; \quad \frac{\partial \lambda_3}{\partial x} = -\mu_1; \\ \lambda_3 + \mu_2 &= 0.\end{aligned}\tag{25}$$

Система (25) состоит из 10 уравнений и содержит 10 неизвестных. Граничными условиями для нее согласно (4) и (24) будут следующие равенства:

$$q_1|_{\Gamma} = 0, \quad (26)$$

$$\mu_2|_{\Gamma} = \lambda_3|_{\Gamma} = 0. \quad (27)$$

Решая систему уравнений (25) с граничными условиями (20) и (27), получаем искомое оптимальное управление u^* , минимизирующее функционал (7).

Система уравнений (25) довольно сложная. Однако отыскание оптимального управления может быть существенно упрощено ввиду особой специфики уравнений этой системы. В самом деле, восьмое и девятое уравнения системы (25) аналогичны уравнениям второму и первому. Поэтому можно допустить, что

$$\begin{aligned} \lambda_1 &= \frac{q_3}{\alpha}, \\ \mu_1 &= -\frac{q_3}{\alpha}, \\ \lambda_3 &= -\mu_2 = \frac{q_1}{\alpha}. \end{aligned} \quad (28)$$

где α — некоторая постоянная.

Отметим, что соотношения (28), введенные на основе сопоставления первого, второго, восьмого и девятого уравнений системы (25), а также удовлетворяющие десятому уравнению, не нарушают остальных пяти уравнений и граничных условий

$$q_1 = \mu_2 = \lambda_3 = 0$$

на границе Γ .

Подстановка (28) в седьмое уравнение системы (25)

$$\frac{\partial \lambda_1}{\partial x} + \frac{\partial \mu_1}{\partial y} = -2 q_1$$

дает

$$\frac{\partial q_3}{\partial x} - \frac{\partial q_3}{\partial y} = -2 \alpha q_1$$

или, с учетом первых двух уравнений системы (25),

$$\frac{\partial^2 q_1}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 q_1}{\partial x \partial y} = -2 \alpha q_1. \quad (29)$$

Отсюда получаем

$$q_1(x, y) = 0. \quad (30)$$

Следовательно, уравнение для ограничений (6) позволяет достичь абсолютного минимума функционала (7).

Если теперь подставить (30) в (6), то в (6) останется одна неизвестная величина $u(x, y)$. Однако отыскать $u(x, y)$ после такой подстановки нельзя, так как $u(x, y)$ умножается на нуль. Таким образом, уравнение для ограничений с искомым оптимальным управлением в качестве сомножителя q показывает, что такого управления не существует. Другими словами, ввиду того, что достигается абсолютный минимум функционала (7), т. е. q всюду в области D равно нулю, управлять сомножителем при q нельзя. Полученный формальным путем результат вполне объясним. Однако, если бы уравнение для ограничений не позволило бы достичь абсолютного минимума, задача (6), (7) имела бы решение, так как величине q , не равной нулю всюду в D , можно было бы отыскать $u(x, y)$. Для этого достаточно было бы подставить найденное $q(x, y)$ в (6) и разрешить полученное выражение относительно $u(x, y)$.

Для того чтобы задача управления фазовой скоростью волн Россби была разрешима, сформулируем ее следующим образом: из класса допустимых управлений $u(x, y)$ выбрать такое, которое удовлетворяет уравнению для ограничений

$$\nabla^2 q + u - \frac{1}{L_0} q = f(x, y) \quad (31)$$

и обращает в минимум функционал

$$I = \iint_D q^2(x, y) dx dy = \min_u. \quad (32)$$

В данном случае $u(x, y)$ имеет смысл скорости дополнительно создаваемых упорядоченных движений на верхней или (и) нижней границах атмосферы.

Заменим уравнение (31) эквивалентной системой уравнений первого порядка:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_1}{\partial x} - q_2 &= 0; \quad \frac{\partial q_1}{\partial y} - q_3 = 0 \\ \frac{\partial q_2}{\partial x} - \xi_1 &= 0; \quad \frac{\partial q_2}{\partial y} - \xi_2 = 0 \\ \frac{\partial q_3}{\partial x} - \xi_2 &= 0; \quad \frac{\partial q_3}{\partial y} + \xi_1 + u - \frac{1}{L_0} q_1 - f = 0. \end{aligned} \quad (33)$$

Производя выкладки, аналогичные преобразованиям при решении задачи (6), (7), получим выражение для Гамильтониана:

$$H = q_1^2 + \lambda_1 q_2 + \lambda_3 \xi_1 + \lambda_3 \xi_2 + \mu_1 q_3 + \mu_2 \xi_3 + \mu_3 \left(-\xi_1 - u + \frac{1}{L_0} q_1 + f \right).$$

Необходимые условия экстремума функционала I примут вид:

$$\frac{\partial \lambda_1}{\partial x} + \frac{\partial \mu_1}{\partial y} = -2q_1 - \frac{\mu_3}{L_0^2},$$

$$\frac{\partial \lambda_2}{\partial x} + \frac{\partial \mu_2}{\partial y} = -\lambda_1,$$

$$\frac{\partial \lambda_3}{\partial x} + \frac{\partial \mu_3}{\partial y} = -\mu_1,$$

$$\mu_3 = 0,$$

$$\lambda_2 - \mu_3 = 0,$$

$$\lambda_3 + \mu_2 = 0.$$

Или, упрощая систему при $\lambda_2 - \mu_3 = 0$,

$$\frac{\partial \lambda_1}{\partial x} + \frac{\partial \mu_1}{\partial y} = -2q_1,$$

$$\frac{\partial \mu_2}{\partial y} = -\lambda_1,$$

$$\frac{\partial \lambda_3}{\partial x} = -\mu_1,$$

$$\lambda_3 + \mu_2 = 0.$$

(34)

Проведя аналогию между вторым и третьим уравнениями из (34), с одной стороны, и первым и вторым уравнениями (33) — с другой, и, учитывая, что согласно четвертому уравнению в (34)

$$\lambda_3 = -\mu_2,$$

положим

$$\lambda_1 = \frac{q_3}{\alpha},$$

$$\mu_1 = -\frac{q_2}{\alpha},$$

(35)

$$\lambda_3 = -\mu_2 = \frac{q_1}{\alpha}.$$

Вновь отметим, что соотношения (35) не нарушают уравнений системы (33), (34) и граничных условий

$$q_1 = \lambda_2 = \mu_3 = 0$$

на границе Γ .

Преобразуем первое уравнение в (34) с помощью равенства (35) и первых двух уравнений системы (33). Получим

$$\frac{\partial^2 q_1}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 q_1}{\partial x \partial y} = -2 q_1,$$

откуда

$$q_1(x, y) = 0$$

всюду в области D .

Вновь уравнение для ограничений позволяет достичь абсолютного экстремума функционала (32), а это значит, что волна Россби будет стационарной, если $u(x, y)$ будет определено из уравнения (31) после подстановки в него $q_1 = 0$, т. е. из уравнения

$$u^* = f(x, y). \quad (36)$$

На первый взгляд, результат может показаться тривиальным. Однако полученное строгое решение (36) позволило доказать существование абсолютного экстремума функционала (32) при уравнении для ограничения (31). Кроме того, описанная методика отыскания оптимального управления может быть легко распространена на случай, когда на $u(x, y)$ накладываются ограничения в виде равенств или неравенств. В этом случае абсолютный экстремум может не достигаться и тогда вид функции $u^*(x, y)$ совсем неочевиден.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годунов С. К. Уравнения математической физики — М.: Наука, 1979. — 450 с.
2. Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы прогноза погоды. — М.: Гостехиздат, 1957. — 380 с.
3. Томпсон Ф. Д. Анализ и предсказания погоды численными методами. — М.: Иностранная лит-ра, 1962. — 210 с.
4. Лурье К. А. Оптимальное управление в задачах математической физики. — М.: Наука, 1975. — 490 с.
5. Мезингер Ф., Аракова А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 136 с.

УДК 551.509

Л. Т. МАТВЕЕВ, С. А. СОЛДАТЕНКО

МОДЕЛИ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ И ИХ ОБЛАЧНЫХ СИСТЕМ В БАРОКЛИННОЙ АТМОСФЕРЕ

Введение. Из различных видов неустойчивости, способствующей возникновению синоптических вихрей, наибольшую роль, как

установлено, играет бароклинная неустойчивость. Изучение этого явления началось со ставших уже классическими работ Дж. Чарни [1] и Е. Иди [2], а затем было продолжено и существенно развито большой группой отечественных и зарубежных ученых (достаточно полный обзор работ, относящихся к данному научному направлению, приведен, например, в [3—6]). Установлено, что развитие бароклинной неустойчивости происходит значительно быстрее во влажной атмосфере, чем в сухой [7, 8].

Существует два основных подхода к теоретическому изучению бароклинной неустойчивости методами математического моделирования. Первое направление связано с нахождением спектра волн, вызывающих неустойчивость основного (фонового) потока, и определением начальных скоростей их роста. В этом случае уравнения гидротермодинамики атмосферы линеаризуются в окрестностях основного состояния, за которое обычно принимается зональный поток, а затем задача сводится либо к проблеме собственных значений, либо решается, как задача Коши с малыми начальными возмущениями (например [1, 2, 8—12]). Однако в рамках линейной теории основное течение, устойчивость которого исследуется, не изменяется со временем и, таким образом, представляет собой источник энергии. Из этого источника черпается энергия растущих возмущений, и тем самым обеспечивается постоянство скорости роста неустойчивых мод, что неизбежно приводит к экспоненциальному росту их энергии. Поэтому закономерно сформулировать второе направление изучения бароклинной неустойчивости — исследование жизненного цикла возмущений, вызывающих неустойчивость основного потока. Решение этой задачи связано с численным интегрированием нелинейной системы уравнений гидротермодинамики [13—16].

Несмотря на большое число исследований, посвященных проблеме бароклинной неустойчивости, степень изученности этого явления все же не соответствует в полной мере его значению и распространенности в природе. В еще большей степени это относится к исследованию бароклинной неустойчивости во влажной (облачной) атмосфере, поскольку в этом случае решение задачи строится при сильно упрощающих предположениях [8, 17—20]. Более того, практически отсутствуют работы, в которых бы детально рассматривались вопросы, связанные с оценкой влияния скрытого тепла конденсации на весь жизненный цикл бароклинно неустойчивых возмущений.

Данная статья посвящена углублению представлений о процессах возникновения и последующей эволюции синоптических вихрей, а также их облачных систем в бароклинной атмосфере. Она служит развитием работ [21—23].

Постановка задачи. Пусть X , Y и Z соответственно длина, ширина и глубина канала, ориентированного для определенности в широтном направлении. Оси прямоугольной декартовой системы координат направлены: ось x — на восток, y — на север, z — по

вертикали вверх. Начало координат поместим в точку $(X/2; Y/2; 0)$.

В начальный момент времени t_0 невозмущенное состояние атмосферы в канале представляет собой зональный (направленный с запада на восток) поток. Скорость потока регулируется термическим полем, которое задается следующим образом:

$$T(x, y, z, t_0) = \begin{cases} T_0(y) \equiv \bar{T} - (\Delta T/2)th(y/D_T) & \text{при } z=0, \\ T_0(y) - \gamma_T z & \text{при } 0 < z \leq z_T, \\ T(y, z_T) - \gamma_c(z - z_T) & \text{при } z_T < z \leq Z, \end{cases} \quad (1)$$

где $\bar{T} = (T_1 + T_2)/2$; $\Delta T = T_1 - T_2$, T_1 и T_2 — температуры воздуха вблизи земной поверхности на южной ($y = -Y/2$) и северной ($y = Y/2$) границах канала; D_T — параметр горизонтальной бароклинности, характеризующий быстроту перехода температуры от T_1 к T_2 ; γ_T и γ_c — вертикальные градиенты температуры в тропосфере и стратосфере соответственно; z_T — высота тропопаузы (поверхность скачка γ), определяемая выражением

$$z_T(y) = \bar{z}_T - (\Delta z/2)th(y/D_T^*). \quad (2)$$

В этом выражении параметры $\bar{z}_T$, Δz и D_T^* имеют смысл, аналогичный смыслу параметров первой формулы из (1).

Поле движения при $t=t_0$, как уже сказано, определяется термическим полем: составляющие скорости ветра по осям x , y и z (u , v и w соответственно) вычисляются с помощью известных соотношений термического ветра. В данной постановке задачи они равны:

$$u(y, z) = \frac{gT(y, z)}{f} \int_0^z \frac{1}{T^2(y, z')} \frac{\partial T(y, z')}{\partial y} dz', \quad v=w=0. \quad (3)$$

Здесь g — ускорение свободного падения; f — кориолисов параметр.

Для определения поля давления привлекается уравнение статики, согласно которому

$$p(z_i) = p(z_{i-1}) \exp(-g \Delta z / R\bar{T}), \quad (4)$$

где $\bar{T}$ — средняя температура слоя толщиной $\Delta z = z_i - z_{i-1}$ (i — номер вертикального уровня); R — удельная газовая постоянная воздуха. В начальный момент времени на нижней границе ($z=0$) давление постоянно и равно 1000 гПа.

Формулировка начальных условий для поля влажности может быть произвольной. В большинстве численных экспериментов полагалось, что на нижней границе относительная влажность воздуха r изменяется согласно соотношению

$$r(x, y, 0, t_0) \equiv r_0(y) = \bar{r}_0 - (\Delta r/2)th(y/D_r). \quad (5)$$

В тропосфере ($z \leq z_\tau$) массовая доля водяного пара убывает с высотой по экспоненте:

$$q(x, y, z, t_0) = q_0(y, t_0) \exp(-\alpha_0 z), \quad \alpha_0 = 6,3 \text{ км}^{-1}. \quad (6)$$

В стратосфере воздух считается сухим ($q=0$).

Система основных уравнений, используемая для численного моделирования, включает в себя:

а) уравнения горизонтального движения

$$\frac{\partial \rho u}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho u \vec{V}) + \frac{\partial p}{\partial x} - f \rho v + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} = 0; \quad (7)$$

$$\frac{\partial \rho v}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho v \vec{V}) + \frac{\partial p}{\partial y} + f \rho u + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{vx}}{\partial x} = 0; \quad (8)$$

где $\vec{V}(u, v, w)$ — скорость движения (ветра); τ_{xy} , τ_{xz} , τ_{yz} — компоненты тензора турбулентного напряжения трения; ρ — плотность воздуха;

б) уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \vec{V}) = 0; \quad (9)$$

в) уравнение статики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g \rho; \quad (10)$$

г) уравнения притока тепла и влаги в функциях, инвариантных относительно фазовых переходов воды [24]:

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + \vec{V} \operatorname{grad} \Pi + \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial Q_\Pi}{\partial z} = 0; \quad (11)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \vec{V} \operatorname{grad} s + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial Q_K}{\partial z} + \frac{\partial Q_s}{\partial z} \right) = 0; \quad (12)$$

$$\Pi = \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \left(T + \frac{L}{c_p} q \right); \quad s = \begin{cases} q_m + \delta & \text{— в облаках,} \\ q & \text{— вне облаков,} \end{cases} \quad (13)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; Q_Π и Q_s — вертикальные турбулентные потоки теплосодержания $c_p \Pi$ и влагосодержания s ; Q_K — поток облачных элементов (капель воды и кристаллов льда) под влиянием силы тяжести; q_m — массовая доля насыщенного пара; δ — удельная водность облака;

д) уравнение состояния

$$p = \rho R (1 + 0,61 q) T. \quad (14)$$

В облаках, где водяной пар находится в насыщенном состоянии, дополнительно привлекается соотношение

$$q = q_m = 0,622 \frac{E(T)}{p}. \quad (15)$$

Здесь $E(T)$ — давление насыщенного водяного пара при температуре T .

По оси x поток считается периодическим: $A(x+X) = A(x)$, где A — любая из моделируемых величин. Вращение Земли учитывается в рамках β -приближения: $f(y) = f_0 + \beta y$, где $f_0 = 10^{-4} \text{с}^{-1}$ — значение параметра Кориолиса при $y=0$ (заметим, что в северном полушарии $f \approx 10^{-4} \text{с}^{-1}$ при $\varphi \approx \pi/4$). На северной и южной боковых границах канала ($y = \pm Y/2$) полагается равной нулю нормальная к боковой границе составляющая скорости движения ($v=0$) и неизменность во времени остальных моделируемых функций. Схемы параметризации подсеточных физических процессов, которые используются в модели, детально изложены в [25, 26].

Анализ результатов (линейная модель). Вопрос о реалистичности линейной модели обсужден в [27—28]. Техника линеаризации уравнений модели изложена в [28], а их численное интегрирование осуществлялось с учетом рекомендаций, данных в [29]. По времени интегрирование производилось на такой промежуток времени, чтобы амплитуда наиболее неустойчивой моды значительно превосходила амплитуды других волн. Решение в этом случае представляется в виде

$$A = A_0(z, y) \exp[in(x - ct)], \quad (16)$$

где A любая из моделируемых функций ($u, v, w, T, p, \Pi, s, q, \delta$); $c = c_r + ic_i$ — фазовая скорость волны; n — волновое число.

При численном решении ширина и глубина канала принимались равными 6000 и 16 км соответственно, а длина канала варьировалась в зависимости от волнового числа исследуемой моды (заметим, что на сферической Земле расстояние в 6000 км равно ширине зоны от 18 до 72° с. ш.). По вертикали атмосфера разбивалась на 9 слоев примерно равной массы.

Обозначим через K кинетическую энергию волны, т. е.

$$K = \sum_{i,j,l} 1/2 (u_{ijl}^2 + v_{ijl}^2) \Delta x \Delta y \Delta z, \quad (17)$$

а скорость ее роста определим следующим образом [28]:

$$r^* = \frac{1}{2K} \frac{dK}{dt}. \quad (18)$$

Связь между скоростью нарастания энергии волн и их длиной (при $\gamma_r = 7^\circ \text{С/км}$ и различных ΔT) иллюстрирует рис. 1. Данный график построен при условии, что в начальный момент времени

малоамплитудные возмущения в полях метеовеличин описываются с помощью выражения

$$A'(x, y, z) = A'_a(z) \cos \left(\frac{2\pi x}{L_x} \right) \cos \left(\frac{\pi y}{Y} \right), \quad (19)$$

где $A'_a(z)$ — зависящая от высоты амплитуда возмущения, L_x — его длина в направлении оси x . Из (19) следует, что при $t=t_0$ амплитуда возмущения максимальна при $y=0$ (в центральной части канала), а по вертикали амплитуда регулируется параметром $A'_a(z)$. В частности, для температуры было принято, что в тропосфере $T'_a(z) = \text{const} = 3^\circ\text{C}$, а в стратосфере поле температуры не возмущено. Скорость роста r^* , как следует из анализа рис. 1, увеличивается, с одной стороны, по мере уменьшения

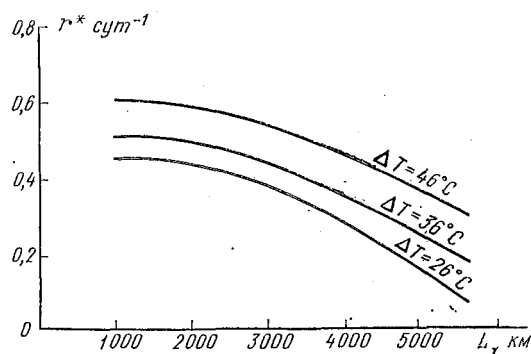


Рис. 1. Скорость роста энергии нормальных мод

длины волны L_x , а, с другой, с возрастанием меридионального температурного градиента, определяемого параметром ΔT . Так, при $\Delta T = 36^\circ\text{C}$ для $L_x = 5600$ км скорость роста r^* составляет 0,18, для $L_x = 4000$ км $r^* \approx 0,35$, а для $L_x = 2000$ км $r^* = 0,49$ сут⁻¹ (время удвоения амплитуды этих волн соответственно составляет 3,9; 2,0 и 1,4 сут). В данном случае для анализа выбраны именно эти волны, поскольку в моделях общей циркуляции атмосферы им приблизительно соответствуют волновые числа 5, 7 и 14. При $\Delta T = 46^\circ\text{C}$ скорости роста энергии волн имеют следующие значения: $r_5^* \approx 0,31$, $r_7^* = 0,46$ и $r_{14}^* \approx 0,59$ сут⁻¹. Расчеты, проведенные в [28], для указанных волн дали следующие значения скоростей нарастания: $r_5^* = 0,23$, $r_7^* \approx 0,42$, и $r_{14}^* \approx 0,60$ сут⁻¹. В модели ОЦА, разработанной в ВЦ СО АН СССР [27], получены результаты, согласующиеся с результатами работы [28]. Если учесть, что в зимнее время года температурный контраст между 18 и 72° с. ш. составляет 40°C , то становится очевидным достаточно хорошее соответствие скоростей нарастания энергии нормальных мод, по-

лученных в [27, 28], и рассчитанными в рамках линеаризованной модели канала. Увеличение меридионального температурного градиента, как уже отмечалось, сопровождается определенным увеличением скоростей нарастания энергий неустойчивых мод. Это отражает хорошо известный из синоптической практики факт: в зимнее время года интенсивность циклонической деятельности намного выше, чем летом, когда разность температур экватор-полюс значительно уменьшается. Варьируя параметр ΔT , можно найти такое его значение (критическое значение $\Delta T_{кр}$), при котором бароклинная неустойчивость в модели развивается. В данном случае путем численных экспериментов установлено, что для волн, имеющих $L_x \geq 3000$ км, $\Delta T_{кр} \approx 14^\circ\text{C}$ и при $\Delta T \leq \Delta T_{кр}$, скорость роста энергии этих волн не превышает значения $0,05 \text{ сут}^{-1}$, а время удвоения их амплитуды составляет 13,5 сут и более.

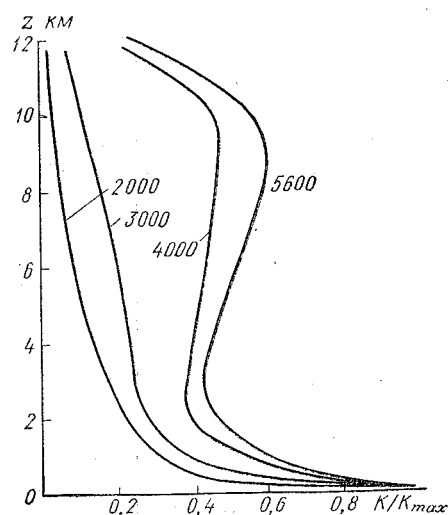


Рис. 2. Распределение по высоте нормализованной кинетической энергии (ось абсцисс). Цифры вблизи кривых — длина волны в километрах

На рис. 2 приведено распределение кинетической энергии по вертикали, соответствующее волнам с длинами 5600, 4000, 3000 и 2000 км. Из этого рисунка следует очевидное различие между распределением энергии длинных волн ($L_x \geq 3000$ км) и более коротких волн, соответствующих синоптическим вихрям ($L_x < 3000$ км). Длинные волны имеют два максимума в распределении K , один из которых располагается в пограничном слое атмосферы, а другой — в верхней тропосфере. Значение второго максимума, расположенного под тропопаузой, составляет около 50%

значения максимума K , расположенного в нижней тропосфере. Для коротковолнового участка спектра кинетическая энергия сосредоточивается в нижних слоях. Хорошо известно [8, 9, 30], что на развитие бароклинной неустойчивости существенное влияние оказывает параметр статической устойчивости ($\sim \gamma_a - \gamma$). В табл. 1 представлены сведения о скоростях роста энергии волн при различных значениях разности $\gamma_a - \gamma$. Увеличение параметра статической устойчивости (увеличение разности $\gamma_a - \gamma$) сопровождается уменьшением величины r^* , а при $\gamma_a - \gamma \geq 3,8^\circ\text{C}$ бароклинная неустойчивость практически не развивается.

Таблица 1

Скорости роста энергии неустойчивых мод (r^* , сут $^{-1}$) при $\Delta T = 36^\circ\text{C}$

$\gamma_a - \gamma$, $^\circ\text{C}/\text{км}$	Длина волны, км			
	5600	4000	3000	2000
3,3	0,22	0,19	0,15	0,02
2,8	0,43	0,37	0,28	0,07
2,3	0,50	0,42	0,33	0,10
1,8	0,62	0,52	0,42	0,18

Таким образом, характеристики неустойчивых мод, полученные в линейной модели канала, имеют согласие с соответствующими характеристиками неустойчивых мод в линейных моделях ОЦА [27, 28]. Это обстоятельство дает возможность использовать нелинейную модель канала для исследования жизненного цикла неустойчивых возмущений.

Анализ результатов (нелинейная модель). Исследование нелинейного развития бароклинной неустойчивости осуществлялось на основе сухой и влажной моделей канала. Основной вывод, вытекающий из проведенных численных экспериментов, заключается в том, что неустойчивые моды, имеющие длину 3000 км и более, во влажной модели достигают стадии максимального развития в 1,2—1,3 раза быстрее, чем в сухой, подтверждая тем самым теоретический результат, полученный в [8]. Важно подчеркнуть, что волны, имеющие при $t=t_0$ длину 2000 км и менее, в сухой нелинейной модели практически не прогрессируют, в то же время

Во влажной модели эти волны достаточно интенсивно развиваются. Например, мода с $L_x=2000$ км во влажной модели достигает стадии максимального развития на восьмые сутки (уровень вихревой кинетической энергии при этом составляет $K_E \approx \approx 10^4$ Дж/м²), тогда как в сухой модели эта волна быстро диссипирует.

Эволюция первоначально малоамплитудного возмущения сопровождается фронтогенезом в течение первых двух суток, а затем зарождением синоптического вихря. Уже на третьи сутки (для $L_x=4000$ км) у земли формируются центры низкого и высокого давления, а на высотах — барические и термические гребни и ложбины. Термические гребни и ложбины несколько отстают по фазе от барических гребней и ложбин, а вертикальные движения воздуха локализуются таким образом, что в передней части барических ложбин имеют место восходящие движения, а в тылу ложбин — нисходящие. Это означает, что южные ветры (адвекция тепла) сопровождаются восходящими токами воздуха, а северные ветры (адвекция холода) — нисходящими. В этом случае среднее по длине волны значение $\overline{\omega T} > 0$, а это означает, что доступная потенциальная энергия уменьшается (высвобождается) и волна, таким образом, развивается.

Расчеты средней в слое от земли до уровня $z=5574$ м величины бароклинного члена $\overline{\vec{V}_g \text{grad } T}$ показали, что области максимальных значений бароклинного члена располагаются в тылу приземных циклонов, здесь $\overline{\vec{V}_g \text{grad } T} \approx 1,12 \cdot 10^{-4}$ °С/с. Изменение вихря потока под влиянием бароклинного фактора в этом случае составляет за сутки $\Delta \Omega_z \approx 0,4 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, что вполне сравнимо с наблюдаемыми значениями самого вихря скорости Ω_z . Эти данные лишь раз указывают на важную роль горизонтальной бароклинности в процессах формирования вихревого поля атмосферных движений.

Следствием наличия в циклонах восходящих вертикальных движений служит формирование слоистообразной облачности. В результате статистического анализа глобального поля облачности [31] установлено, что проблема образования облачного покрова, изменения его во времени и распределения в пространстве тесно связана с проблемой выяснения условий, способствующих формированию синоптических вихрей. Наиболее благоприятные условия для образования слоистообразных облаков создаются при циклонической обстановке в средней тропосфере, где при прочих равных условиях имеет место наибольшее понижение во времени температуры воздуха и повышение массовой доли водяного пара. Однако, что не менее важно, под влиянием крупномасштабных вертикальных движений претерпевает существенные

изменения во времени термическая стратификация тропосферы: в нижней и средней тропосфере вертикальный температурный градиент увеличивается во времени (т. е. растет неустойчивость) в циклонах (при $\omega > 0$) и уменьшается (усиливается устойчивость) в антициклонах (при $\omega < 0$). В табл. 2 представлены значения вертикального градиента температуры над центром циклона и антициклона на момент времени $t=5$ сут.

Таблица 2

Вертикальный градиент температуры ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$) на момент времени $t=5$ сут

Воздушная масса	Слой, км				
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5
Над центром антициклона	5,2	5,6	6,1	6,6	6,6
Над центром циклона (сухая модель)	6,6	7,1	7,3	7,6	7,4
Над центром циклона (влажная модель)	6,5	5,2	6,8	8,1	7,8

Еще на один интересный результат, полученный в ходе решения задачи, необходимо обратить внимание. В средней и верхней тропосфере имеется вынос облачности из циклонических синоптических вихрей в область гребня (это обстоятельство объясняется тем, что скорость переноса воздуха в средней и верхней тропосфере (70—90 км/ч) превышает скорость перемещения приземных центров барических образований. В этом случае облачность попадает в поле нисходящих движений. Из качественно-физических рассуждений очевидно [24, 31], что вблизи верхней границы облачности создаются условия, благоприятные для образования инверсии температуры, имеющей динамическое происхождение. На рис. 3 приведены вертикальные температурные профили в области гребня, полученные по данным сухой и влажной моделей. Из анализа этого рисунка следует очевидное различие в кривых стратификации, построенных на основе численного моделирования и подтверждающих образование инверсии динамического происхождения. Поскольку в области гребня вертикальные движения — нисходящие, то во всей области произошло повышение (во времени) температуры воздуха по сравнению с состоянием в начальный момент ($t=0$). Однако в сухой атмосфере это повышение значительно больше, чем в облаке, и, как следствие, над облаком сформировалась инверсия температуры.

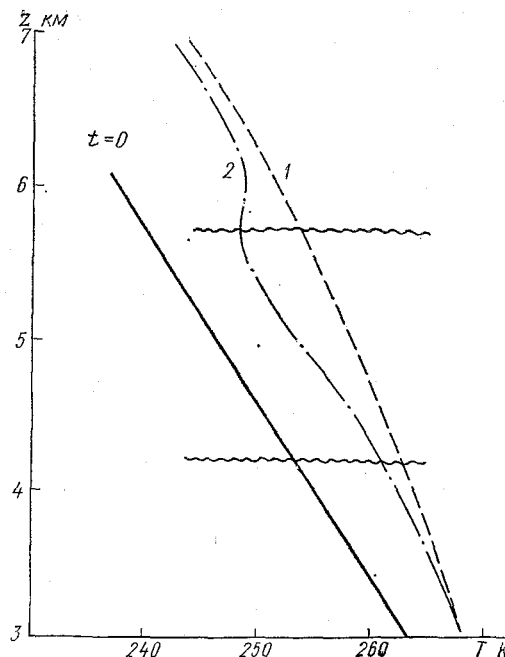


Рис. 3. Вертикальные профили температуры (волнистые линии — границы облака): 1 — сухая модель; 2 — влажная модель.

ЛИТЕРАТУРА

1. Charney J. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly currents. — J. Meteorol., 1947, v. 4, № 5, p. 135—162.
2. Eady E. T. Long waves and cyclone waves. — Tellus, 1949, v. 1, № 3, p. 33—52.
3. Шакина Н. П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 263 с.
4. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. — М.: Мир, 1984. — 811 с.
5. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 2. — М.: Мир, 1986. — 415 с.
6. Шакина Н. П. Гидродинамическая неустойчивость атмосферных течений больших и средних масштабов. — Итоги науки и техники, 1986, т. 2, с. 95—142.
7. Smagorinsky J., Manabe S., Holloway J. L. Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. — Mon. Wea. Rev., 1965, v. 93, p. 727—768.
8. Дымников В. П. О развитии бароклинной неустойчивости в атмосфере. — Изв. АН СССР. ФАО, 1978, т. 14, № 5, с. 493—500.
9. Дымников В. П. Моделирование динамики влажной атмосферы. — изд. АН СССР, 1984. — 76 с.
10. Галин М. Б. Об устойчивости зонального потока в атмосфере с учетом турбулентной вязкости и теплопроводности. — Изв. АН СССР. ФАО, 1968, т. 4, № 1, с. 3—13.

11. *Pedlosky J.* The stability of currents in the atmosphere and ocean. — *J. Atmos. Sci.*, 1964, v. 21, № 2, p. 201—219.
12. *Дикий Л. А.* Гидродинамическая устойчивость и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1976. — 108 с.
13. *Mc Intyre M. E.* Diffusive destabilization of the baroclinic circulation vortex. — *Geophys. Fluid Dyn.*, 1970, № 1, p. 19—57.
14. *Pedlosky J.* The growth and decay of finite-amplitude baroclinic waves. — *J. Atmos. Sci.*, 1983, v. 40, № 8, p. 1863—1876.
15. *Simmons A. J., Hoskins B. J.* The life cycle of some nonlinear baroclinic waves. — *J. Atmos. Sci.*, 1978, v. 35, N 2, p. 414—432.
16. *Simmons A. J., Hoskins B. J.* Barotropic influences on the growth and decay of nonlinear baroclinic waves. — *J. Atmos. Sci.*, 1980, v. 37, p. 1679—1684.
17. *Gall A.* The effects of released latent heat in growing baroclinic waves. — *J. Atmos. Sci.*, 1976, v. 33, N 9, p. 1686—1700.
18. *Mak M.* On moist quasi-geostrophic baroclinic instability. — *J. Atmos. Sci.*, 1982, v. 39, N 9, p. 2028—2037.
19. *Chang C. B., Perkoy D. J., Kreitzberg C. W.* A numerical case study of the effects of latent heating on a developing wave cyclone. — *J. Atmos. Sci.*, 1982, v. 39, N 7, p. 1555—1570.
20. *Emanuel K. A., Fantini M., Thorpe A. J.* Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection. Pt.: Two-dimensional models. — *J. Atmos. Sci.*, 1987, v. 44, N 12, p. 1559—1573.
21. *Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А.* О влиянии тепла конденсации на спектральное распределение энергии бароклинно-неустойчивых мод. — Докл. АН СССР, 1989, № 1, с. 70—74.
22. *Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А.* Циклогенез в бароклинно-неустойчивых волнах. — Метеорология и гидрология, 1989, № 3, с. 11—19.
23. *Солдатенко С. А.* Численное моделирование волнового циклогенеза во влажной бароклинной атмосфере. — Метеорология и гидрология, 1989, № 7, с. 5—14.
24. *Матвеев Л. Т.* Динамика облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1984. — 330 с.
25. *Солдатенко С. А.* Гидродинамический региональный прогноз слоисто-облачной облачности и осадки. — Метеорология и гидрология, 1984, № 2, с. 5—13.
26. *Лушев Ю. Г., Солдатенко С. А.* Параметризация подсеточных физических процессов в региональной численной схеме прогноза полей температуры, влажности, слоистообразной облачности и осадков. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 85, с. 25—36.
27. *Дымников В. П., Фоменко А. А.* О спектральном распределении энергии неустойчивых мод в модели общей циркуляции атмосферы. — Изв. АН СССР. ФАО, 1981, т. 17, № 7, с. 675—679.
28. *Gall R.* A comparison of linear baroclinic instability theory with the eddy statistics of a general circulation model. — *J. Atmos. Sci.*, 1976, v. 33, N 3, p. 349—373.
29. *Дымников В. П.* О численном моделировании бароклинной неустойчивости. — Изв. АН СССР ФАО, 1978, т. 14, № 3, с. 243—250.
30. *Бубнов Б. М., Голицын Г. С.* Теоретическое и лабораторное моделирование влияния статической устойчивости на структуру общей циркуляции атмосферы. — Докл. АН СССР, 1985, т. 281, № 5, с. 1076—1079.
31. *Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А.* Глобальное поле облачности. — Л.: Гидрометеониздат, 1986. — 279 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛЬЮ, ОСНОВАННОЙ НА ПОЛНЫХ УРАВНЕНИЯХ

В настоящее время совершенствование методов численного прогноза погоды осуществляется за счет использования более точных методов численного интегрирования гидродинамических уравнений и более полного учета неадиабатических факторов, влияющих на атмосферные процессы, включая радиацию, влагооборот, турбулентность и процессы взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью.

Принципиальные основы гидродинамического прогноза можно считать твердо установленными. Что касается методов параметризации физических процессов и методов интегрирования уравнений, то к настоящему времени число вариантов этих методов велико и продолжает расти. При этом лишь в редких случаях удастся теоретически обосновать выбор в пользу того или иного метода, имея в виду качество прогнозов погоды. Окончательно такой выбор можно сделать в большинстве случаев только на основе анализа ошибок прогнозов. В этом смысле численные эксперименты с прогностическими моделями, в которых используются различные варианты параметризаций физических процессов и методов численного интегрирования уравнений, представляются важным звеном в общей проблеме совершенствования качества прогнозов погоды.

В настоящей статье анализируются некоторые результаты численных экспериментов с неадиабатической прогностической моделью ГМЦ, базирующейся на полных уравнениях гидротермодинамики [1], проводившихся Л. О. Нееловой, С. И. Артемьевой и Т. М. Марголиной при участии и под руководством автора.

По результатам этих численных экспериментов были получены оценки суточных и двухсуточных прогнозов полей приземного давления, геопотенциала АТ-1000 и АТ-500, характеристик влажности и облачности, рассчитанных с помощью модели ГМЦ, которую будем называть базовой моделью, и с помощью модифицированной модели с измененными схемами интегрирования по времени и параметризациями лучистого теплообмена, процессов погранслое и влагообмена. В базовой и модифицированной моделях конвекция параметризовалась методом конвективного приспособления.

Приведенные ниже оценки качества суточных и двухсуточных прогнозов указанных метеовеличин были получены путем осреднения по результатам прогнозов с тремя вариантами начальных данных за январь 1979 года.

В нашем распоряжении были данные об относительных ошибках оперативных прогнозов приземного давления и геопотенциала АТ-500, рассчитывавшихся с помощью модели ГМЦ в период с 1978 по 1987 гг. Эти данные использовались для сравнительной оценки качества численных экспериментов с базовой моделью. Такие оценки позволяют считать, что результаты проведенных численных экспериментов с базовой моделью по относительным ошибкам соответствуют уровню этих ошибок оперативных прогнозов в 1985 г. Так, средняя относительная ошибка прогнозов приземного давления, рассчитывавшихся нами с помощью базовой модели на сутки и двое, составила 0,76 и 0,78 соответственно.

Оценки зависимости качества прогнозов от схемы интегрирования по времени были получены с использованием полунейвной схемы центральных разностей (с осреднением кориолисовых ускорений по времени), применяемой в базовой модели, и с использованием полунейвной схемы Лакса — Вендрофа в модифицированной модели (с сохранением осреднения кориолисовых ускорений по времени).

В модифицированной модели полностью не устранялось сглаживание, предусмотренное в базовой модели, а уменьшалось примерно в десять раз, так как полное устранение осреднения потребовало бы значительной переработки алгоритма и программы.

Ввиду этого, учитывая, что схема Лакса — Вендрофа обладает вычислительной диссипативностью (максимальной для двухшаговых волн), применение этой схемы на всех шагах по времени оказывается неоправданным, так как сопровождается чрезмерным сглаживанием и затуханием решения. На основе анализа результатов численных экспериментов было установлено, что схему Лакса — Вендрофа целесообразно включать через три шага по времени. В этом случае эффект сглаживания остается малым, но достаточным для обеспечения вычислительной устойчивости.

Численные эксперименты с заменой схемы центральных разностей на схему Лакса — Вендрофа проводились с адиабатическими и неадиабатическими вариантами базовой и модифицированной моделей.

Средние абсолютные ошибки адиабатических суточных и двухсуточных прогнозов геопотенциала АТ-1000 и АТ-500, полученных с помощью схем центральных разностей и Лакса — Вендрофа, характеризуются следующими значениями: 0,83; 0,86 (АТ-1000); 0,75; 0,78 (АТ-500) 0,78; 0,81 (АТ-1000); 0,69; 0,74 (АТ-500) соответственно.

Численные эксперименты, в которых заменялся только блок радиации базовой модели на блок радиации, разработанный в ЛГМИ [2], показали, что относительные ошибки двухсуточных прогнозов геопотенциала АТ-1000 и АТ-500 за счет такой замены практически не изменяются.

В базовой модели используется уравнение для массовой доли водяного пара, в котором учитывается горизонтальная и верти-

кальная турбулентная диффузия влаги, крупномасштабная и конвективная конденсация. Учитывается влияние тепла конденсации на изменения температуры, рассчитываемые с помощью уравнения притока тепла, в которое включен также лучистый, вертикальный турбулентный влаго- и теплообмен, а также потоки импульса вычисляются только для пограничного слоя, параметризуемого по методу [3]. В базовой модели облачность рассчитывается по формулам Дж. Смагоринского.

В модифицированной модели влагообмен описывается на основе уравнения для массовой доли водяного пара и метода инвариантов, предложенного Л. Т. Матвеевым [4], в основе которого лежит предположение о полном увлечении облачных элементов турбулентными потоками и который позволяет избежать расчетов конденсации (сублимации).

В методе инвариантов прогноз температуры, влажности, водности и облаков осуществляется на основе решения уравнений для удельного влагосодержания S и эквивалентно-потенциальной температуры Π

$$\frac{\partial S}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial S}{\partial p} = \left(\frac{g}{R\bar{T}} \right)^2 \frac{\partial}{\partial p} p^2 k \frac{\partial S}{\partial p} +$$

$$+ m^2 k_1 \nabla^2 S + g \frac{\partial Q_k}{\partial p}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial \Pi}{\partial x} + v \frac{\partial \Pi}{\partial y} \right) + \tau \frac{\partial \Pi}{\partial p} = \left(\frac{g}{R\bar{T}} \right)^2 \frac{\partial}{\partial p} p^2 k \frac{\partial \Pi}{\partial p} + m^2 k_1 \nabla^2 \Pi,$$

где $S = q + \delta$, q — массовая доля водяного пара; δ — удельная водность; $\Pi = \theta + \frac{L_k}{c_p} q$; θ — потенциальная температура; L_k — тепло конденсации;

$Q_k = -\rho (S - q_n) \tilde{\omega}$ — поток влаги, обусловленный выпадением из облаков крупных частиц (капель) под действием силы тяжести, q_n — массовая доля насыщенного водяного пара, $\tilde{\omega} = 2, 3 q \frac{\rho k}{\eta} r_m^2$ — средневзвешенная по массе скорость падения

облачных частиц, ρ — плотность частиц (воды), r_m — модальный радиус частиц (принято $r_m = 5$ мкм), k — коэффициент молекулярной вязкости. Как следует из уравнений (1), турбулентность параметризуется на основе полуэмпирической теории. При этом коэф-

коэффициент k принят постоянным, равным $10 \text{ м}^2/\text{с}$. Коэффициент k_1 рассчитывается по формуле

$$k_1 = 2 k_0^2 \left(\frac{\Delta}{2m} \right)^2 |D|,$$

где $k_0 = 0,4$, Δ — шаг сетки, $|D| = (D_x^2 + D_y^2)^{1/2}$, $D_x = \frac{\partial(mu)}{\partial x} - \frac{\partial(mv)}{\partial y}$,
 $D_y = \frac{\partial(mv)}{\partial x} + \frac{\partial(mu)}{\partial y}$.

Боковые граничные условия имеют вид $\frac{\partial \Pi}{\partial t} \Big|_r = \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_r = 0$.

На верхней границе, отождествляемой с изобарическим уровнем 100 гПа , считается $kp^2 \frac{\partial S}{\partial p} = kp^2 \frac{\partial \Pi}{\partial p} = 0$.

Начальные поля функций S^{t_0} и Π^{t_0} определялись по данным о температуре T^{t_0} и массовой доли q^{t_0} . В облаках полагалось $q^{t_0} = q_n^{t_0}$, а влажность δ рассчитывалась по эмпирической формуле [4]

$$\delta^{t_0} = 0,201 \frac{T^{t_0}}{p} \exp \left[17,86 \left(1 - \frac{258}{T^{t_0}} \right) \right].$$

Температура водной поверхности задавалась равной средним значениям для данного сезона, а температура поверхности суши вычислялась на основе уравнения теплового баланса поверхности.

Приземные значения температуры и массовой доли водяного пара прогнозировались с помощью уравнения притока тепла и уравнения для массовой доли.

Уравнения (1) интегрируются совместно с другими уравнениями модифицированной модели. По прогностическим значениям S и Π вычисляются величины T , q и δ . Облачность определяется как геометрическое место узлов пространственной сетки, в которых $\delta > 0$, т. е. если $S > f q_n$, где $f = 0,008 T - 1,184$ — коэффициент, имеющий смысл относительной влажности.

В модифицированных моделях, в которых используется уравнение для массовой доли водяного пара, применяется параметризация пограничного слоя по методу Дирдорфа [5].

В методе Дирдорфа на нижней границе пограничного слоя потоки тепла, влаги и импульса рассчитываются по формулам

$$Q_n = \rho c_p c_Q (\theta_n - \theta_a) V_a, \quad (2)$$

$$E_n = \rho c_E (q_n - q_a) V_a, \quad (3)$$

$$\tau_n = \rho c_D V_a, \quad (4)$$

где V_a — модуль вектора скорости ветра на высоте 10 м ; c_Q , c_E — коэффициенты тепло- (число Стэнтона) и влагообмена (число

Дальтона); c_D — коэффициент сопротивления (подлежат определению); θ_n , q_n , θ_a , q_a — потенциальная температура и массовая доля водяного пара на уровне подстилающей поверхности (индекс «п») и на уровне 10 м (индекс «а»).

В методе Дирдорфа параметризационные уравнения, описывающие вертикальные профили метеовеличин, получены на основе эмпирических уравнений для приземного (приводного) слоя и уравнений трехмерной численной модели пограничного слоя. При этом используются представления вертикальных профилей ветра, температуры и влажности в приземном (приводном) слое за исключением вязкого слоя с помощью универсальных функций.

$$\begin{aligned}\frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial V}{\partial z} &= \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right), \\ \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} &= \Phi_\theta \left(\frac{z}{L} \right), \\ \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial q}{\partial z} &= \bar{\Phi}_q \left(\frac{z}{L} \right),\end{aligned}\quad (5)$$

где $\bar{\Phi}_m = (1 - \gamma (z/L)^{-0,25})$, $\bar{\Phi}_\theta = \bar{\Phi}_q = R(1 - \gamma'' (z/L)^{-0,25})$ — для нейтральной и неустойчивой стратификаций; $\bar{\Phi}_m = 1 + \beta (z/L)$, $\bar{\Phi}_\theta = \bar{\Phi}_q = R + \beta (z/L)$ — для устойчивой стратификации; κ — постоянная Кармана; u_* — скорость трения; L — масштаб длины Молина — Обухова; $\gamma = 15$, $\gamma'' = 9$, $R = 0,74$, $\beta = 4,7$.

Путем интегрирования уравнений (5) строятся уравнения для средних значений ветра (V_m) и виртуальной потенциальной температуры (θ_{vm}) в пределах пограничного слоя:

$$\begin{aligned}\frac{V_m}{u_*} &= \frac{1}{\kappa} \left[\ln \frac{0,025 H}{z_0} - \ln \frac{1 + \xi^2}{2} - 2 \ln \frac{1 + \xi}{2} + 2 \operatorname{arctg} \xi - \right. \\ &\quad \left. - \frac{\pi}{2} \right] + 8,4 \left(1 - 50 \frac{H}{L} \right)^{-0,16}, \\ \frac{(\theta_{vm} - \theta_{vp}) u_*}{(-w' \theta')_h} &= \frac{R}{\kappa} \left[\ln \frac{0,025 H}{z_0} - 2 \ln \frac{1 + \eta^2}{2} \right] + 7,3 \left(1 - 5,8 \frac{H}{L} \right)^{0,47}\end{aligned}$$

— для нейтральной и неустойчивой стратификации;

$$\begin{aligned}\frac{V_m}{u_*} &= \frac{1}{\kappa} \ln \frac{0,025 H}{z_0} + 8,4 + 0,93 \frac{H}{L}, \\ \frac{(\theta_{vm} - \theta_{vp}) u_*}{(-w' \theta')_h} &= \frac{R}{\kappa} \ln \frac{0,025 H}{z_0} + 7,3 + 0,93 \frac{H}{L} -\end{aligned}\quad (6)$$

— для устойчивой стратификации,

где $\xi = (1 - 0,025 \gamma (H/L)^{0,25})$, $\eta = (1 - 0,025 \gamma'' (H/L)^{0,25})$, z_0 — параметр шероховатости; u_* — скорость трения; H — высота верхней границы пограничного слоя; $\theta_v = \theta (1 + 0,61 q)$; $\theta_{vm} = \theta_m (1 + 0,61 q_m)$; $\theta_{vp} = \theta_p (1 + 0,61 q_p)$; w' , θ'_h — пульсации вертикальной скорости и потенциальной температуры, индексом «h» обозначены величины, относящиеся к верхней границе приземного слоя.

Вводятся коэффициенты переноса импульса c_v и тепла c_θ для всего пограничного слоя:

$$c_v = \frac{u_*}{V_m}, \quad c_\theta = \frac{(-\overline{w'\theta'})_h}{u_* (\theta_{vm} - \theta_{vp})}. \quad (7)$$

Характер стратификации пограничного слоя оценивается с помощью интегрального числа Ричардсона

$$R_{ib} = \frac{gH(\theta_{vm} - \theta_{vp})}{\theta_{vm} V_m^2}. \quad (8)$$

С учетом выражений (7) и (8) для масштаба длины L получается формула

$$L = \frac{c_v^2 H}{\alpha c_\theta R_{ib}}. \quad (9)$$

Коэффициенты c_v и c_θ определяются соотношениями

$$c_v = \left[\frac{1}{c_{vN}} - 25 \exp(0,26 \xi - 0,03 \xi^2) \right]^{-1}, \quad \xi = \lg(-R_{ib}) - 3,5,$$

$$c_\theta = \left[\frac{1}{c_{\theta N}} + \frac{1}{c_v} - \frac{1}{c_{vN}} \right]^{-1} \quad (10)$$

— для неустойчивой стратификации (при $R_{ib} < 0$);

$$c_v = c_{vN} \left(1 - \frac{R_{ib}}{R_{ikp}} \right),$$

$$c_\theta = c_{\theta N} \left(1 - \frac{R_{ib}}{R_{ikp}} \right) \quad (11)$$

— для устойчивой стратификации (при $0 \leq R_{ib} \leq 0,9 R_{ikp}$, $R_{ikp} = 3,05$), где c_{vN} и $c_{\theta N}$ — значения коэффициентов c_v и c_θ для нейтральной стратификации, вычисляемые по формулам

$$c_{vN} = 1 / \left(\frac{1}{\alpha} \ln \frac{0,025 H}{z_0} + 8,4 \right); \quad c_{\theta N} = 1 / \left(\frac{0,74}{\alpha} \ln \frac{0,025 H}{z_0} + 7,3 \right). \quad (12)$$

По значениям θ_{vp} , θ_{vm} , q_p , q_m , V_m , определяемым по результатам интегрирования уравнений прогностической модели, а также

с помощью нижнего граничного условия, представляется возможность, используя уравнения и соотношения (6) — (12), рассчитать z_0 , R_{ib} , L , u_* , ζ , η , $(-\overline{w'\theta_v^*})_h$, c_v и c_θ .

Высота верхней границы пограничного слоя H и параметр шероховатости z_0 определяются по формулам

$$H = \frac{0,45 \times |V_g|}{l} \left[0,00405 \lg \left(\frac{v_g}{l z_0} \right)^2 - 0,068 \frac{V_g}{l z_0} + 0,37 \right],$$

$$z_0 = 0,035 \frac{u_*^2}{g},$$

где V_g — геострофический ветер. (13)

Значения u_* , z_0 , c_v и c_θ вычисляются методом итераций. Сходимость итераций контролируется по разности значений u_* на двух соседних итерациях.

По достижению сходимости последовательно вычисляются

$$(\overline{w'\theta_v^*})_h = c_\theta u_* (\theta_{vm} - \theta_{vp}),$$

$$\frac{V}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \left[\ln \frac{z_a}{z_0} - \left(\ln \frac{1 + \xi_a^2}{2} + 2 \ln \frac{1 + \xi_a}{2} - 2 \arctg \xi_a + \frac{\pi}{2} \right) \right] \quad (14)$$

— для нейтральной и неустойчивой стратификации;

$$\frac{V_a}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \left(\ln \frac{z_a}{z_0} + \beta \frac{z_a}{z_0} \right) \quad (15)$$

— для устойчивой стратификации,

где $\xi_a = \left(1 - \gamma \frac{z_a}{L} \right)^{0,25}$, $z_a = 10$ м.

Формулы (14) и (15) получены интегрированием уравнений (5) в пределах приземного слоя (исключая вязкий подслой).

После этого рассчитываются коэффициенты сопротивления c_D , тепло- c_Q и влагообмена c_q :

$$c_D = \left(\frac{u_*}{V_a} \right)^2, \quad c_Q = \frac{c_\theta u_* (\theta_{vm} - \theta_{vp})}{V_a (\theta_{vp} - \theta_{va})}, \quad c_q = \frac{c_\theta u_* (\theta_{vm} - \theta_{vp})}{V_a (q_p - q_a)},$$

которые используются в формулах (2) — (4).

На верхней границе погранслоя потоки $\tau = Q = E = 0$. Следовательно, притоки импульса, тепла и влаги к пограничному слою равны соответствующим потокам на поверхности (τ_n , Q_n , E_n) с обратными знаками, разделенными на высоту пограничного слоя H .

Таким образом, кроме прогнозов, полученных с использованием двух схем интегрирования и параметризаций лучистого теплообмена, представляется возможность оценить прогнозы характеристик влажности и облачности, а также геопотенциала, рассчитанные с помощью базовой и модифицированных моделей, в которых влагообмен описывается уравнениями для массовой доли водяного пара или инвариантов, а турбулентность параметризуется по методам А. Г. Тарнопольского, В. А. Шнайдемана [3], Дирдорфа [5] и на основе полуэмпирической теории. При этом в модифицированных моделях использовались схемы центральных разностей по времени и Лакса — Вендрофа, а лучистый теплообмен параметризовался только по методу ЛГМИ [2].

Прогнозы массовой доли водяного пара оценивались с помощью качественных коэффициентов корреляции (по знакам изменчивости) и по относительной ошибке. Оправдываемость суточных и двухсуточных прогнозов знаков изменений массовой доли водяного пара по базовой модели на уровнях 850, 700 и 500 гПа (средние по этим уровням) составляет 0,62 и 0,57, а по относительной ошибке — 0,83 и 0,91.

Аналогичные оценки прогнозов, полученных по модифицированной модели с уравнениями для инвариантов и массовой доли водяного пара (схема центральных разностей) равны 0,61 и 0,59; 0,78 и 0,87; 0,64 и 0,75; 0,81 и 0,93 соответственно.

За счет применения схемы Лакса — Вендрофа относительные ошибки суточных и двухсуточных прогнозов массовой доли водяного пара, рассчитанных по модифицированной модели на основе уравнений для инвариантов, уменьшаются в среднем на 3—4% (по сравнению с соответствующими оценками прогнозов, полученных с помощью схемы центральных разностей).

Прогностические поля облачности вычислялись по базовой модели с помощью формул Дж. Смагоринского, а по модифицированной модели с уравнениями для инвариантов на основе данных о водности (схема центральных разностей).

Прогнозы облачности оценивались по данным о влажности на уровне 850 гПа с помощью характеристик полной оправдываемости и критерия оправдываемости альтернативных прогнозов по А. М. Обухова.

Полная оправдываемость суточных прогнозов облачности (облачно и ясно) составляет 0,76 (по базовой модели) и 0,81 (по модифицированной модели) при значениях критерия Обухова 0,79 и 0,85 соответственно. Полная оправдываемость двухсуточных прогнозов уменьшается до 0,67 и 0,75. Применение схемы Лакса — Вендрофа практически не сказалось на оценках прогнозов облачности.

Качество прогнозов геопотенциала в основном зависит от применяемых методов интегрирования по времени и параметризаций процессов в погранслое. Так, относительные ошибки суточных и

двухсуточных неадиабатических прогнозов геопотенциала АТ-1000 и АТ-500 по базовой модели составили 0,76; 0,78 и 0,71; 0,76.

Аналогичные оценки прогнозов АТ-1000 и АТ-500 по модифицированной неадиабатической модели с параметризацией пограничного слоя по Дирдорфу и применением схемы центральных разностей соответственно равны 0,70; 0,72 и 0,68; 0,70.

Для модифицированной модели (с параметризацией турбулентности на основе полуэмпирической теории и с применением схемы Лакса — Вендрофа) относительные ошибки суточных и двухсуточных прогнозов геопотенциала АТ-1000 и АТ-500 равны соответственно 0,68 и 0,75; 0,65 и 0,69.

Разумеется, полученные результаты характеризуют чувствительность конкретной прогностической модели [1] к изменениям схемы интегрирования по времени и методов параметризации физических процессов для зимних условий на двухсуточном интервале времени и их не следует обобщать. Для других сезонов и более длительных интервалов времени оценки, очевидно, будут другими. Однако несмотря на это представляется возможность сделать вывод о целесообразности использования в данной модели схемы Лакса — Вендрофа, уравнений для инвариантов и параметризации процессов в пограничном слое по методу Дирдорфа.

Что касается лучистого теплообмена, то на двухсуточном интервале времени не удалось выявить преимущества ни одной из двух использовавшихся параметризаций. Это, вероятно, можно объяснить тем, что двухсуточный интервал меньше характерного для лучистого теплообмена временного масштаба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беркович Л. В., Ткачева Ю. В. Неадиабатическая модель атмосферы для прогноза метеорологических элементов на несколько суток. — Тр. ГМЦ СССР, 1982, вып. 242, с. 3—20.
2. Неелова Л. О., Подольская Э. Л. Оценка точности радиационных расчетов в моделях численного прогноза погоды. — Изв. АН СССР, ФАО, 1986, т. 22, № 11, с. 1213—1217.
3. Тарнапольский А. Г., Шнайдман В. А. Параметризация бароклинного пограничного слоя атмосферы. — Тр. ГМЦ СССР, 1976, вып. 180, с. 32—40.
4. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 310 с.
5. Deardorff I. W. Parametrization of the planetary boundary layer for use general circulation models. *Month. Wea. Rev.*, 1972, Vol. 100, p. 93—106.

ПЕРСПЕКТИВЫ ДИАГНОЗА СИНОПТИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ БЕЗ КАРТ ПОГОДЫ

Целью метеорологического прогнозирования является, как известно, оценка наиболее вероятного будущего состояния погодообразующих факторов различного пространственно-временного масштаба. В результате развития методов автоматического сбора и обработки информации прогноз погоды осуществляется в настоящее время технологическими линиями, в которых параллельно выполняются ручные и автоматические рабочие операции. Вместе с тем контрольно-корректировочные операции по-прежнему остаются за синоптиками [1]. Это связано с тремя основными причинами: во-первых, значительная доля метеорологической информации поступает в виде изображений, распознавание которых для диагноза и прогноза человек делает лучше, а главное, гораздо дешевле, чем ЭВМ; во-вторых, в условиях недостатка информации человек действует увереннее, чем ЭВМ, а значит, его прогноз более безотказен; в-третьих, заказчик предпочитает получать прогноз от социально ответственного лица, а вычислительная система не несет ответственности за результат своей работы. Таким образом, функция принятия решения о прогнозе остается за синоптиком.

В этих условиях остро стоит вопрос об эргономичном синтезе человеко-машинных систем прогноза погоды. В таких системах все рабочие и контрольные операции должны выполняться автоматически, а решение о коррекциях и ответственность за окончательный результат должны оставаться за человеком. Здесь возникает основной парадокс синоптической практики — для принятия решения о прогнозе человек должен проанализировать синоптическое положение, а методика анализа предполагает ручное построение карт, то есть выполнение параллельных ручных рабочих операций по преобразованию исходной метеорологической информации. Это положение не исключительная характеристика синоптической метеорологии. И в других науках, связанных с диагностикой (медицина, геология), возникает аналогичное положение. При этом требуется найти эффективные пути для интеллектуального обмена данными между ЭВМ и лицом, принимающим решения.

В современных вычислительных метеорологических системах разрешение противоречия между методами преобразования информации ЭВМ и человеком зачастую сводится к формальным признакам: считается, что ЭВМ оперирует с таблицами чисел, а человек — с двумерными изображениями полей (картами). Из этого делается вывод: достаточно усовершенствовать технические

средства графического ввода — вывода информации и проблема взаимного обмена информацией между синоптиком и автоматической прогнозирующей линией будет решена. К сожалению, с синоптической точки зрения это неверно. Достаточно сказать, что при групповой экспертизе (обсуждении прогноза) синоптики не молчат, рисуя друг другу карты, а ведут интенсивный диалог на специальном языке, описывающем текущую ситуацию и процессы, модифицирующие ее. Таким образом, помимо технических проблем существует и специфическая научная проблема — превратить ЭВМ в интеллектуального партнера, лицо, принимающее решение о прогнозе.

Сходные проблемы в других отраслях науки управления технологическими процессами решаются в настоящее время с помощью нового типа программ для ЭВМ — так называемых «экспертных систем». Создание программ типа экспертных систем интенсивно ведется во всем мире в рамках коммерческого применения научных разработок из области искусственного интеллекта. Представление об экспертных системах и их применении можно найти, например, в книге Д. Уотермена [2]. Отметим только, что в состав экспертных систем входят три компонента: факты, правила и механизм вывода. Они соответствуют, с точки зрения метеоролога-прогнозиста, множеству эвристических и алгоритмических способов обработки данных и множеству методов и частных методик композиции диагностических и прогностических структур.

С нашей точки зрения, важно отметить, что наука о прогнозах погоды — синоптическая метеорология — с самого начала ее оформления в виде учебной дисциплины для студентов содержала в себе все компоненты экспертной системы [3]. Поэтому анализ понятий синоптической метеорологии с позиций экспертных систем имеет не только прикладное, но и фундаментальное значение. При этом совершенствуется методический базис науки, выявляется более четко ее аксиомат и содержание научных выводов. Однако в данной статье мы не преследуем цель рассмотреть синоптическую метеорологию с этих позиций. Наша задача гораздо более скромна. Ниже будет сделана попытка сформулировать правила анализа одиночного экземпляра базы метеорологических данных — вектора состояния атмосферы в заданной географической точке. Этот вектор в данном контексте представлен компонентами, составляющими содержание традиционных метеорологических телеграмм: приземных (код КН-01) и аэрологических (код КН-04). Учет данных других метеорологических сообщений в векторе состояния может быть произведен без принципиальных затруднений и частично нами произведен.

Как можно использовать подобный подход? По нашему мнению, он будет полезен при создании экспертных систем интерпретации результатов выполнения рабочих операций технологического цикла краткосрочного прогноза погоды. Цель этих экспертных систем — представить дежурному синоптику контрольную

информацию о ходе обработки данных в наиболее профессионально понятной форме, то есть форме комплексного описания синоптической структуры процесса. Элементами структуры являются следующие объекты: а) макросиноптический процесс, определяющий фон над исследуемым естественным синоптическим районом; б) действующий синоптический объект, определяющий изменения погоды над конкретным административным районом; в) воздушная масса (фронт), определяющая тип погоды над пунктом в период действия прогноза; г) наличие мезомасштабных синоптических структур, определяющих отклонения от типичного хода в развитии погоды над заданным пунктом. Все эти объекты находятся в иерархической связи и представляются в каждом отдельном случае совокупностью конкретных экземпляров — представителей. Отметим, что не все объекты можно однозначно определить, пользуясь информацией лишь одного типа. Например, невозможно однозначно установить макросиноптический процесс, используя лишь приземные данные метеостанций за один срок наблюдений; невозможно определить, опираясь только на эти данные, наличие и вид мезосиноптической системы.

Вместе с тем особенности действующих синоптических объектов выявляются именно по приземной карте погоды. Однако в экстремальных условиях, когда по каким-либо причинам в распоряжении прогнозиста нет синоптической карты или она составлена по данным чрезвычайно редкой сети станций, синоптическое положение приходится оценивать без карт погоды. Экстремальные условия могут, например, возникать на судне и на отдаленных островах в океане, в пустынных и полярных районах с очень редкой сетью станций, при отсутствии по какой-либо причине или отказе средств связи, при некачественном приеме факсимильных синоптических карт или в каких-либо еще нештатных ситуациях. Можно ли проводить такие оценки? На наш взгляд, можно, хотя оценка заведомо будет менее точной, чем при наличии карты.

Обратимся сначала к стандартным ситуациям. Известно, [3], что с каждым синоптическим объектом — барическим образованием — связано совершенно определенное пространственное распределение условий погоды: циркуляция (скорость и направление ветра); поле давления, поле барических тенденций, поле влажности, облачности и осадков, ход температуры. Синоптики уже давно «разбили» каждую барическую систему на несколько частей, в каждой из которых есть некий стандартный набор наблюдаемых элементов погоды, значения которых колеблются в небольших пределах. Поэтому по наблюдениям даже в одной точке можно определить, какая часть и какого синоптического объекта действует в данном пункте в данное время. Привлекая данные температурно-ветрового зондирования в том же пункте, можно определить, насколько устойчива воздушная масса, из которой сформирован данный синоптический объект, в какой стадии раз-

вития он находится, в каком приблизительно направлении он перемещается. Более того, по методу, изложенному в [4], можно вычислить вертикальные движения на различных поверхностях и по ним судить об интенсивности (стадии развития) данного объекта.

Сравнивая значения температуры и влажности у земли и на стандартных уровнях, наблюдаемые в данный момент времени, с их климатическими нормами, можно определить тип воздушной массы: теплая, холодная, влажная, сухая. Таким образом, у нас будет полная информация об основных свойствах воздушной массы.

Данные радиолокационных и спутниковых наблюдений помогут выяснить мезомасштабные особенности объекта. Существенным дополнением являются данные акустического зондирования.

Алгоритм опознания текущей ситуации в стандартных случаях [3] можно представить следующим образом:

а) измеренное значение атмосферного давления P сравнивается с его климатической нормой для данного пункта и времени P_N . $P < P_N$ означает, что в данном районе действует область пониженного давления, $P > P_N$ — повышенного, $P \approx P_N$ — переходная зона между областью повышенного и пониженного давления. Последний случай может относиться также к барической седловине. Различить переходную зону от седловины помогут данные о ветре. Для переходной зоны характерны значительные скорости ветра (≥ 6 м/с), для седловины — слабые ветры (≤ 3 м/с). Остается некая неопределенность при ветрах от 3 до 6 м/с.

В случае подвижного барического поля разрешение указанной неопределенности может быть осуществлено путем использования характеристики барической тенденции. Если имеет место непрерывный рост или непрерывное падение давления, данный пункт находится в переходной зоне; если же рост сменяется падением (ровным ходом) или падение — ростом (ровным ходом), то мы находимся в барической седловине.

В случае стационарно барического поля установить различие сколько-нибудь надежно объективным путем не удастся, но для прогнозирования погоды это существенного значения не имеет;

б) измеренное направление ветра указывает, в какой части барического образования находится данный пункт в текущий момент времени.

Южные и юго-восточные ветры указывают на переднюю часть циклона (ложбины), если $P < P_N$, или на тыловую часть антициклона (гребня), если $P > P_N$.

Северные и северо-западные ветры при $P < P_N$ указывают на тыловую часть циклона (ложбины) или, при $P > P_N$, на переднюю часть антициклона (гребня).

Восточные и северо-восточные ветры характерны для южной части антициклона при $P > P_N$ или для северной части циклона при $P < P_N$. Сильные северо-восточные ветры при $P \approx P_N$, как

правило, наблюдаются в переходной зоне между антициклоном, расположенным к северу от данного пункта, и циклоном, расположенным к югу от данного пункта.

Значительно сложнее определить ситуацию при западных и юго-западных ветрах. В циклоне ($P < P_N$) они могут относиться как к теплому сектору, так и к тыловой части, в антициклоне ($P > P_N$) — к северной и к северо-западной периферии (первая — нормальная антициклоническая область, вторую же называют «гнилым углом» антициклона).

Некоторую помощь могут оказать значения барической тенденции, скорости ветра, количество и тип облаков. При близких к нулю барических тенденциях и скорости ветра ≤ 5 м/с (при малых колебаниях скорости ветра), западные и юго-западные ветры наблюдаются в теплых секторах циклонов ($P < P_N$) и на северной периферии антициклонов $P > P_N$. Как правило, в холодный сезон в ночное время при этом наблюдаются облака слоистых форм, в теплый сезон чаще всего безоблачная погода, а в дневное время спокойные облака *Ci hum*.

Рост давления, сильный порывистый ветер и «рванные» облака (или резко меняющаяся облачность) указывают на тыловую часть циклона (ложбины). Падение давления и слоистая и слоисто-дождевая облачность со слабым и умеренным дождем — на северо-западную часть антициклона.

Несколько проще определить при $P \approx P_N$; в этом случае наблюдается переходная зона (а при слабых ветрах — седловина) между антициклоном, расположенным к югу (юго-западу) от данного пункта, и циклоном — к северу (северо-востоку);

в) данные температурно-ветрового зондирования дают возможность определить стадию развития синоптического объекта. Сильные (≥ 15 м/с) юго-западные и западные ветры над областями пониженного давления и северо-западные и западные — над областями повышенного давления указывают на то, что данное барическое образование увеличивает свою интенсивность, т. е. циклон находится в стадии углубления, а антициклон — в стадии усиления. Исключение составляют южная часть циклона (теплый сектор) и северо-восточная периферия антициклона. Здесь в любой стадии в стандартных случаях должны наблюдаться юго-западные или западные ветры в циклонах и северо-западные ветры в антициклонах. Некоторую помощь в разрешении этой неопределенности могут оказать результаты расчета вертикальных движений за данный и предшествующие сроки и данные об изменении высот изобарических поверхностей 700 и/или 500 гПа: $\frac{\partial H}{\partial t} > 0$ — антициклон в стадии усиления, $\frac{\partial H}{\partial t} < 0$ —

циклон в стадии углубления, антициклон в стадии разрушения.

Следует, однако, заметить, что изменение геопотенциала и вертикальных движений от срока к сроку обычно не очень значи-

тельное и часто соизмеримо с ошибками наблюдений (вычислений). Поэтому данные о направлении ветра более надежны.

Если ветры на уровнях 850* гПа и 500 гПа мало отличаются по направлению ($\leq 20^\circ$), а на верхних уровнях существенно больше по скорости, то данное барическое образование находится в стадии максимального развития или близкой к ней.

В стадии разрушения антициклона и заполнения циклона изменения ветра с высотой (между 850 гПа и 500 гПа) как по скорости, так и по направлению становятся минимальными.

Общее правило. Большие изменения ветра с высотой (от верхней границы слоя трения до 500 гПа) означают стадию развития барического образования. Чем меньше эти изменения, тем ближе данное образование к распаду.

Из синоптической практики известно, что развивающиеся синоптические объекты подвижны. По мере «старения» их подвижность уменьшается. В стандартных случаях молодой циклон и антициклоническое «ядро» перемещаются со скоростями 40—50 км/ч, к стадии максимального развития их скорость уменьшается до 10—15 км/ч, в стадии заполнения они, практически, неподвижны. Генеральное направление перемещения в ранней стадии развития соответствует направлению ветра на уровне 500 гПа.

Особый интерес для прогнозиста представляет положение центральной части барического образования относительно данного пункта и возможность прохождения ее через пункт. В соответствии с моделью циклона [3] решить такую задачу можно по данным о направлении ветра на уровне 1 и 5 км. В случаях, когда направление ветра на уровне 1 км от 1° до 90° и от 260° до 360° , данный пункт находится в тыловой части циклона, и прохождение центральной части ему не угрожает. Исключение составляют южные и ныряющие циклоны, но эти случаи выходят из ряда стандартных. В антициклонах, согласно [3], аналогичная ситуация имеет место при направлении ветра на уровне 1 км от 90° до 270° . При направлениях ветра на уровне 1 км от 250° до 200° в циклонах и от 20° до 80° в антициклонах центральная часть находится к северо-западу от данного пункта, при направлениях ветра 170° — 200° в циклонах и 350° — 360° — 10° в антициклонах — к западу от данного пункта, при направлении ветра 160° — 80° в циклонах и 340° — 250° в антициклонах — к юго-западу от пункта. Вопрос о прохождении центральной части барического образования через данный пункт решается простым сравнением направлений ветра на уровнях 1 и 5 км. Если разность $d_5 - d_1 = 70^\circ \dots 110^\circ$, следует ожидать прохождение центральной части барического образования через пункт; если $d_5 - d_1 = 120^\circ \dots 130^\circ$ или $d_5 - d_1 = 50^\circ \dots 60^\circ$, прохождение центральной части барического образования возможно; при прочих разно-

* Лучше использовать данные о ветре на высоте около 1 км.

стях встречи с центральной частью не произойдет. Время прохождения центральной части определяется ее расстоянием от данного пункта и скоростью смещения барического образования. Наибольший интерес представляет прохождение центральной части циклона. Промежуток времени от исходного срока до подхода центральной части циклона приближенно можно вычислить как

$$\tau = \frac{P_0 - P_{\text{ц}}}{P_t},$$

где P_0 — давление, наблюдаемое в данном пункте; $P_{\text{ц}}$ — давление в центре циклона. В стандартных циклонах умеренных широт оно колеблется от 990 до 995 гПа;

$$P_t = \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\Delta P}{\Delta t} \text{ — барическая тенденция.}$$

Следует иметь в виду, что в развивающихся циклонах использование тенденции приводит к некоторому искажению результатов, так как тенденция отражает не только процесс перемещения барического поля, но и процесс углубления циклона. Поэтому дополнительно можно воспользоваться следующим выражением:

$$\tau_1 = \frac{P_0 - P_{\text{ц}}}{\rho l V_1 0,6 V_5}.$$

Расстояние до центра циклона

$$L = \frac{P_0 - P_{\text{ц}}}{\Delta P / \Delta n},$$

$$\frac{\Delta P}{\Delta n} = \rho l V.$$

Скорость движения циклона

$$C_{\text{ц}} = 0,6 V_5,$$

$$\tau_1 = \frac{L}{C_{\text{ц}}} = \frac{P_0 - P_{\text{ц}}}{\rho l V_1 0,6 V_5}.$$

Если τ_1 и τ оказываются одинаковыми, то искажений не ожидается. Если они сильно отличаются, то

$$\tau_{\text{ист}} = \frac{\tau_1 + \tau}{2};$$

г) по данным зондирования (радио-, акустического или лазерного) устанавливаются основные свойства воздушной массы. При этом в первую очередь желательно вычислить какой-либо объект

тивный показатель устойчивости, например, показатель эквивалентно-статической устойчивости для нижнего 2-километрового слоя:

$$\Gamma_e = \frac{\theta}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial z}.$$

Далее возможны следующие случаи (рисунок);

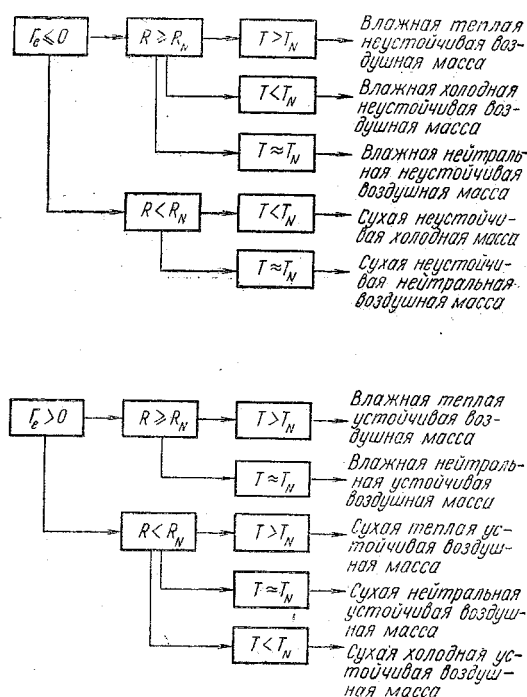


Схема объективного установления свойств воздушных масс по данным вертикального зондирования

д) тип барического образования и свойства воздушной массы определяют возможные мезомасштабные особенности метеорологических полей. Однако обнаруживаются эти особенности по наблюдениям МСЗ и радиолокаторов [5—8].

Системы мелкой конвекции на изображениях с МСЗ дают достаточно надежную информацию о типе воздушной массы. Открытые конвективные ячейки характерны для холодной неустойчивой воздушной массы; закрытые — для теплой воздушной массы, располагающейся над холодной подстилающей поверхностью.

Системы глубокой конвекции: отдельные Св, гряды Св масштаба мезо-β, линии шквалов, мезомасштабные конвективные

комплексы (облачные скопления) достаточно хорошо прослеживаются на снимках с МСЗ (особенно с геостационарных спутников), но точная их локализация возможна только с помощью радиолокационных средств. Последние помогают обнаруживать даже детали, например, фронт порывистости.

Мезомасштабные полосы осадков, располагающиеся в зонах осадков в циклонах, обнаруживаются только с помощью радиолокаторов. ВСЗ часто «не видят» этих полос, замаскированных сверху другими облаками.

Мезомасштабные вихри обнаруживаются на изображениях с МСЗ, однако их детальная структура доступна только сети радиолокационных станций.

Обнаружить возникновение облаков на бризовом фронте и следить за ними можно лишь с помощью наблюдательного комплекса радиолокатор — МСЗ.

Обнаружение мезомасштабных структур и слежение за ними — нестандартная операция. Она еще больше усложняется, когда нестандартно развиваются более крупные процессы. В этих случаях обычные рутинные методы анализа синоптического положения, описанные выше, становятся непригодными. Важно вовремя обнаружить нестандартное развитие процесса.

Выявление нестандартности уже само по себе не может быть стандартным. Если стандартных процессов десятки, то отклонений от них — тысячи. О нестандартности развития процесса можно, например, судить по временному коду элементов погоды (ЭП). Каждый ЭП в обычных (стандартных) условиях имеет определенную закономерность своего изменения в пределах наблюдаемого синоптического объекта. Если наблюдаемый код не соответствует тому, который должен быть, следовательно, процесс развивается нестандартно. Рассмотрим пример. Пусть в некотором пункте наблюдения сообщают о северо-западном ветре умеренной силы и падении давления. В следующий срок отрицательная тенденция стала еще больше, а ветер усилился. Обычно северо-западный ветер наблюдается в тылу циклона (или в передней части антициклона), где давление обычно растет. В данном случае оно падает, а ветер усиливается. Процесс явно аномален. Возможны по крайней мере, три варианта его оценки:

1. Выход южного циклона.
2. Выход аномального циклона с востока или юго-востока (крайне редкая ситуация).
3. Быстрая регенерация старого заполняющегося циклона.

В первом и третьем случаях падение давления должно через 6—12 ч прекратиться, но в первом случае ветер еще более усилится и станет западным или юго-западным, будут наблюдаться обильные и продолжительные осадки, а в третьем случае в ближайшие 6—9 ч ветер не изменится, а облака и осадки будут характерными для тыла циклона. Во втором же случае наряду

с сильными, как правило, обложными осадками ветер будет продолжать усиливаться и только через 18—20 ч начнется рост давления и изменение ветра на южный — юго-западный.

В заключение нам представляется целесообразным привести основные выводы.

1. Поскольку прогностические операции выполняются синоптиком и ЭВМ на основе единой системы информационного обеспечения, то имеются предпосылки для повышения эффективности прогноза в режиме диалога.

2. Возникновение экспертных систем позволяет ставить вопрос о создании программных средств интерпретации текущей информации, преобразуемой ЭВМ, в форму, доступную для контроля и коррекции человеком.

3. Предварительное распознавание основных синоптических структур может быть осуществлено в таких экспертных системах на основе имеющихся сведений синоптической метеорологии. Синоптик может внести коррективы в типизацию, используя эвристические методы и на основе дополнительной информации.

4. Разработка конкретных программных средств для решения этих задач будет способствовать развитию не только технологии и алгоритмов прогноза погоды, но и прогрессу в области синоптической метеорологии как теоретической базы будущих экспертных систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Русин И. Н. Современные методы метеорологических прогнозов. — Л., изд. ЛГМИ, 1987. — 96 с.
2. Уотермен Д. Руководство по экспертным системам. — М.: Мир, 1989. — 388 с.
3. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 711 с.
4. Тараканов Г. Г. Расчет вертикальных движений в атмосфере для района антарктической станции Мак-Мердо. Информационный бюллетень Советской Антарктической экспедиции, вып. 45. — М.: Транспорт, 1964, с. 39—42.
5. Bzowning K. A. Nowcasting — London, Academic Press, 1982, 256 p.
6. Mesoscale analysis and forecasting, Proc. Internat. Symp. Vancouver, Canada, 17—19 August 1987. — 696 p.
7. Nowcasting. Mesoscale observations and short — range prediction. Proc. Internat. IAMAP Symp., 25—28 August 1981, Hamburg. — 415 p.
8. Nowcasting II. Mesoscale observations and very — short — range weather forecasting, Proc. Second Internat. Symp. on Nowcasting, Norrköping, Sweden, 3—7 September 1984. — 524 p.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЭКОНОМИИ ТОПЛИВНЫХ РЕСУРСОВ В ТЕПЛОЭНЕРГЕТИКЕ

Функционирование топливно-энергетического комплекса страны связано с созданием, размещением и эксплуатацией энергетических объектов в целях эффективного энергоснабжения народного хозяйства. Для этого осуществляется массовое извлечение и преобразование невозобновляемых топливно-энергетических природных ресурсов. Особенно быстро истощается углеводородное топливо. Оно может быть исчерпано за 50—60 лет [7]. В то же время ежегодно на теплоэлектростанциях сжигаются сотни миллионов тонн различных видов топлива. Около 50 городов с населением равным и более 0,5 млн человек (на 1989 г.) постоянно испытывают энергетические потребности за счет промышленных и демографических процессов. В систему централизованного теплоснабжения вводятся новые теплоэлектроцентрали (ТЭЦ), работающие на органическом топливе. Отсюда очевидно то значение, которое придется сейчас стратегии энергосбережения и прежде всего в теплоэнергетике.

В решении этой столь масштабной народнохозяйственной проблемы особое место занимает рациональное использование метеорологической информации [1, 2, 3, 4, 6, 9, 11]. На основании ее планируются запасы топлива по климатическим зонам, городам и ТЭЦ, корректируются планы по выработке тепла и электроэнергии, регулируются рабочие мощности энергосистем в пределах экономических районов, выводится оборудование энергоисточников на ремонт и профилактику, ведутся другие виды работ.

Наиболее широкое применение находят ежедневные метеорологические прогнозы [6, 8, 11]. Задание режима работы ТЭЦ, согласно прогнозу температуры воздуха и скорости ветра, позволяет более рационально использовать топливо и с меньшими издержками обеспечивать теплом жилые дома, общественные здания и промышленные предприятия.

Остановимся далее на основных результатах исследований по данной проблеме, выполненных в ЛГМИ на кафедре метеорологических прогнозов. Научные исследования по проблеме оптимизации использования прогнозов температуры воздуха для ТЭЦ начаты здесь в 1984 г. В работе автора [10, 11] уже приводились некоторые результаты этих разработок применительно к теплоэлектроцентралям ряда городов страны. В последующие годы были выполнены исследования по более уточненным теплотехническим параметрам ТЭЦ, что позволило получить представление о возможных тепловых потерях на них, более близкое к действительности. Результаты и выводы, полученные при этом, приведены в данной статье.

Регулирование расхода тепла предусматривает постоянное изменение температуры воды в системе отопления в соответствии с температурным графиком [5, 11], отражающим расход тепла Q в зависимости от ожидаемых среднесуточных значений температуры наружного воздуха и скорости ветра. В реальных условиях вследствие значительной тепловой инерционности теплоцентрали подстройка режима работы ТЭЦ осуществляется в расчете на ожидаемые среднесуточные значения $\bar{t}$ и $\bar{V}$, то есть с некоторым упреждением во времени. Это обусловлено главным образом тем, что расстояние, на которое транспортируется тепло в системах централизованного теплоснабжения, может достигать нескольких десятков километров.

В работах [6, 11] было показано, что отклонения расходов тепла Q_t от тех, которые предусматриваются прогнозом, носят случайный характер и возникают вследствие ошибок регулирования. Случайные отклонения тепловой нагрузки вызывают или перерасход тепла на отопление Q_n , или недодачу тепла потребителям Q_n , средние значения которых определяются соответственно по следующим формулам:

$$Q_n = \int_{\Delta Q_0}^{\Delta Q_n^{\max}} \frac{\Delta Q_n}{\sqrt{2\pi} \sigma_{\Delta Q}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Q_n + \Delta Q_{np}}{\sigma_{\Delta Q}} \right)^2 \right] d(\Delta Q_n) =$$

$$= \frac{\sigma_{\Delta Q}}{\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Q_0 + [Q_p^r / (t_n - t_p)] \Delta t_{np}}{\sigma_{\Delta Q}} \right)^2 \right] -$$

$$- \frac{Q_p^r}{t_n - t_p} \Delta t_{np} \left[\frac{1}{2} - \Phi \left(\frac{\Delta Q_0 + [Q_p^r / (t_n - t_p)] \Delta t_{np}}{\sigma_{\Delta Q}} \right) \right] \quad (1)$$

$$Q_n = \int_{\Delta Q_0}^{\Delta Q_n^{\max}} \frac{\Delta Q_n}{\sqrt{2\pi} \sigma_{\Delta Q}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Q_n - \Delta Q_{np}}{\sigma_{\Delta Q}} \right)^2 \right] d(\Delta Q_n) =$$

$$= \frac{\sigma_{\Delta Q}}{\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta Q_0 - [Q_p^r / (t_n - t_p)] \Delta t_{np}}{\sigma_{\Delta Q}} \right)^2 \right] +$$

$$+ \frac{Q_p^r}{t_n - t_p} \Delta t_{np} \left[\frac{1}{2} - \Phi \left(\frac{\Delta Q_0 - [Q_p^r / (t_n - t_p)] \Delta t_{np}}{\sigma_{\Delta Q}} \right) \right], \quad (2)$$

где $\sigma_{\Delta Q}$ — среднеквадратическое отклонение расхода тепла; ΔQ_0 — погрешность контроля расхода тепла; Q_p^r — расчетная тепловая нагрузка ТЭЦ; t_n — расчетная температура воздуха в отоп-

ливаемых зданиях соответствующей категории (t_n принята равной 18°C); t_p — расчетная температура наружного воздуха (для Ленинграда, например, $t_p = -26^\circ\text{C}$); Δt_{np} — ошибка прогноза температуры воздуха (или Δt_{np}^* — ошибка эффективной температуры воздуха).

Зависимость отпуска тепла на отопление от погодных условий позволяет установить метеорологические потери ТЭЦ, которые согласно определению Е. Е. Жуковского [4], возникают вследствие отклонения фактических погодных условий от тех, в расчете на которые планируются хозяйственные мероприятия.

Общие потери, вызванные перерасходом и недодачей тепла, определяются по формуле вида

$$S(\Delta t_{np}) = \tau [c_n Q_n + c_n Q_n], \quad (3)$$

где τ — период времени, в течение которого производится отопление в соответствии с прогнозом среднесуточной температуры воздуха (или средней эффективной температуры); c_n — стоимость выработки тепла, c_n — масштаб потерь в случае недодачи тепла.

Итак, функции тепловых потерь (1) — (2) и функция метеорологических потерь (стоимостное выражение тепловых потерь) (3) дают полное аналитическое описание зависимости работы ТЭЦ от метеорологических величин, которое следует рассматривать как своего рода метеоролого-экономический паспорт ТЭЦ. Функции тепловых и метеорологических (стоимостных) потерь применимы для любого теплового источника, использующего любой вид топлива, и позволяют установить оптимальную стратегию использования прогнозов температуры (или эффективной температуры) воздуха в целях разработки технологии экономически эффективного режима отопления.

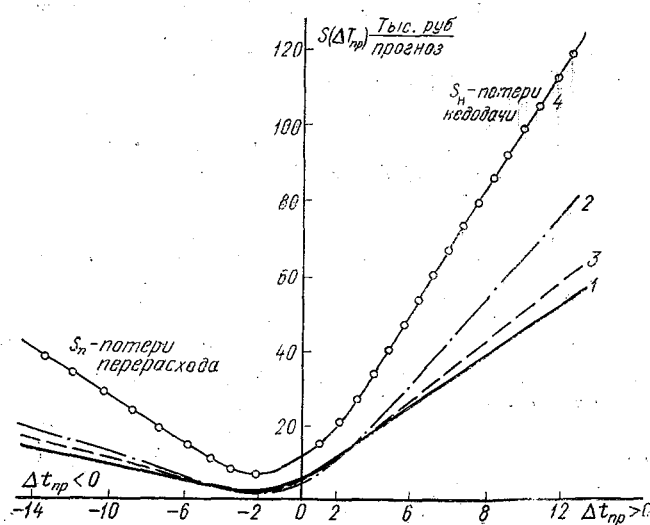
Ниже рассмотрим результаты расчетов метеорологических и теплотехнических параметров ТЭЦ для некоторых городов страны (табл. 1). Рассматриваемые ТЭЦ расположены в различных климатических зонах. Температурный режим ($\bar{t}$, σ_t) в отопительные сезоны 1981—1987 гг. имеет определенные различия по ЕТС, более заметно при этом выделяется холодная зима 1986—1987 гг. (в Ленинграде $\bar{t} = -4,8^\circ\text{C}$). Характерно, что на всех ТЭЦ независимо от этого выполняется достаточно хорошая подстройка теплоносителя Δt_b к фактической температуре воздуха t (соответственно и к ожидаемой). Коэффициент корреляции $r(t, \Delta t_b)$ на ЕТС, как видим, достигает — 0,9 и более.

Среднеквадратическое отклонение тепловых затрат $\sigma_{\Delta Q}$ колеблется от 11 до 79 МВт/ч, что составляет 7—9% от максимально возможных расходов тепла на теплоэлектроцентралях.

Метеорологические и теплотехнические параметры ТЭЦ ряда городов страны

Город	Отопитель- ные сезоны	Q_p^T МВт/ч	c_n руб/МВт	$c_n =$ ac_n	t_p °C	$\bar{t}$ °C	σ_t °C	$\Delta \bar{t}_B$ °C	r	σ_r	$\frac{\sigma_{\Delta Q}}{\text{МВт/ч}}$	$\sim \sigma_{\Delta Q}$	$ \Delta \bar{t}_{np} $ °C	
Ленинград (ТЭЦ-2)	1981—1986	349	4,6	$3c_n$	-26	-1,0	7,4	35,7	6,2	-0,87	$\pm 0,018$	20,2	0,13	8,0
	1984—1985	349	4,6	$4c_n$	-26	-4,0	10,4	33,2	9,3	-0,89	$\pm 0,006$	26,3	0,15	10,0
	1985—1986	349	4,6	$4c_n$	-26	-2,3	8,8	31,4	8,8	-0,94	$\pm 0,008$	21,0	0,13	8,0
Ленинград (ТЭЦ-7)	1986—1987	349	4,6	$4c_n$	-26	-4,8	10,2	32,5	9,2	-0,84	$\pm 0,019$	29,6	0,16	11,0
	1982—1985	409	4,2	$3c_n$	-26	-1,8	7,0	33,3	6,6	-0,85	$\pm 0,019$	26,1	0,14	8,0
	1985—1986	409	4,9	$5c_n$	-26	-1,5	8,0	35,0	8,2	-0,93	$\pm 0,009$	25,3	0,14	8,0
Ленинград (ТЭЦ-7)	1986—1987	409	4,9	$5c_n$	-26	-4,8	9,5	37,0	9,3	-0,89	$\pm 0,016$	31,4	0,15	10,0
	1986—1988	873	5,8	$4c_n$	-32	-4,6	10,4	35,0	7,5	-0,93	$\pm 0,008$	47,9	0,12	8,0
	1986—1988	302	6,2	$4c_n$	-27	-2,2	7,9	38,9	13,3	-0,97	$\pm 0,003$	18,3	0,14	8,0
Куйбышев (ТЭЦ)	1981—1986	215	4,3	$2c_n$	-27	-6,3	7,8	33,9	8,8	-0,60	$\pm 0,026$	22,8	0,20	14,0
	1981—1987	151	4,3	$5c_n$	-27	-4,7	7,9	31,8	8,6	-0,99	$\pm 0,001$	10,6	0,14	10,0
	1982—1987	197	5,9	$4c_n$	-18	1,4	6,7	30,4	7,3	-0,89	$\pm 0,014$	11,8	0,13	7,0
Киров (ТЭЦ-4)	1981—1986	320	5,9	$4c_n$	-33	-2,8	11,7	45,0	8,8	-0,93	$\pm 0,008$	24,7	0,19	12,0
	1985—1986	879	5,2	$3c_n$	-22	1,0	8,0	30,0	9,0	-0,88	$\pm 0,015$	79,1	0,21	11,0
	1986—1987	879	5,2	$3c_n$	-22	-2,0	8,0	33,0	9,0	-0,89	$\pm 0,014$	63,9	0,15	9,0
Рига (ТЭЦ-2)	1985—1986	698	5,8	$5c_n$	-20	1,6	7,1	28,0	8,9	-0,91	$\pm 0,011$	40,8	0,14	7,0
	1986—1987	698	5,8	$5c_n$	-20	-0,4	9,4	26,0	10,3	-0,89	$\pm 0,015$	45,6	0,14	7,0
Харьков (ТЭЦ-5)	1985—1986	757	5,5	$3c_n$	-23	2,0	9,0	32,0	10,0	-0,88	$\pm 0,014$	67,6	0,23	10,0
	1986—1987	757	5,5	$3c_n$	23	-3,0	8,0	37,0	9,0	-0,97	$\pm 0,004$	71,8	0,23	12,0

Для заданных ошибок прогноза среднесуточной температуры воздуха $\Delta t_{\text{пр}}$ с учетом $\sigma_{\Delta Q}$ рассчитаны функции тепловых $Q_{\text{п}}$ и $Q_{\text{н}}$ и метеорологических $S(\Delta t_{\text{пр}})$ потерь. На рисунке приведены функции метеорологических потерь ТЭЦ $S(\Delta t_{\text{пр}})$ за отопительный сезон 1986—1987 гг. (известная холодная зима на ЕТС) по ряду городов, близко расположенных к меридиану 30° в. д. Асимметричность функций $S_{\text{п}}$ и $S_{\text{н}}$ отражает различия последствий перерасхода тепла и недодачи его потребителям, выраженных отношением $c_{\text{п}}/c_{\text{н}}$ (табл. 1). Минимум потерь приходится на ошибку прогноза температуры воздуха, равную -2°C , что отвечает условию оптимального перерасхода.



Функции метеорологических потерь на ТЭЦ за отопительный сезон 1986—1987 гг.: 1 — Ленинград (ТЭЦ-3); 2 — Ленинград (ТЭЦ-7); 3 — Мурманск (ТЭЦ); 4 — Киев (ТЭЦ-3)

Экономический эффект использования методических прогнозов на ТЭЦ определяется путем сравнения средних (в статистическом смысле) потерь $R_{\text{м}}$ с теми, которые были бы возможны, если бы потребитель ориентировался на инерционные прогнозы $R_{\text{ин}}$. Снижение потерь $\Delta R_{\text{м}} = R_{\text{ин}} - R_{\text{м}}$ есть величина сэкономленных материальных ценностей, включая потери, связанные с перерасходом топлива [9]. Оптимальное использование методических прогнозов посредством введения поправки в прогноз, равной $\Delta t_{\text{пр}} = -2^\circ\text{C}$, позволяет снизить общие потери на ТЭЦ на величину заметно большую, равную $\Delta R_{\text{мо}}$.

Экономический эффект при стратегии доверия прогнозам устанавливается по формуле вида [9]

$$\mathcal{E}_m = \beta N (R_{ин} - R_m - \mathcal{Z}_{пп}) \quad (4)$$

и аналогично в случае оптимальной стратегии

$$\mathcal{E}_{мо} = \beta N (R_{ин} - R_{мо} - \mathcal{Z}_{пп}). \quad (5)$$

В формулах (4) и (5) $\beta = 0,1$ — коэффициент долевого участия системы Госкомгидромета в получении экономического эффекта; $\mathcal{Z}_{пп}$ — стоимость прогностической информации.

В табл. 2 приведены результаты оценки экономического $\mathcal{E}_m$ использования прогнозов среднесуточной температуры воздуха на ТЭЦ ряда городов. Величина $\mathcal{E}_m$ меняется в пределах от 6 до 160 тыс. руб. за отопительный сезон, что главным образом определяется различием успешности методических и инерционных прогнозов. В ином пересчете это составляет экономию условного топлива до 6 тыс. тонн или с учетом только перетопа — до 2 тыс. тонн только на одной ТЭЦ. Приближенная оценка экономической полезности оперативных методических прогнозов по территории страны показывает следующее. Будем полагать, что в крупных городах страны (их более 50) имеется не менее двух ТЭЦ с тепловой мощностью около 500 МВт. По нашим оценкам экономический эффект $\mathcal{E}_m$ в среднем составляет около 50 тыс. руб. за отопительный сезон, а из расчета оценки только перерасхода — около 17 тыс. руб. Тогда экономический эффект только за счет снижения перерасхода топлива составит около 1 млн 700 тыс. руб. Оценивая тонну условного топлива в 20—30 руб., получаем экономию топлива в 50—80 тыс. тонн. Приращение экономического эффекта $\Delta \mathcal{E}_{мо}$ за счет оптимизации прогнозов составляет, по данным табл. 2, в среднем для одной ТЭЦ около 45 тыс. руб. за отопительный сезон. Применительно только к перерасходу — соответственно около 15 тыс. руб. Следовательно, дополнительно добавляется почти столько же, а значит, сбережение топлива достигает около 3 млн руб. или около 100—160 тыс. тонн условного топлива.

Развитие народного хозяйства и решение энергетической программы, в частности, потребуют дальнейшего совершенствования технологии использования оперативных прогнозов погоды, более полного использования потенциальных возможностей отечественной службы прогнозов.

Таблица 2

Оценка экономического эффекта прогнозов среднесуточной температуры воздуха на ТЭЦ ряда городов страны

Город (ТЭЦ)	Отопитель- ные сезоны	Число дней $N; (\overline{N})$	Средние потери, тыс., руб./прогноз			Приращение, ΔR , тыс., руб./прогноз		Экономический эффект [9] за сезон (при $\beta=0,1$), тыс. руб.		
			$R_{ин}$	$R_{м}$	$R_{мо}$	$\Delta R_{м}$	$\Delta R_{мо}$	$\Sigma_{м}$	$\Sigma_{мо}$	$\Delta \Sigma_{мо}$
Ленинград (ТЭЦ-2)	1981—1986	(201)	5,50	4,20	3,94	1,30	1,56	25,91	31,16	5,23
Ленинград (ТЭЦ-3)	1984—1985	252	8,51	5,80	5,18	2,71	3,33	68,04	83,66	15,62
	1985—1986	231	5,60	4,34	3,89	1,26	1,71	28,88	39,27	10,39
	1986—1987	245	9,59	6,63	6,11	2,96	3,48	72,28	85,02	12,74
Ленинград (ТЭЦ-7)	1982—1985	(202)	6,70	5,53	4,93	1,37	1,77	27,47	35,55	8,08
Ленинград (ТЭЦ-7)	1985—1986	206	7,14	5,23	3,64	1,91	3,50	34,14	71,89	32,75
	1986—1987	179	8,52	6,37	4,16	2,15	4,36	38,31	77,87	39,56
Архангельск (ТЭЦ)	1986—1988	(272)	11,43	11,03	7,58	0,40	3,85	10,61	104,45	93,84
Мурманск (ТЭЦ)	1986—1988	(304)	8,67	6,83	4,99	1,84	3,68	55,63	111,57	55,94
Куйбышев (ТЭЦ)	1981—1986	(185)	2,10	1,68	1,62	0,42	0,48	7,59	8,70	1,11
Куйбышев (ГРЭС)	1981—1987	(200)	3,27	2,97	1,76	0,30	1,51	5,80	30,00	24,20
Калининград (ТЭЦ)	1982—1987	(206)	5,49	3,98	3,07	1,51	2,42	30,90	49,65	18,75
Киров (ТЭЦ-4)	1981—1986	(249)	8,91	5,13	4,40	3,78	4,51	93,87	112,05	18,18
Киев (ТЭЦ-3)	1985—1986	212	17,21	15,91	11,14	1,40	6,07	29,47	128,47	99,00
	1986—1987	218	17,89	17,64	13,17	0,25	4,72	5,23	102,68	97,45
Рига (ТЭЦ-2)	1985—1986	233	18,00	12,50	9,40	5,50	8,60	125,59	200,17	74,56
	1986—1987	182	23,60	14,60	11,30	9,00	12,30	163,60	223,68	60,08
Харьков (ТЭЦ-5)	1985—1986	242	16,69	15,24	11,17	1,45	5,52	34,85	133,34	98,49
	1986—1987	212	20,71	19,64	15,56	1,07	5,15	22,47	108,97	86,50

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. О хозяйственной полезности гидрометеорологических прогнозов. — Тр. Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 159, с. 101—114.
2. Борисенков Е. П. Проблемы прикладной климатологии. — Метеорология и гидрология. 1985, № 3, с. 5—17.
3. Брагинская Л. Л., Кляшина Л. П. Об экономической эффективности учета характеристик климата при определении норм отопления. — В кн.: Гидрометеорология и народное хозяйство. М.: Гидрометеоиздат, 1976, с. 173—181.
4. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 303 с.
5. Каменев П. Н., Сканава А. Н., Богословский В. Н. и др. Отопление и вентиляция. Ч. I. Отопление. Изд 3-е. Стройиздат, 1975.
6. Карпеев Г. А. О математической модели оценки эффективности краткосрочных прогнозов температуры воздуха. — В кн.: Эффективность гидрометеорологического обслуживания народного хозяйства. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973, с. 45—52.
7. Мелентьев Л. А., Макаров А. А., Виздорчук А. Г. и др. Энергетический комплекс СССР. — М.: Экономика, 1983, с. 263.
8. Монокрович Э. И. Гидрометеорологическая информация в народном хозяйстве. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 175 с.
9. Хандожко Л. А. Оценка экономического эффекта использования метеорологических прогнозов. — В сб.: Физика пограничного слоя атмосферы, 1984, вып. 85, с. 133—142.
10. Хандожко Л. А. Экономические аспекты метеорологического обеспечения народного хозяйства. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 96, с. 83—93.
11. Хандожко Л. А., Вдовин В. Б. Функция метеорологических потерь теплотеоэлектроцентралей. — Тр. ГГО, 1987, вып. 507, с. 15—20.

УДК 556.536

Н. Б. БАРЫШНИКОВ

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ РЕЧНЫХ ПОЙМ

Поймы, по оценкам различных авторов, занимают 2—4% территории СССР, увеличиваясь в отдельных равнинных регионах страны, например в Белоруссии и ряде областей РСФСР, до 6—7%. Близкий процент территории поймы занимают в США 5—6% а во Вьетнаме — 12% и в Венгрии — 25%. Для территории СССР этот процент невелик, хотя значение пойм для народного хозяйства огромно. Это в первую очередь обусловлено их плодородием, обилием пресной воды и широким использованием для строительства различных видов гидротехнических сооружений (мостовых переходов, водозаборов, линий электропередач и других).

В последние годы антропогенное воздействие на поймы непрерывно возрастает, причем центр его тяжести перемещается в восточные регионы страны. В большинстве случаев это воздействие носит негативный характер, особенно при возведении регулирующих водохранилищ и мостовых переходов. Этой проблеме посвящено несколько крупных исследований [1, 2 и др.], в которых приведены конкретные примеры использования пойм и дана оценка негативного воздействия на них гидротехнических сооружений.

Рассмотрим основные наиболее острые проблемы пойм. Их в первом приближении можно разделить на две группы. К первой отнесем проблемы, связанные с использованием пойм в их естественном состоянии. Ко второй — проблемы, возникшие в результате антропогенного воздействия на поймы. Остановимся более детально на рассмотрении проблем обеих групп. К главным традиционным проблемам, по нашему мнению, следует отнести: вопросы происхождения и классификации пойм, методов расчета их пропускной способности, взаимодействия руслового и пойменного потоков, регулирующей и аккумулирующей способности пойм и связанные с ней проблемы трансформации паводочной волны, воздействия пойм на сток наносов, сельскохозяйственной и рыбной продуктивности пойм и ряд других. Все эти проблемы в той или иной степени освещены как в отечественной [1, 4 и др.], так и в зарубежной литературе [10, 11 и др.]. Наиболее полный комплексный анализ проблем пойм, охватывающий большинство из перечисленных, выполнен в монографиях [1, 4, 6].

По вопросу происхождения пойм в последние годы четко сформировалась единая точка зрения о том, что поймы формируются в результате эрозивно-аккумулятивного процесса [6, 9 и др.]. В то же время отдельные вопросы формирования пойм продолжают оставаться дискуссионными.

В настоящее время разработано несколько классификаций пойм [1, 6, 9 и др.], в которых они обычно подразделяются на две группы: унаследованные и современные. Основные расхождения относятся к классификации современных пойм. По нашему мнению, наиболее обоснованной является классификация пойм, разработанная сотрудниками ГГИ [6]. Она основана на положении о том, что каждому типу руслового процесса (за исключением ленточно-грядового) соответствует один или несколько типов пойм.

Исследование сельскохозяйственной продуктивности пойм выполнялось еще в дореволюционной России и в последующий период. В настоящее время исследования в этом направлении производятся в основном в южных регионах ЕТС [2 и др.] и в Западной Сибири.

Особенно большое количество публикаций в последние годы направлено на вскрытие физической сущности проблемы взаимодействия руслового и пойменного потоков [1, 3, 4 и др.]. Дости-

жения по этой проблеме позволили положить начало разработке вопросов воздействия пойм на транспорт наносов русловым потоком [1, 4 и др.], аккумуляцию наносов поймами и обмен ими между руслом и поймами.

Наиболее острой проблемой является разработка объективной методики расчета пропускной способности пойменных русел с учетом последних достижений по проблеме взаимодействия руслового и пойменного потоков. Действительно, рекомендуемый различными ведомственными инструкциями метод их расчета основан на уравнении Шези, т. е. на допущении о том, что движение паводков по руслам с поймами является равномерным и установившимся. В то же время, как показали многочисленные исследования последних лет [1, 4, 12 и др.], это движение неравномерное, неустановившееся и с переменным по длине расходом воды. Поэтому расчет параметров таких потоков следует выполнять на основе системы уравнений неразрывности и движения потоков с переменной массой в виде [1]:

$$I_p = \frac{v_p^2}{c_p^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k v^2}{2g} \right)_p + \frac{\partial (\alpha_B v)_p}{g \partial t} + \frac{(q_1 + q_2) v_p}{g F_p}, \quad (1)$$

$$I_n = \frac{v_n^2}{c_n^2 h_n} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k v^2}{2g} \right)_n + \frac{\partial (\alpha_B v)_n}{g \partial t} + \frac{(q_1 + q_3) v_n}{g F_n}, \quad (2)$$

$$I_l = \frac{v_l^2}{c_l^2 h_l} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha_k v^2}{2g} \right)_l + \frac{\partial (\alpha_B v)_l}{g \partial t} + \frac{(q_1 + q_4) v_l}{g F_l}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial (Q_p + Q_n + Q_l)}{\partial x} + \frac{\partial (F_p + F_n + F_l)}{\partial t} = q_3 + q_4, \quad (4)$$

где I — уклон водной поверхности; v — средняя скорость; h — средняя глубина; α_k и α_B — коэффициенты Кориолиса и Буссинеска; q_1 , q_2 , q_3 и q_4 — расходы воды на единицу длины потока за счет массообмена между потоками в русле и правой (1) или левой (2) поймы и за счет склонового стока на правую (3) и левую (4) поймы; индексы «р», «п» и «л» обозначают, что параметры относятся к русловой части потока, потокам правой и левой поймы. Остальные обозначения общепринятые.

Однако для расчетов по этим уравнениям недостает исходной информации, да и методика ее измерения часто отсутствует (I_n , I_l , q_1 , q_2 , q_3 , q_4 и другие). Поэтому были предприняты попытки разработки эмпирических методов расчета пропускной способности русел с поймами.

Эти методы можно разделить на две группы. В первой в качестве основных приняты зависимости вида $Q = k_p Q_p + k_n Q_n$ или $Q = k(Q_p + Q_n)$.

Значения коэффициентов k_p , k_n и k обычно определяют по данным лабораторных экспериментов на моделях, где оси русла и

поймы параллельны. При этом, принимая $k_p < 1$; $k_n > 1$; $k < 1$, рассчитывают их по различным эмпирическим формулам. Естественно, такие методики несовершенны и требуют тщательной проверки на исходной натурной информации. К тому же диапазон их применения также ограничен.

Вторая группа методов основана на анализе исходной информации по натурным объектам. Наиболее полно разработана методика расчета пропускной способности русел, когда потоки в них взаимодействуют с пойменными [1, 4 и др.]. В частности, можно привести методику, разработанную на кафедре гидрометрии, основанную на концепции о превалирующем влиянии морфологических особенностей расчетного участка русла и поймы на гидравлику потоков в них [1]. На ее основе была разработана типизация процессов взаимодействия потоков (рис. 1) и с ее учетом — расчетная методика, основанная на графических расчетных зависимостях вида (рис. 2—4):

$$v_p/v_{p\delta} = f(h_p/h_{p\delta}, \alpha), \quad (5)$$

$$I_p/I_{p\delta} = f(h_p/h_{p\delta}, \alpha), \quad (6)$$

$$n_p/n_{p\delta} = f(h_p/h_{p\delta}, \alpha), \quad (7)$$

где α — угол между динамическими осями руслового и пойменного потоков, приравниваемый углу между геометрическими осями русла и поймы; n — коэффициент шероховатости; индексы «р» и «р. б» обозначают, что параметры относят к руслу или русловой части потока при уровне затопления бровок прирусловых валов.

При построении этих зависимостей принято, что при втором типе взаимодействия потоков угол α отрицательный, а при третьем — положительный. Именно это допущение позволило по-

лучить надежные графические зависимости $\frac{v_p}{v_{p\delta}} = f(\alpha)$ и $\frac{I_p}{I_{p\delta}} = f(\alpha)$ для значений относительных глубин $(h_p/h_{p\delta})$ соответственно равных 1.10; 1.25 и 1.50 (рис. 2 и 3). Значения корреляционных отношений зависимостей (5) и (6) изменяются для различных относительных глубин от 0,82 до 0,98, что свидетельствует об их надежности.

Существенным допущением является рекомендация расчета величины $v_{p\delta}$ по формуле Шези. Таким образом, предполагается, что до выхода воды на пойму движение потока в русле равномерное. Это допущение не является строгим и нуждается в проверке.

Значительно хуже обстоит дело с надежностью зависимости (7), где значения корреляционных отношений изменяются от 0,61

до 0,72. Несмотря на то что в дальнейшем зависимость (7) неоднократно уточнялась [7 и др.], корреляционные отношения увеличились незначительно. Это в первую очередь объясняется неопределенностью параметра n , являющегося интегральной характеристикой сопротивлений движению потоков. Да и размерность

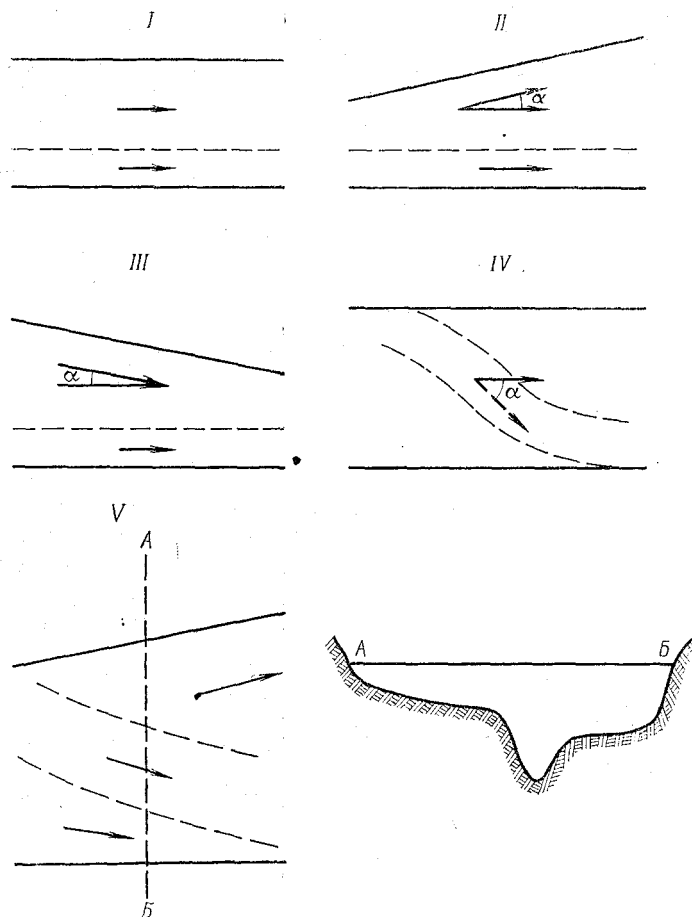


Рис. 1. Схема типизации процесса взаимодействия руслового и пойменного потоков. I — V — взаимодействия потоков

этого параметра зависит от формулы, по которой он определяется. Так, например, при определении n по формуле Павловского, имеющей вид $n = \frac{h^y}{c}$, наличие переменного показателя степени y при h приводит к изменению размерности параметра n .

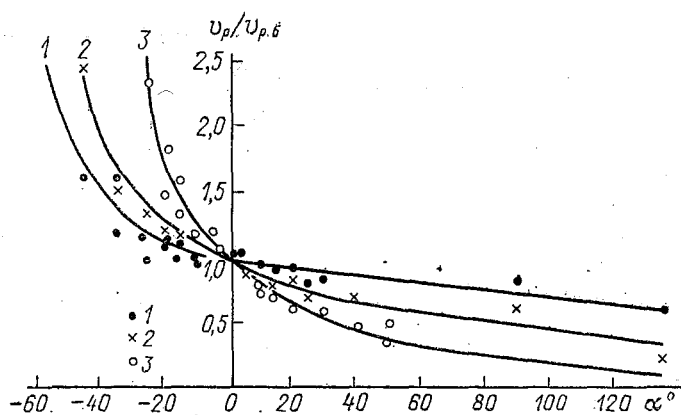


Рис. 2. Кривые зависимостей $\frac{u_p}{u_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}, \alpha\right)$.
 1 — $\frac{h_p}{h_{p,6}} = 1,10$; 2 — $\frac{h_p}{h_{p,6}} = 1,25$; 3 — $\frac{h_p}{h_{p,6}} = 1,50$

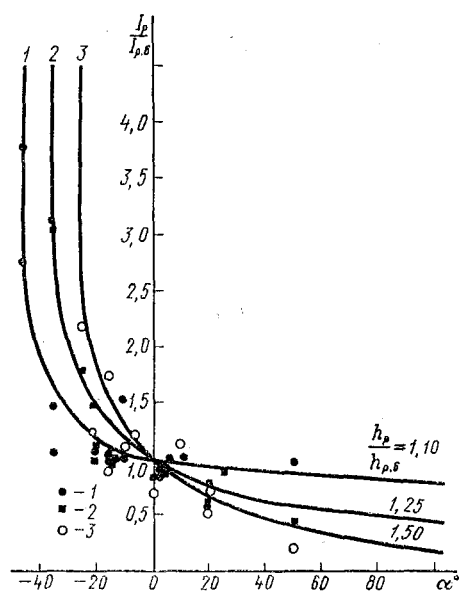


Рис. 3. Кривые зависимостей $\frac{I_p}{I_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}, \alpha\right)$. 1 — $\frac{h_p}{h_{p,6}} = 1,10$; 2 — $\frac{h_p}{h_{p,6}} = 1,25$; 3 — $\frac{h_p}{h_{p,6}} = 1,50$

Поэтому нами была использована дополнительная информация по сорока постам и на ее основе уточнено положение кривых $n_p/n_{p6} = f(\alpha)$ при относительных глубинах, равных 1,25 и 1,50 (рис. 4, кривые 4, 5), которое более закономерно, чем ранее полученное (рис. 4, кривая 3). Корреляционные отношения для этих зависимостей соответственно увеличились на 0,11 и 0,14. По-видимому, необходимы дальнейшие проработки этого вопроса на основе большей по объему и более высокой по точности исходной информации. Уточнение данной методики выполнено С. Л. Галактионовым, который вместо угла α ввел в расчетные зависимости параметр $\Pi = \frac{B_n h_n}{F_p} \sin \alpha$, более полно учитывающий влияние пойменного потока на русловый. Однако эта методика проверена только на ряде рек Дальнего Востока и нуждается в дальнейшей апробации.

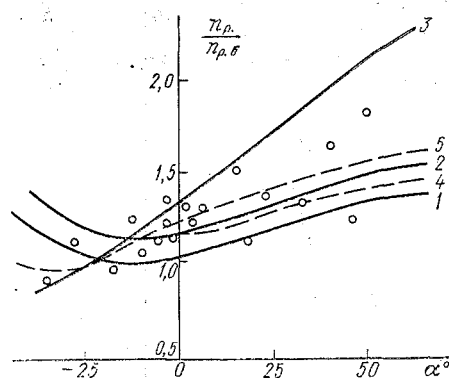


Рис. 4. Кривые зависимостей $n_p/n_{p6} = f\left(\frac{h_p}{h_{p6}}, \alpha\right)$. 1 — $\frac{h_p}{h_{p6}} = 1,10$; 2 — $\frac{h_p}{h_{p6}} = 1,25$; 3 — $\frac{h_p}{h_{p6}} = 1,50$; 4, 5 — уточненные положения кривых $\frac{h_p}{h_{p6}} = f(\alpha)$ при $\frac{h_p}{h_{p6}} = 1,25$ $\frac{h_p}{h_{p6}} = 1,50$

Другим путем решения данной проблемы является разработка методики расчета коэффициентов шероховатости русел при взаимодействии потоков в них с пойменными. Так, автором совместно с Н. П. Плоткиной, по данным наблюдений, на 110 постах получены корреляционные зависимости, основанные на формуле

$$n_p = n_{p6} + \sum \Delta n_i,$$

где n_p , n_{p6} — значения коэффициентов шероховатости русла и русла, но при уровнях затопления бровок прирусловых валов; $\sum \Delta n_i$ — поправки к коэффициентам шероховатости, учитывающие эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков, форму сечения русла и др.

В заключение следует отметить, что разработанные на кафедре гидрометрии методики расчетов средних скоростей, уклонов водной поверхности русловых потоков и коэффициентов шероховатости русел при взаимодействии потоков в них с пойменными более надежны и физически обоснованы, чем методики, рекомендуемые различными инструкциями и основанные на формуле Шези и таблицах определения коэффициентов шероховатости (Срибного, Чоу и др.). Однако эти методики также требуют дальнейшего совершенствования.

Значительно хуже обстоит дело с разработкой методики расчета пропускной способности пойм. Это в первую очередь обусловлено более низкой, чем в русловой части потока, точностью исходной информации, сложностью морфологического строения реальных пойм и недостатками рабочих гипотез, положенных в основу разрабатываемых методик.

Рассмотрим основные предположения. На кафедре гидрометрии ЛГМИ в качестве основной была принята гипотеза о зависимости коэффициентов шероховатости пойм n_p или их отклонений $\Delta n_p = n_p - n_{пт}$ от табличных значений $n_{пт}$, от угла α между динамическими осями руслового и пойменного потоков, относительной ширины поймы в расчетном створе B_p/B_r и глубины или уровня H ее затопления и других факторов, т. е.

$$n_p = f\left(\alpha, \frac{B_p}{B_r}, H' \text{ и др.}\right), \quad (8)$$

$$\Delta n_p = f\left(\alpha, \frac{B_p}{B_r}, H' \text{ и др.}\right). \quad (9)$$

Однако графические зависимости вида (8) и (9) получились недостаточно тесными. В то же время, по данным лабораторных измерений, установлено [3, 4 и др.], что воздействие руслового потока на пойменный ограничивается относительными ширинами последнего $\frac{B_p}{B_r}$ от 3 до 6 и зависит от ряда дополнительных факторов (мощности руслового потока, его относительной глубины и других).

Различные виды графических зависимостей типа (8) или (9) приведены в работах [1, 5 и др.].

Иной путь решения задачи предложен Ю. Н. Соколовым [8], считающим, что сопротивление пойм движению потоков по ним состоит только из двух составляющих: рельефа и растительности.

При этом он упускает другие составляющие сопротивлений: за счет воздействия руслового потока на пойменный, кривизны струй и другие.

Особенно трудно объяснить обоснованность полного игнорирования Соколовым эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков, оказывающего большое влияние на формирование полей скоростей как руслового, так и пойменного потоков, а через них и на сопротивление их движению. Действительно, коэффициенты шероховатости пойм при втором типе взаимодействия потоков для ряда рек значительно меньше табличных и составляют 0,014—0,020 (реки Горынь, Пьяна, Ольшанка, Северный Донец). В то же время при третьем типе взаимодействия потоков на реках, примерно такого же размера и сходных по описательной характеристике сопротивлений, коэффициенты шероховатости пойм значительно превышают табличные значения и составляют 0,12—0,15 (реки Ветлуга, Ока — с. Половское и др.).

Для апробации методики Ю. Н. Соколова были привлечены данные по 20 гидрологическим постам системы Госкомгидромета. На этих постах производятся измерения расходов воды на затопливаемых поймах. Выбранные объекты относятся к малым и средним рекам, русловые процессы на которых могут быть отнесены к типам свободного или ограниченного меандрирования. При прохождении высоких половодий и паводков поймы заполняются полностью и пропускают в среднем до 30% суммарного расхода воды транзитным потоком. Средние глубины затопления пойм составляют 0,5—1,5 м. Уклоны водной поверхности пойменных потоков вынужденно приравнивались нами к русловым, так как на сети измеряются только последние. Количество пойменных скоростных вертикалей соответствует требованиям Наставления (вып. 6, ч. I. Л., Гидрометеиздат, 1978) и достаточно хорошо освещает пойменный поток. По виду взаимодействия руслового и пойменного потоков все реки можно отнести к I—III типам. Угол α не превышал 10° .

Участки, для которых определялись коэффициенты шероховатости в соответствии с методикой, назначались на однородных по глубине, рельефу и растительности фрагментах пойменного массива. Выбор участков осуществлялся по крупномасштабным планам водомерных постов.

В результате расчетов были получены значения коэффициентов шероховатости n_n : для каждой вертикали n_{nv} и для пойменного участка n_{nt} .

Для тех же скоростных вертикалей и для участка в целом по гидрометрическим данным, используя известную формулу Шези — Маннинга, были определены величины коэффициентов шероховатости n_{nv} и n_{nt} . Графики зависимостей $n_n = f\left(\frac{\sigma_n}{h}\right)$ — для поймы и

$n_{пв} = f(\sigma_{пв}/h)$ — для вертикали свидетельствуют о недостаточной информативности характеристики расчлененности рельефа. Анализ расположения точек в поле координат $n_{пв} = f(\sigma_{пв}/h)$ позволяет сделать вывод об отсутствии значимой связи коэффициентов шероховатости пойм с величиной $\sigma_{пв}/h$. Значение коэффициентов корреляции между параметрами $n_{пв}$ и $\sigma_{пв}/h$ составили для поймы 0,44. Выполненный анализ и расчеты показали, что методика Ю. Н. Соколова не является универсальной и требует дальнейших глубоких проработок.

По-видимому, разработка методики расчета пропускной способности пойм должна быть основана на постановке всеобъемлющего натурного эксперимента на основе глубоких теоретических проработок и лабораторных экспериментов.

Не имея возможности выполнить детальный анализ других проблем, таких, как влияние пойм на трансформацию паводочной волны, регулирующее воздействие пойм на паводочный сток, динамика затопления и опорожнения пойм [12], их сельскохозяйственная и рыбная продуктивность, рассмотрим проблемы, возникшие при интенсивном антропогенном воздействии на поймы, отнесенные ко второй группе. Более просто эти проблемы можно рассмотреть путем анализа результатов воздействия на поймы отдельных видов либо групп сооружений. В соответствии с классификацией Б. Ф. Снисенко [5], все сооружения подразделяются на активные и пассивные. К первым относят: регулирующие водохранилища, мостовые переходы, дамбы обвалования и, в последние годы, карьерные разработки, направленные на изъятия из русла и поймы инертных материалов. Естественно, что активные сооружения оказывают большое прямое или косвенное влияние не только на русловые, но и на пойменные процессы. Пассивные же сооружения, не оказывая существенного воздействия на русловые процессы, тем не менее в ряде случаев могут оказать существенное влияние на процессы формирования и жизнедеятельности пойм, особенно, когда их строительство происходит с грубыми нарушениями экологии.

Рассмотрим воздействие регулирующих водохранилищ на процессы формирования и деятельности пойм. В результате их строительства в верхнем бьефе значительные по площади территории пойм затопляются или подтопляются, что приводит к целому ряду негативных последствий. Поймы исключаются из сельскохозяйственного производства, перестают быть нерестилищами, исключается и любое другое их использование.

В нижних бьефах водохранилищ обычно наблюдаются деформации размыва, приводящие к смене периодических деформаций на односторонние и, как следствие, к смене типа руслового процесса. Обычно наблюдается смена типа руслового процесса,

характеризующегося плановыми деформациями, на высотные, глубинные деформации. Основной задачей водохранилищ, как известно, является регулирование стока. Не вдаваясь в детали различных классификаций водохранилищ по степени регулирования стока, отметим лишь, что большинство из них снижает максимальные паводочные расходы и увеличивает меженный сток. Этот процесс совместно со снижением отметок дна русел приводит к тому, что при прохождении паводков, даже редкой обеспеченности, поймы не затопляются, то есть фактически превращаются в террасы, а в аридной зоне происходит сначала остепнение пойм, а затем превращение их в полупустыни. Таким образом, резко снижается их сельскохозяйственная продуктивность, для восстановления которой необходимы не только попуски из водохранилищ, но и комплекс агротехнических мероприятий.

Дополнительным фактором является деформация русел притоков, вызванная снижением базиса их эрозии, приводящая к сложным деформациям пойм в местах впадения притоков. В первые годы происходит интенсивный вынос наносов, обусловленный размывом их русел, затем процесс постепенно стабилизируется.

Другим негативным последствием является резкое снижение рыбопродуктивности рек. С одной стороны, плотины водохранилищ, перегораживая реки, препятствуют проходу рыб к местам нерестилищ (вверх по реке) и обратно мальков рыб; с другой стороны, отсутствие затопления пойм в нижних бьефах приводит к исключению зон нагула и роста рыб, а следовательно, и резкому сокращению рыбопродуктивности таких зарегулированных рек.

Ограничивая задачу проблемами пойм, следует отметить, что при создании водохранилищ поймы в верхних их бьефах, затопляясь и подтопляясь, практически исключаются из народнохозяйственного использования. В нижних же бьефах поймы фактически перестают функционировать, превращаясь в террасы. Для их эффективного использования в целях народного хозяйства необходимы значительные капитальные вложения (мелиорация, комплекс агротехнических мероприятий и пр.). В настоящее время, по ориентировочным оценкам, только на территории СССР затоплено или подтоплено около 15 млн га пойменных земель, что, безусловно, нанесло значительный урон производству сельскохозяйственной продукции. Например, пойма р. Волги у г. Казани почти полностью решала проблему снабжения его населения овощами, но была затоплена после строительства Куйбышевской ГЭС.

Рассмотрим воздействие на поймы мостовых переходов, строительство которых, как правило, сопровождается созданием карьеров с целью получения строительных материалов. Сооружение мостовых переходов выполняется обычно путем строительства моста через русло реки, захватывая иногда и часть поймы, и сплошной дамбы через поймы. Струенаправляющие сооружения

рекомендуется возводить, если расход воды по пойме превышает 15% от величины максимального расхода воды расчетной обеспеченности.

Все это приводит к резкому нарушению естественного процесса формирования пойм. Поймы, расположенные выше мостовых переходов, находятся в подпоре. На них откладываются не только те фракции, что в бытовом состоянии, но и более мелкие. Период их затопления за счет подпора также несколько увеличивается. Все это вместе взятое приводит к изменению скорости нарастания отметок поймы.

Ниже сооружений мостового перехода происходит общий размыв русла реки, сопровождаемый увеличением его пропускной способности и, как следствие, уменьшением глубины и продолжительности затопления поймы.

Таким образом, мостовые переходы даже на участке ограниченной протяженности также резко изменяют режим формирования пойм. На образующемся в паводок выше перехода временном водохранилище под воздействием волнения могут наблюдаться разрушения склонов долины.

Очень большое негативное влияние на формирование пойм оказывают дамбы обвалования, которые на продолжительном расстоянии, иногда измеряемом сотнями километров, отделяют поймы от русел рек, препятствуя их затоплению паводочными водами. Это резко изменяет режим формирования пойм и их сельскохозяйственную продуктивность. В качестве примера можно привести великие китайские реки Хувхэ и Янцзызянь, где протяженность дамб составляет сотни километров, а в Европе — р. Дунай.

В последние годы резко увеличились выемки грунта из русел и пойм рек для обеспечения как строительства гидротехнических сооружений, так и для общестроительных целей (дорог, промышленного и домостроительства и других). Особенно неблагоприятные условия возникают при создании больших карьеров, занимающих площади в десятки, а иногда и сотни квадратных километров. Отличительной особенностью таких карьеров является резкое, иногда в десятки раз, превышение объемов изымаемого грунта над годовым стоком наносов, приводящее к значительным негативным последствиям. К тому же выемка наносов и особенно их крупных фракций из русел рек из-за снижения значений критических скоростей приводит к разрушению отмостки и, как следствие, к резкому увеличению деформаций размыва. Увеличение глубин за счет размыва уменьшает затраты энергии движению потоков, приводит к просадкам уровней и увеличивает пропускную способность русел, а следовательно, снижает частоту и продолжительность затопления пойм, что, безусловно, оказывает большое влияние на процессы их формирования.

Необходимо отметить, что все виды строительных работ, выполняемых на поймах, сопровождаются нарушением, а чаще сры-

вом дернины на участках большого протяжения. Нарушение же целостности дернины может привести к значительным переформированиям пойм в паводочный период. Известны случаи, когда только за один паводок из-за нарушения структуры поверхностного слоя на поймах образовались протоки шириной в 100 и более метров и длиной в несколько километров. Таков далеко не полный анализ проблем пойм.

На кафедре гидрометрии ЛГМИ проводятся исследования по совершенствованию методов расчета пропускной способности русел с поймами на основе концепции нестационарности и неравномерности движения потоков в них и при интенсивном массообмене между русловым и пойменным потоками. Проведенные исследования процессов взаимодействия русловых и пойменных потоков позволили перейти от стационарной к нестационарной задаче и на ее основе разработать методику расчета петель на кривых расходов воды.

В качестве основополагающей принята концепция о том, что при подъеме уровней, когда поймы затопляются, процесс взаимодействия происходит по второму типу, а при опорожнении пойм, когда вода из них поступает в русло, — по третьему типу. Следовательно, при пропуске паводков по затопленным поймам происходят два противоположно направленных процесса: взаимодействие руслового и пойменного потоков и аккумуляция паводочного стока поймами (частично и руслом). Действительно, при подъеме уровней часть паводочного стока аккумулируется на пойме, что приводит к уменьшению объема стока, но за счет растекания масс руслового потока по пойме его скорости возрастают (второй тип взаимодействия потоков), что приводит к увеличению объемов стока.

В период спада уровней наблюдается обратный процесс.

На основе этих концепций были разработаны уравнения баланса в объемах стока и в расходах воды (при расчетных значениях уровней):

$$\Delta w = |w_v - w_p|_n + |w_p - w_v|_c, \quad (10)$$

$$\Delta Q = |Q_v - Q_p|_n + |Q_p - Q_v|_c. \quad (11)$$

Здесь ΔQ (Δw) — величина расхода (объема стока) воды, характеризующая расхождение ветвей кривых расходов воды при расчетном уровне; $Q_v(w_v)$ и $Q_p(w_p)$ — изменение расходов (объемов) воды соответственно за счет взаимодействия потоков и руслопойменного регулирования паводочного стока; индексы «п» и «с» показывают, что параметры уравнения относятся к периодам подъема и спада уровней.

Контрольные расчеты, выполненные совместно с Р. М. Рублевской, по уравнениям (10) или (11) на примере 12 рек Советского Союза, расположенных в различных климатических и физико-гео-

графических условиях, показали высокую эффективность методики. Средняя ошибка расчетов значений ΔQ не превышает точности измерений, а ее максимальное значение меньше 30% от величины расхода воды при расчетном уровне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. — Л.: Гидрометеониздат, 1984. — 280 с.
2. Васильченко Г. В. Воздействие потоков на мелиоративные и водохозяйственные сооружения. — Минск: Урожай, 1985. — 176 с.
3. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеониздат, 1962. — 375 с.
4. Железняков Г. В. Пропускная способность русел каналов и рек. — Л.: Гидрометеониздат, 1981. — 310 с.
5. Исаев Д. И. Расчет коэффициентов шероховатости пойм. — Тр. ЛГМИ, 1982, вып. 79, с. 115—117.
6. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории русловых процессов. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 272 с.
7. Костюченко А. А., Перова Т. В. К расчету коэффициентов шероховатости пойменных русел. — Тр. ЛГМИ, 1983, вып. 86, с. 65—67.
8. Соколов Ю. Н. Гидравлика пойменных потоков. — Гидротехническое строительство, 1986, № 5, с. 14—17.
9. Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. — М., изд. МГУ, 1979. — 232 с.
10. Leopold L. B., Wolman M. G., Miller I. P. Fluvial processes in geomorphology. — San — Francisco — London, 1962. — 522 p.
11. Pasche E., Evers P., Puve G. Investigations on effect of vegetation flood — plains in compound cross-sections and their influences of discharge capacity. XX Congress IAHR, M., 1983, Vol I, part II p. 300—301.
12. Toebes G. H., Sooky A. A., Hydraulics of Meandrings rivers with flood plains. I. of the Waterways and Harbors division. Civil. Eng., 1967, vol. 93, N 2, p. 213—236.

УДК 556.5 : 551.2

А. М. ВЛАДИМИРОВ

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Системный подход как методология исследований природных явлений, объединяющая различные научные направления в географии, частью которой является гидрология, получил развитие за последние 15—20 лет [1, 4, 7, 9], хотя само понятие «система» использовалось в географии с ранних этапов ее становления.

Первыми попытками системного подхода в гидрологии можно считать описание круговорота воды в природе. Более глубокий и обобщающий подход был сделан В. Г. Глушковым в 30-х годах,

который предложил географо-гидрологический метод исследований гидрологических процессов, устанавливающий «причинную связь всех вод данного района, за исключением чужих, пришлых, с географическим ландшафтом в целом, включая сюда, кроме климата, геологию и геоморфологию, почвы и растительность» [3]. Таким образом, закономерное сочетание географических компонентов (климата, рельефа, почвы, растительности, поверхностных и подземных вод и пр.), их взаимообусловленность создают единую неразрывную систему. Однако в то время эти предложения не были поняты и не получили своего развития. Основное внимание гидрологов стало концентрироваться на задачах сугубо прикладного характера, связанных с разработкой методов расчета конкретных гидрометеорологических характеристик (осадки, испарение, сток). При этом происходила все большая дифференциация по разделам гидрологии. Так, в области исследований речного стока появились специалисты-измерители (гидрометры), расчетчики, прогнозисты и др. Каждый из них специализируется в своей области и нередко слабо связан с сопредельными дисциплинами. Более того, даже внутри специализации наблюдается узкая дифференциация. Например, в расчетах стока имеются специализации годового или минимального стока, минимального или внутригодового распределения стока, по вопросам расчета стока наносов и др. При этом разделы нередко слабо или вообще не взаимосвязаны. Ярким примером этого являются нормативные документы по расчетам основных гидрологических характеристик, издававшиеся в 1966—1968 гг., 1972 г. и позднее и [8], в которых каждая гидрологическая характеристика рассматривается как сугубо самостоятельная. Получается искусственное разделение или вычленение отдельных характеристик стока из годового (и многолетнего) цикла речного стока без анализа их взаимосвязи. Естественно, что при этом нарушаются основные принципы причинности: связи между характеристиками элементов, составляющих систему, а также связи между окружающей средой и характеристиками элементов.

Углубление исследований по конкретным, но частным направлениям в науке без интеграции вширь в конечном итоге ведет к торможению прогресса в целом. Подтверждением этого является заметное «топтанье на месте» в области гидрологических расчетов, что хорошо видно при сравнении нормативных документов СН 435—72 (издание 1972 г.) и СНиПа 2.01.14—83 (издание 1985 г.), которые не имеют принципиальных различий в методике расчетов основных гидрологических характеристик, несмотря на 13-летний разрыв. Естественно, что кризис в науке не может быть обусловлен какой-то одной причиной, но отсутствие необходимых связей между дисциплинами и тем более между подразделами дисциплины в значительной мере обуславливает вышеуказанное.

Системные исследования являются весьма сложной научной проблемой, включают разные направления системного анализа и требуют использования сложных математических методов и ЭВМ.

При этом в основу исследований должен быть положен генетический подход.

Понятие «система» имеет разнообразные толкования, поскольку до сих пор нет строгого и общепринятого определения, так как каждый объект может быть рассмотрен как конкретная система взаимосвязанных элементов, а различие в системах будет заключаться прежде всего в их сложности. Системы могут объединяться и образовывать сложные системы. Чем масштабнее гидрологические исследования, тем вероятнее появление сложной системы. Но сложную систему, состоящую из разных систем, можно расчленить, выделив крупные подсистемы, в которых, в свою очередь, можно выделить более мелкие системы и путем дробления можно дойти до наиболее мелких неделимых (или нецелесообразных для деления) элементов системы.

Рассматривая геосферу как систему (естественно, сложную), в ней можно выделить большую абиогенную подсистему, которую можно разделить на две малые подсистемы: циркуляция воздушных и водных масс, обуславливающая круговорот воды в природе. Элементами подсистемы «циркуляция водных масс» служат речной и подземный стоки, осадки, испарение, конденсация, т. е. элементы круговорота воды. Но подобное деление систем целесообразно лишь при исследовании общих вопросов изучения процессов влагопереноса и является совершенно недостаточным в случае изучения конкретных гидрологических вопросов, связанных с решением прикладных гидрологических задач. В сложной большой системе «геосфера» целесообразно выделить систему «речной бассейн», в котором большими подсистемами будут поверхностный водосбор и подземный бассейн. Малых подсистем будет уже значительно больше. В большой подсистеме «поверхностный водосбор» можно выделить малые подсистемы: гидрографическая, гипсометрическая, геоботаническая, поверхностные воды. В большой подсистеме «подземный бассейн» выделяются малые подсистемы: геологические породы, слагающие бассейн; почвы, покрывающие водосбор; подземные воды, заключенные в водоносных горизонтах. Элементов малых подсистем будет значительно больше. Так, только в гидрографической сети можно выделить русловую и овражно-балочную сеть, озера, водохранилища, болота. По высотным показателям (гипсометрия) водосборы можно разделить на равнинные, возвышенные и горные. По геоботаническим условиям — на полевые, луговые, лесные.

Элементами малых подсистем «подземного бассейна» могут служить различные типы пород, разделяемые, например, по составу на рыхлые, пористые и трещиноватые, что имеет важное значение с точки зрения оценки водовмещающей и водоудерживающей способности бассейна. С этих же позиций можно выделить лесные, торфяные и окультуренные почвы. А в зависимости от местоположения и напора подземных вод целесообразно выделить

как элементы грунтовые и почвенные, безнапорные и напорные воды.

Естественно, что вышеприведенное выделение элементов и подсистем не является исчерпывающим и может быть расширено.

Свойства любой сложной системы определяются как свойствами составляющих ее элементов или частных подсистем (систем), так и характером взаимодействия между ними, а также определенным влиянием окружающей сложную систему внешней среды. Схемы сопряжений внутри системы и между системами могут находиться на различных уровнях. Поэтому связи элементов внутри подсистемы описываются одноуровневой схемой сопряжения, а между подсистемами или системами — схемами сопряжения второго, третьего и т. д. уровней.

В гидрологии между элементами и подсистемами могут быть различные виды связей. Прежде всего генетические, определяющие не только тип водного объекта, но его гидрологический режим и величину характеризующих его параметров; связи взаимодействия гидрологических параметров и физико-географических характеристик; связи строения и функционирования, определяющие вид и характер существования элементов гидрологических систем; связи развития и преобразования элементов систем, их трансформации при изменении условий существования; связи управления элементами водных систем или в целом конкретными системами. Последние два-три вида связей наиболее характерны для водных объектов, существующих в условиях антропогенного влияния.

Для любой системы, в том числе и гидрологической, характерны целостность, структурность, взаимозависимость структуры и среды, иерархичность. Последнее, как уже отмечалось, свидетельствует о том, что каждый компонент системы, в свою очередь, может рассматриваться как система, а исследуемая система является компонентом более широкой системы. Поэтому сложные системы требуют построения нескольких или множества различных моделей, каждая из которых описывает лишь определенный аспект системы.

Гидрологические системы относятся к классу материальных систем неорганической природы. Они могут быть статичными и динамичными, в зависимости от типа водного объекта и рассматриваемого временного периода. При этом они являются стохастическими. Поэтому определение величин переменных в данный момент позволяет лишь предсказать вероятность распределения значений этих переменных в последующие моменты времени. По отношению к окружающей среде гидрологические системы обычно не замкнутые (открытые), поскольку у них постоянно происходит ввод и вывод вещества и энергии. Поведение таких систем описывается обычно с помощью дифференциальных уравнений, построение которых осуществляется в соответствии с положениями математической теории систем. Анализ связей в системе позволяет

установить соподчиненность и обусловленность компонентов системы, которые в конечном итоге можно выразить в количественной форме, используя методы математического моделирования. С помощью системного анализа можно достаточно правдоподобно составить физико-математическую модель гидрологической системы. Системный подход позволяет логически проанализировать взаимосвязи гидрологических параметров с физико-географическими характеристиками с целью количественной оценки интересующих практику гидрологических величин. В основе модели может находиться набор эмпирических зависимостей, полученных на основе анализа системы причинно-следственных связей гидрометеорологических характеристик и определяющих их физико-географических факторов.

Методы системного анализа позволяют получить альтернативные варианты решений, определить масштабы неопределенности по каждому из вариантов и сопоставить варианты по критериям эффективности, поскольку при исследовании гидрологических процессов и принятии решений зачастую приходится осуществлять выбор результатов, полученных в условиях неопределенности вследствие наличия факторов, не поддающихся строгой количественной оценке. При этом далеко не всегда обоснование решений с помощью системного анализа связано с использованием строгих формализованных методов и процедур. Допускаются, например, решения, базирующиеся на личном опыте и интуиции исследователя.

Взаимодействие элементов сложной системы обычно описывается четырьмя моделями, отражающими это взаимодействие как обмен сигналами между системами. Первая — модель формирования выходного сигнала элемента (частной системы) с учетом условий его функционирования; вторая показывает условия сопряжения элементов сложной системы; третья учитывает изменения в сигнале при его передаче от одного элемента к другому; последняя показывает поведение элемента при получении им сигнала.

Как уже отмечалось, в зависимости от исследуемого объекта и поставленной задачи система может иметь разный уровень сложности. М. Месарович (1960 г.) предложил выделять одноуровневые одноцелевые, одноуровневые многоцелевые и многоуровневые многоцелевые системы. Первый вид систем является наиболее простым и может изучаться математическими методами, широко применяемыми в современной гидрологии. Вторым является более сложным, но и их исследование можно осуществлять, используя современный математический аппарат (например, теорию игр). Сложные природные системы относятся к третьему виду. Их математическое описание является наиболее трудным случаем вследствие недостаточного фактологического и математического обеспечения. Но зато такая система позволяет осуществлять комбинирование рядов временных и пространственных

наблюдений, а также делать упорядочение исходных представлений и понятий.

По составу включенных элементов системы могут быть однотипными и разнотипными. Например, речной водосбор как система состоит из разнотипных элементов, представленных жидкими, твердыми и даже живыми элементами (вода, рельеф, растительность). С другой стороны, речная сеть как система собирающих и транспортирующих воду углублений в земной поверхности может рассматриваться как однотипная система с набором элементов: ложбины, овраги, ручьи, русла рек, котловины озера. Такую одноуровневую одноцелевую систему довольно широко использовали как информационную модель при гидрологических исследованиях И. Н. Гарцман и др. [7].

Определение уровней развития систем, роли и места каждой подсистемы в функционирующей системе, исследование отношений между элементами и подсистемами может осуществляться методами структурного анализа с использованием теории графов и математической логики. Однако основной упор в исследовании сложных систем в гидрологии целесообразно сделать на аналитические методы, базирующиеся на теории случайных процессов.

Основной процедурой при системном анализе является построение обобщенной модели, отображающей все основные факторы и взаимосвязи реального процесса, которые обуславливают конечный результат исследований. Естественно, что полученный результат должен сопоставляться с фактическими данными. При наличии альтернативных результатов это позволит выбрать наиболее близкий к фактическому.

Системный подход при изучении гидрологических явлений и процессов позволяет охватить достаточно разнородные явления, выявить связи между отдельными элементами, определить принципы и способы существования гидрологических явлений в их всеусложняющейся взаимосвязи и в результате техногенного влияния. Зная взаимосвязь между элементами и определив сами элементы, можно получить их вероятные величины, обусловленные влиянием всей системы и даже окружающих систем.

Водные объекты в значительной мере можно отнести к категории саморегулирующихся систем. Они обычно состоят из множества элементов и имеют разветвленные связи между ними, включая обратные связи, которые и вызывают процесс саморегуляции. Особенно ярко это проявляется при восстановлении естественного качества воды в случае его нарушения. Важное значение имеет не только выяснение, но и сохранение или грамотное изменение установившихся природных связей элементов рассматриваемой системы. Особенно это важно при сопряжении системы природа — человек — техника — общество. Отсутствие должного сопряжения может обусловить большие экономические и хозяйственные ошибки, а также нанести труднопоправимый ущерб природе. К сожалению, имеется слишком много примеров недостаточного

обоснованных решений в области гидрологии, когда отсутствие должного применения системного анализа обуславливало принятие неверных решений, приводящих в дальнейшем к возникновению крупных народнохозяйственных проблем (проблемы Арала, Балхаша, Волги, малых рек и др.).

При осуществлении водохозяйственных мероприятий, тем более затрагивающих интересы многих сторон, необходимо учитывать сопряжения не только гидрометеорологических процессов с другими географическими, биологическими и прочими природными процессами, но и с хозяйственными (антропогенными), причем не только местного или регионального, но при определенных обстоятельствах и планетарного масштаба. Поскольку происходящие в водных объектах процессы являются звеном общего процесса тепло- и массопереноса в системе атмосфера — гидросфера — литосфера и зависят от состояния единой экологической системы человек — производство — природная среда.

Компоненты указанной цепи настолько сложны, что составляющие их объекты, системы и протекающие в них процессы далеко не всегда могут быть описаны в настоящее время математическими моделями. Упрощения и схематизации, происходящие при моделировании, могут искажать реальные факты. Поэтому новые математические методы должны сочетаться с традиционными методами, обновляя и обогащая их.

Одной из весьма емких традиционных моделей является картографическая, хотя ее возможности еще далеко не полно используются в гидрологии. Картографические модели позволяют наглядно описывать гидрологические объекты, процессы и в целом системы или их компоненты. Карта как модель отражает конкретные гидрологические процессы с учетом различных видов географической информации, также представленной на карте. Карта обладает двумерностью, возможностью анализировать явления в связи с обуславливающими его процессами. Карта дает целостность изображенного на ней явления, отражаемого условными знаками по принципу подобия и пространственного соответствия. Комплекс карт может позволить осуществить системный анализ сложных гидрологических явлений и процессов на обширных территориях, вплоть до глобальных.

На карте могут быть совмещены две и более взаимосвязанных характеристики. Оценку их скоррелированности можно сделать, используя величину косинуса угла между направлениями градиентов сопоставляемых статистических поверхностей, т. е. $r \approx \cos \alpha$ [2]. Если $\alpha = 0^\circ$, т. е. направления градиентов совпадают, то $r = +1$, а если $\alpha = 180^\circ$, т. е. градиенты направлены в противоположные стороны, то $r = -1$. Связь отсутствует, когда $\alpha = 90^\circ$. При $\cos 36^\circ$ коэффициент корреляции равен 0,8. Примером таких совмещений может служить построение изолиний стока и осадков, испарения на одном картографическом бланке или средних

дат ледохода и средних температур воздуха за весенний период и др.

Использование частных и общих коэффициентов корреляции позволяет оценить пространственные соотношения между несколькими параметрами, характеристиками или явлениями, т. е. между элементами системы или самими системами. При этом изменение тесноты связи по территории также может быть представлено на карте в форме изокоррелят, которые покажут пространственную вариацию связи анализируемых явлений, т. е. ее изменение по территории в связи с формами рельефа, характером климатических и других зон. Величина среднего коэффициента корреляции в целом для данного района может быть вполне высокой, однако при анализе его изменений в форме изокоррелят удастся обнаружить места его больших и малых значений, приуроченные, например, к разным формам рельефа или к разным по величине увлажнения районам.

Построение карт гидрологических явлений за различные отрезки времени может показать динамику данного явления с раскрытием причинно-следственных связей, например, изменение величины стока воды по сезонам года или за различные временные периоды. Разновременные карты могут показать изменение гидрологических процессов в связи с воздействием на них человека. Например, искусственное изменение базиса эрозии обуславливает изменение русловых процессов, большие водозаборы из рек приводят к изменению величины стока в регионе.

Использование карт позволяет существенно расширить необходимую информацию о связи элементов рассматриваемой гидрологической системы на больших территориях и, особенно, в слабо изученных районах; получить пространственную картину этой связи, а также в определенной мере проанализировать правильность наведения изолиний, обращая внимание на места слабой корреляции в случае наличия общей достаточно тесной корреляции рассматриваемых характеристик.

Таким образом, весьма полезным было бы создание Атласа гидрометеорологических карт как комплекса данных об основных гидрометеорологических характеристиках (осадки, сток, испарение), показывающих состояние водных объектов (через гидрологические характеристики) в их естественном и нарушенном режиме, включая гидроэкологическую сторону.

Системный подход к исследованию гидрометеорологических характеристик позволяет осуществить интеграцию различных научных дисциплин и направлений внутри естественных наук и прежде всего в гидрометеорологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонцев С. Н., Епихов Г. П., Кашеваров А. А. Системное математическое моделирование процессов водообмена. — Новосибирск: Наука, 1986. — 215 с.

2. Берлянт А. М. Образ пространства: карта и информация. — М.: Мысль, 1986. — 240 с.
3. Глушков В. Г. Географо-гидрологический метод. — Тр. IV Гидрол. конференции Балтийских стран, 1933, сер. 8. — 7 с.
4. Грегори К. География и географы. — М.: Прогресс, 1988. — 384 с.
5. Саушкин Ю. Г. Географическая наука в прошлом, настоящем, будущем. — М.: Просвещение, 1980. — 269 с.
6. Системные исследования природы. — В сб.: Вопросы географии, вып. 104. — М.: Мысль, 1977. — 217 с.
7. Системный анализ гидрометеорологических явлений и процессов. — Тр. ДВНИГМИ, 1977, вып. 66. — 137 с.
8. Определение расчетных гидрологических характеристик. СНиП 2.01.14 — 83. — М.: Стройиздат, 1985. — 35 с.
9. Пэнгл Р. Методы системного анализа окружающей среды. — М.: Мир, 1979. — 213 с.

УДК 551.496.3

С. А. ЧЕЧКИН, Н. А. БРОДСКАЯ

РЕЖИМ И СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АНТРОПОГЕННО ИЗМЕНЕННЫХ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД

Важнейшей проблемой взаимодействия промышленного комплекса с окружающей средой является охрана и контроль природных вод, при этом главным является изучение изменения режима уровней и химического состава подземных вод. Не случайно объектом наших исследований с 1977 по 1989 г. явилось одно из крупнейших предприятий горнодобывающей и горноперерабатывающей промышленности на северо-западе нашей страны. Спустя 10 лет после ввода в эксплуатацию горнообогатительного комплекса и ряда перерабатывающих местное сырье цехов на территории предприятия возникла угроза подтопления существующих зданий и сооружений грунтовыми водами и загрязнения последних специфическими загрязняющими компонентами. Учитывая, что предприятие строится и развивается на базе не только местного, но и привозного сырья, техногенная нагрузка на окружающую среду будет расти. Для оконтуривания площади загрязнения грунтовых вод, выявления характера загрязнения в вертикальном разрезе, а также изучения гидрохимических условий района и режима грунтовых вод была создана специализированная сеть контрольно-наблюдательных скважин (КНС), которая до 1983 г. практически отсутствовала. С этой целью было пробурено около

80 скважин, 10 из которых являются наблюдательными кустами на верхнюю и нижнюю части горизонта грунтовых вод. Скважины расположены по профилям, ориентированным в направлении от хранилищ промышленных стоков к местам локального дренажа — карьерам действующего рудника. К началу наших исследований в зарубежной и отечественной литературе [1, 2, 3, 4, 13] уже начали появляться примеры подобных исследований, но опыта исследований антропогенных изменений на территории с нарушенным геологическим разрезом все же не было. В этом смысле наши работы явились уникальными. Пробы воды на химический анализ отбирались одновременно с замером уровня грунтовых вод в скважинах и шурфах. Опробованию на химсостав подвергались также отдельные ручьи, антропогенно образованные озерца и открытые источники вдоль хвостохранилищ и шламонакопителя. Режимные наблюдения за уровнями грунтовых вод обычно проводились не реже одного раза в месяц в холодный период года и один раз в декаду в экспедиционный сезон (июнь — сентябрь). В процессе исследований нами неоднократно [5—12, 15] излагались результаты, позволившие в настоящей работе подойти к статистическому анализу антропогенных изменений.

По характеру и степени изменения гидрогеологических условий выделено две зоны: внутренняя (техногенная) и внешняя. Внутренняя (техногенная) зона включает территорию, испытывающую непосредственное воздействие промышленного предприятия на геологические и гидрогеологические условия: отработанные и отрабатываемые карьеры по добыче фосфоритов, производственные сооружения по их обогащению и переработке в сложные удобнения, вспомогательные производственные сооружения, участки хранилищ жидких и твердых отходов. За пределами техногенной зоны располагается внешняя зона. Качественная и количественная изменчивость режима уровней и состава грунтовых вод в этой зоне зависит от степени такой изменчивости во внутренней зоне.

Взаимосвязь режима грунтовых вод с естественными режимобразующими факторами уменьшается от внешней к техногенной зоне, увеличивается связь с техногенными факторами. Происходит дифференциация территории обеих зон на отдельные участки с различными типами режима уровней, с преобладанием воздействия локального фактора. Такая дифференциация исследуемой территории позволила подойти к моделированию процессов инфильтрационного питания, взаимосвязи с нижележащими водоносными горизонтами и прогнозу уровней на каждом выделенном участке внутренней зоны.

Для решения задачи численного (статистического) прогноза антропогенно измененных уровней грунтовых вод (Z) на срок до 15 суток впервые исследована статистическая структура этих изменений. При этом имелось в виду, что изменения уровней грунтовых вод складываются из систематической и случайной состав-

ляющих. Первая из них включает инерционную (I_z) и климатологическую (K_z) составляющие, равные

$$I_z = aZ(t'), \quad K_z = \bar{Z}(t'') - a\bar{Z}(t), \quad (1)$$

где $Z(t')$ и $Z(t'')$ — высотное положение уровня грунтовых вод в моменты времени t' и t'' ; $a = r_z(t', t'') \frac{\sigma_z(t')}{\sigma_z(t'')} = \frac{K_z(t', t'')}{D_z(t')}$ — коэф-

фициент линейной регрессии; $r_z(t', t'') = \frac{K_z(t', t'')}{\sigma_z(t') \sigma_z(t'')}$ — нормированная корреляционная (автокорреляционная) функция; $K_z(t', t'') = \overline{Z(t') Z(t'')} - \bar{Z}(t') \bar{Z}(t'')$ — корреляционная (автокорреляционная) функция; $D_z = \bar{Z}^2 - (\bar{Z})^2$ — дисперсия уровня Z ; $\sigma_z = \sqrt{D_z}$ — среднее квадратическое отклонение Z .

Случайная составляющая изменений уровня грунтовых вод (C_z) равна

$$C_z(t'') = \sigma_z(t'') \sqrt{1 - r_z^2(t', t'')}. \quad (2)$$

При распределении $Z(t)$ по нормальному закону прогностическая величина Z на момент времени t'' будет находиться в пределах интервала

$$Z(t'') = I_z + K_z \pm m \sigma_z(t''), \quad (3)$$

где m — численный коэффициент для заданной обеспеченности $P\%$.

Величина m определяется по таблицам интеграла вероятностей, например в [14]. В частности, при $P=68\%$ значение коэффициента m равно 1,0; в случае $P=95\%$ и $P=99\%$ величина m соответственно равна 2,0 и 2,6.

Оценим вклад всех трех составляющих $z(t'')$ для интервалов $\tau = t'' - t'$ в 3, 6, 10 и 15 суток. Предварительно заметим, что для расчетов по формулам (1) — (3) использовались данные измерений уровней грунтовых вод по трем скважинам за 1982—1988 гг. Одна из них (скв. 43) оборудована в ненарушенном (естественном) гидрогеологическом разрезе, две другие (73 и 86) находятся в различной степени антропогенно измененном гидрогеологическом разрезе.

Поле высотных отметок уровней грунтовых вод имеет некоторое своеобразие. Оно заключается в том, что в конце зимнего сезона и практически весь весенний период, частично осенью, значения отметок уровней от срока к сроку растут; в другие сезоны — падают (если не учитывать отдельные нарушения из-за интенсивной фильтрации атмосферных осадков). Поэтому осреднения, которые необходимо выполнять для расчетов $Z(t'')$ будут носить физически неоправданный и слишком общий характер.

В связи с этим при получении всех статистических характеристик для расчетов I_z , K_z и C_z использовалась не абсолютная высота уровней грунтовых вод Z , а ее приращение за расчетные интервалы 3 6 10 и 15 суток z или между сроками наблюдений.

Из выражений (1) — (3) следует, что величины I_z , K_z и C_z зависят от корреляционной функции $r_z(\tau)$. Поэтому представляет практический интерес оценить $r_z(\tau)$, ее ошибки $E_r(\tau)$ и предельные значения $R_z(\tau) = r_z(\tau) \pm 4 E_r$. Это важно, тем более, что $r_z(\tau)$ характеризует тесноту связи между приращениями уровней грунтовых вод на фазе их подъема в весенний (табл. 1) и другие периоды года.

Таблица 1

Нормированная корреляционная функция приращений уровня грунтовых вод

Гидрогеологический разрез	Статистический параметр	Интервал τ (сутки)			
		3	6	10	15
Естественный, скв. 43	$r_z(\tau)$	0,84	0,67	0,44	0,36
	$E_r(\tau)$	0,013	0,028	0,045	0,057
	$R_z(\tau)$	$0,84 \pm 0,05$	$0,67 \pm 0,11$	$0,44 \pm 0,18$	$0,36 \pm 0,23$
Нарушенный, скв. 86	$r_z(\tau)$	0,96	0,94	0,40	0,27
	$E_r(\tau)$	0,034	0,007	0,055	0,080
	$R_z(\tau)$	$0,96 \pm 0,02$	$0,94 \pm 0,03$	$0,40 \pm 0,22$	$0,27 \pm 0,32$
Нарушенный, скв. 73	$r_z(\tau)$	0,94	0,88	0,86	0,64
	$E_r(\tau)$	0,035	0,012	0,015	0,029
	$R_z(\tau)$	$0,94 \pm 0,02$	$0,88 \pm 0,05$	$0,86 \pm 0,06$	$0,64 \pm 0,12$

Из табл. 1 следует, что связь между приращениями уровней грунтовых вод весной за один и тот же интервал неодинакова в естественном и антропогенно измененном гидрогеологическом разрезе. Причем эта связь при $\tau \leq 10$ суток теснее на нарушенных гидрогеологических разрезах, чем на естественных. По-видимому, одной из причин такого положения является относительная стабильность самих уровней грунтовых вод в антропогенном разрезе, о чем было отмечено в начале статьи. В то же время данные табл. 1 свидетельствуют о том, что при $\tau > 10$ суток связь между приращениями уровней грунтовых вод для первого (43) и особенно второго (86) гидрогеологических разрезов становится несущественной или даже отсутствует.

Расчет составляющих приращений уровней грунтовых вод z в весенний период выполнялся для указанных выше двух гидрогеологических разрезов (табл. 2).

Таблица 2

Инерционная (I_z), климатологическая (K_z) и случайная (C_z) составляющие приращений уровней грунтовых вод z [% от z (t'')]

z см	Составляющие приращения	Интервал τ (сутки)			
		3	6	10	15
Ненарушенный гидрогеологический разрез, скв. 43					
2	I_z	48,8	33,0	19,7	15,6
	K_z	14,7	24,4	33,7	38,6
	C_z ($P=95\%$)	36,5	42,6	46,6	45,8
5	I_z	70,4	55,2	38,0	31,6
	K_z	8,5	16,3	26,0	31,3
	C_z ($P=95\%$)	21,1	28,5	36,0	37,1
10	I_z	82,6	71,1	55,0	47,9
	K_z	5,0	10,5	18,9	23,8
	C_z ($P=95\%$)	12,4	18,4	26,1	28,3
Нарушенный гидрогеологический разрез (скв. 73)					
5	I_z	70,2	59,8	56,1	51,7
	K_z	2,4	5,8	8,5	15,6
	C_z ($P=95\%$)	27,2	34,4	35,4	32,7
10	I_z	82,6	74,8	71,9	68,1
	K_z	1,4	3,6	5,4	10,3
	C_z ($P=95\%$)	16,0	21,6	22,7	21,6
15	I_z	87,8	81,7	79,3	76,2
	K_z	1,0	2,6	4,0	7,7
	C_z ($P=95\%$)	11,2	15,7	16,7	16,1

Из табл. 2 следует, что вклад I_z , K_z и C_z в нарастание уровней грунтовых вод для естественного и нарушенного гидрогеологического разрезов неодинаков. При равных величинах исходных приращений z по мере роста τ наибольший вклад вносит инерционная составляющая, наименьший — климатологическая. Особенно это характерно для антропогенно измененного гидрогеологического разреза, в котором подъем уровней грунтовых вод за счет K_z в 2—4 раза меньше, чем в естественных условиях. Характерно, что по мере роста исходных приращений z вклад в z (t'') величины I_z увеличивается, а K_z и C_z — уменьшается. Обращает на себя внимание и влияние продолжительности τ на соотношение между C_z в ненарушенном и нарушенном гидрогеологическом разрезах: чем продолжительнее нарастание z (t''), тем меньше различие в величинах C_z .

Полученные данные о вкладе I_z , K_z и C_z в нарастание уровней грунтовых вод в различных гидрогеологических разрезах свидетельствуют о том, что при разработках методики прогноза хода этих уровней на срок до 15 суток необходим дифференцированный подход к выбору предикторов. Для антропогенно измененных гидрогеологических условий в составе предикторов должны преобладать те, которые определяют I_z и C_z .

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольдберг В. М. Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. — М.: Недра, 1976.
2. Гольдберг В. М., Газда С. Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. — М.: Недра, 1984. — 261 с.
3. Бочеввер Ф. М., Лапшин Н. Н., Орадовская А. Е. Защита подземных вод от загрязнения. — М.: Недра, 1979. — 254 с.
4. МIRONENKO В. А., Румынин В. Г., Учайев В. К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах (опыт гидрогеологических исследований). — Л.: Недра, 1980. — 320 с.
5. Бродская Н. А. Режим грунтовых вод на территории предприятия фосфорных удобрений. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 89, с. 23—28.
6. Чечкин С. А., Климов Г. И., Бродская Н. А., Годыцкая В. В. Химическое загрязнение грунтовых вод предприятиями фосфорных удобрений. — Тр. ЛЕННИИ Гипрохим, 1981, с. 10—16.
7. Чечкин С. А., Климов Г. И., Хазанович К. К., Бродская Н. А. Режим уровней и состав грунтовых вод в зоне предприятий сложных фосфорных удобрений. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 98, с. 145—255.
8. Воробьев О. Г., Уфимцев Б. Ф., Чечкин С. А. Системный подход количественной оценки влияния промышленного предприятия на окружающую среду. — Черкассы, 1980. Деп. в ВНИГМИ — МЦД 14.12.1980, № 876.
9. Климов Г. И., Болотникова И. В., Родина Н. И. Влияние грунтовых вод на загрязнение поверхностных водотоков и водоемов. — Тр. ЛГМИ, 1984, вып. 86, с. 132—136.
10. Климов Г. И. Основные особенности изменения качества природных вод отраслью фосфорных удобрений. — Тр. ЛГМИ, 1985, вып. 89, с. 17—23.
11. Чечкин С. А., Русанов Б. Д., Климов Г. И. Подземные воды в природно-технических системах промышленных комплексов. — Тр. ЛГМИ, 1981, вып. 74, с. 138—148.
12. Чечкин С. А., Русанов Б. Д., Михайлов Л. Е. Антропогенное влияние на грунтовые воды. — Тр. ЛГМИ, 1982, вып. 78, с. 102—111.
13. Бондаренко Н. Ф. Физика движения подземных вод. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 216 с.
14. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. — М.: Физматгиз, 1962. — 382 с.
15. Чечкин С. А. и др. Подземные воды в системе «химическое предприятие — окружающая среда». М., изд. НИИТЭХИМ, 1985, вып. 6 (61). — 26 с.

УДК 556.013 : 556.16

В. В. КОВАЛЕНКО

АЛГОРИТМЫ РАЗВИТИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Дарвинская триада. Гидрологов интересует, конечно, развитие гидрологических процессов. Например, ответы на такие вопросы:

каким образом озеро может превратиться в болото? почему исчезает Аральское море? почему непредсказуемым образом меняется уровень Каспийского моря? почему в реках без всяких видимых внешних причин начинают образовываться гряды? и т. д.

Все это — частные случаи глобальных эволюционных процессов, развивающихся по одним и тем же алгоритмам (появление жизни на земле, развитие видов, появление человека и т. д.). Оказывается, что появление нового биологического вида, научной идеи и т. д. можно описать математическими моделями процессов самоорганизации, основой которых может служить дарвинская триада: изменчивость, отбор, наследственность [1]. Изменчивость связана со стохастичностью природы и определяет «поле возможностей» для развития системы, которое реализуется с помощью мутаций. Движущей силой любого эволюционного процесса является отбор, который через борьбу противоречий и конкуренцию в системе выделяет те формы развития, которые обеспечивают некоторому функционалу экстремальное значение. Наследственность определяет память в системе, зависимость ее развития от прошлого. В зависимости от природы системы она реализуется, например, с помощью генов (в биологии) или с помощью культуры и традиций (в общественных системах). При математическом моделировании наследственность определяется структурой модели, необходимостью задавать те или иные начальные условия и т. д.

Моделирование процессов развития. Рассмотрим математическую модель, которую (вульгаризируя ситуацию) можно интерпретировать в рассматриваемых терминах. Речь пойдет о развитии какой-либо популяции в соответствии с моделью

$$\tau \frac{dM}{dt} = -(K_{cm} - K_p)M + \zeta(t),$$

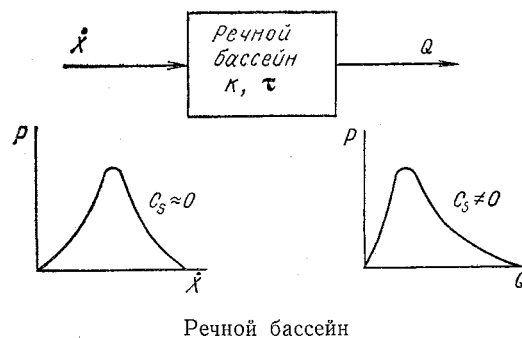
где M — биомасса популяции; K_{cm} , K_p — коэффициенты смертности и рождаемости соответственно; τ — время релаксации (приспособляемости) — аналог времени добегания в гидрологии; $\zeta(t)$ — флуктуации внешнего воздействия (метеоусловия, радиационный фон и т. д.); t — время.

При стабильных внешних условиях ($\zeta(t) = 0$) и равновесии между смертностью и рождаемостью ($K_{cm} = K_p$) популяция не развивается $dM/dt = 0$, $K_{cm}M = K_pM$. Но такая ситуация маловероятна, так как внешние условия и параметры K_{cm} , K_p — случайные функции. Пусть $\zeta < 0$ отрицательная флуктуация, а $K_{cm} > K_p$. Тогда $dM/dt < 0$, т. е. M убывает, популяция гибнет. В случае $\zeta > 0$, $K_{cm} = K_p$ происходит неуправляемый рост популяции, так как $dM/dt > 0$.

Для того чтобы выжить, популяция должна выработать в себе механизм приспособления к изменениям окружающей среды, т. е. стабилизирующие обратные связи $(K_{cm} - K_p) = f(\zeta)$. Это дости-

гаются за счет мутаций, т. е. представители рождаются с разными свойствами, по-разному реагируют на внешние изменения параметров среды обитания (K_p — случаен по своей природе). С помощью мутаций происходит адаптация (приспособление) популяции к среде обитания (одни погибают, зато другие выживают и дают потомство) — система развивается. Роль отбора играет умение мутантов коррелировать с изменением параметров внешней среды (кто умеет коррелировать, тот и выживает). Описанная ситуация является примером адаптационного алгоритма развития, отличительной особенностью которого является его принципиальная предсказуемость.

Теперь вернемся к ситуации, когда $dM/dt > 0$. Что на практике означает бесконечный рост биомассы $M \rightarrow \infty$? Ведь бесконечных величин просто не существует. Значит в такой ситуации популяция в прежнем виде не существует, она должна перестроиться, в ее развитии должен произойти качественный скачок. Следовательно, в какой-то момент времени должна произойти бифуркация в развитии системы, а следовательно, измениться сама математическая модель развития. Это — бифуркационный механизм развития, который характеризуется непредсказуемостью, так как мы не знаем, по какой модели пойдет развитие (это зависит от малейших случайностей в точке бифуркации). Рассмотрим эти два пути на гидрологических примерах.



Пример адаптационного развития гидрологических процессов (несимметричная реакция речного водосбора на симметричное воздействие метеоусловий). Рассмотрим речной бассейн с коэффициентом стока и временем релаксации (добегания) τ , на который воздействуют осадки с интенсивностью $\dot{X}$ (рисунок). Известно, что коэффициент асимметрии C_s для распределения плотности вероятности осадков очень незначителен (во всяком случае существенно меньше, чем для распределения расходов воды в замыкающем створе водосбора Q). Поэтому можно сказать, что в определенном смысле речной бассейн реагирует несимметрич-

ным образом на внешнее симметричное воздействие. Рассмотрим механизм адаптации бассейна к внешним воздействиям с использованием стохастической модели [2]:

$$\frac{dQ}{dt} = -(\bar{c} + \tilde{c})Q + \bar{N} + \hat{N},$$

где $\bar{c} = 1/K\tau$; $\bar{N} = \dot{X}/\tau$ (причем τ возьмем равным единице, что соответствует рассмотрению, например, годового стока при годовой релаксации); $\tilde{c}$, $\hat{N}$ — случайные процессы типа белого шума, с интенсивностями $G_{\tilde{c}}$, $G_{\hat{N}}$ и взаимной интенсивностью $G_{\tilde{c}\hat{N}}$.

Эту модель можно интерпретировать в терминах триады Дарвина. Наследственность (память) «сидит» в τ и в том, что это дифференциальное уравнение первого порядка, а следовательно, для его решения надо ставить начальные условия. В принципе, если бы случайные процессы $\tilde{c}$ и $\hat{N}$ были бы не белыми шумами, то они имели бы радиус корреляции, отличный от нуля, и тем самым также внесли бы в модель память о прошлом. Изменчивость в модель вносят вариации внешнего воздействия $\hat{N}$ (с интенсивностью $G_{\hat{N}}$) и, выражаясь вульгарно, мутации $\tilde{c}$ (с интенсивностью $G_{\tilde{c}}$), например, различные мероприятия хозяйственного характера на водосборе или изменения физико-географических условий в бассейне. «Отбор мутантов», приспособленных к внешней среде, осуществляет взаимная корреляция $\tilde{c}$ и $\hat{N}$ (с интенсивностью $G_{\tilde{c}\hat{N}}$).

Если ограничиться установившимся режимом, то получим следующее дифференциальное уравнение, описывающее распределение плотности вероятности расходов воды и являющееся частным случаем уравнения Фоккера — Планка — Калмогорова (ФПК) [2]:

$$\frac{dp}{dQ} = \frac{Q - a}{b_0 + b_1 Q + b_2 Q^2} p,$$

где

$$a = \frac{G_{\tilde{c}\hat{N}} + 2\bar{N}}{2\bar{c} + 2\tilde{c} + G_{\tilde{c}}}; \quad b_0 = \frac{-G_{\hat{N}}}{2\bar{c} + 2\tilde{c} + G_{\tilde{c}}};$$

$$b_1 = \frac{2G_{\tilde{c}\hat{N}}}{2\bar{c} + 2\tilde{c} + G_{\tilde{c}}}; \quad b_2 = \frac{-G_{\tilde{c}}}{2\bar{c} + 2\tilde{c} + G_{\tilde{c}}}.$$

Ограничившись установившимся режимом (т. е. приняв $dp/dt=0$), мы тем самым убрали наследственность, т. е. память в виде dQ/dt . Решениями этого уравнения могут быть самые разнообразные кривые плотности вероятности $p=f(Q)$. Посмотрим, какие конкретно реализуются решения в зависимости от двух оставшихся признаков развития: изменчивости и отбора.

1. Нет мутаций ($G_{\tilde{c}}=0$), нет отбора ($G_{\tilde{c}\tilde{N}}=0$), есть изменчивость внешних воздействий ($G_{\tilde{N}}\neq 0$). В этом случае ($b_2=b_1\neq 0$), получим нормальное распределение

$$p(Q) = \frac{1}{\sqrt{2\pi D}} e^{-\frac{(Q-a)^2}{2D}},$$

где $a=\bar{Q}=\bar{N}/\bar{c}$ — математическое ожидание расхода; $D=G_{\tilde{N}}/2\bar{c}$ — дисперсия.

2. Если в дополнении к п. 1 отсутствует и изменчивость внешних условий, то плотность вероятности вырождается в дельта-функцию $p(Q)=\delta(Q-a)$, т. е. процесс полностью детерминирован и сосредоточен на значении расхода, равном

$$Q=a=\bar{N}/\bar{c}.$$

3. Считаем, что $G_{\tilde{N}}\neq 0$; $G_{\tilde{c}}\neq 0$; $G_{\tilde{c}\tilde{N}}\neq 0$, но интенсивность мутаций настолько мала, что $G_{\tilde{c}}\ll 2\bar{c}+2\bar{c}+G_{\tilde{c}}$ (т. е. мала изменчивость характеристик водосбора, не связанных с внешним климатическим воздействием). В этом случае $b_2\approx 0$ и решение дается асимметричными кривыми Пирсона III типа.

4. В условиях п. 3 считаем, что $G_{\tilde{c}}$ не мало. Тогда решениями будут различные типы кривых Пирсона в зависимости от параметров уравнения.

5. Самый общий случай $dp/dt\neq 0$: система (бассейн) адаптируется (подстраивается) к изменению внешних условий. На каждый момент времени «истории» бассейна отбираются (с помощью $G_{\tilde{c}\tilde{N}}$) те решения, которые отвечают внешним климатическим условиям ($G_{\tilde{N}}$ и $\bar{N}$), а также уровню хозяйственной деятельности и физико-географическим параметрам бассейна ($G_{\tilde{c}}$ и $\bar{c}$). Наиболее характерная особенность заключается в том, что речной бассейн реагирует несимметричным образом на внешнее симметричное воздействие метеоусловий. Эту асимметрию порождает корреляция между $\tilde{c}$ и $\tilde{N}$. Возникает вопрос, всегда ли бассейн в состоянии приспособиться (адаптироваться) к изменению метеоусловий и хозяйственной деятельности и сохранится как речная система. Что произойдет, если сильно «надавить» на водосбор?

Пример бифуркационного механизма развития, неустойчивость, «разрушение» гидрологической системы. Как известно, задание плотности вероятности эквивалентно заданию бесконечного числа моментов. В гидрологии ограничиваются тремя моментами, порождающими норму стока, коэффициенты вариации и асимметрии. Известна также процедура (см, например [2]) перехода от уравнения ФПК к уравнению для моментов распределения плотности вероятности. Уравнение для математического ожидания имеет вид

$$\frac{dM[Q]}{dt} = [-\bar{c} + 0,5 G_{\bar{c}}] M[Q] - 0,5 G_{\bar{c}} \bar{N} + \bar{N}.$$

Из этого уравнения видно, что при сильных мутациях $G_{\bar{c}} > 2\bar{c}$ имеем $dM[Q]/dt > 0$, т.е. неограниченный рост математического ожидания (неустойчивость по математическому ожиданию). Аналогично исследуется уравнение для дисперсии. Ситуация, когда моменты распределения стремятся к бесконечности, означает, что стационарного распределения плотности вероятности просто не существует. Как все это надо понимать физически? По-видимому так: при сильных мутациях вообще перестают действовать математические закономерности формирования стока, т.е. расходы воды в замыкающем створе не представляют из себя статистической совокупности. Возможная физическая интерпретация такой ситуации заключается в том, что бассейн перестал быть системой в прежнем смысле, т.е. системой в смысле входа $\dot{X}$, выхода Q , параметров K , t . Происходит качественный переход (бифуркация) старой системы (бассейна) в новую систему (например, озеро), где выходной величиной уже служит не расход, а объем или уровень воды. Теряет прежний смысл понятие коэффициента стока и т.д. Возможно, что бассейн остается речной системой, но в соответствии с законом Хортон $n = 2,2 \lg Q + 6,35$ при росте Q скачком меняется ее порядок n (например, происходит перехват отдельных речных систем). Создание теории, позволяющей анализировать ситуации, возникающие при подходе к точке бифуркации, а также предсказывать «выбор» системой дальнейшего пути развития (если такое вообще возможно) является актуальнейшей задачей гидрологии, да и всей науки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеев Н. Н., Александров В. В., Тарко А. М. Человек и биосфера. М.: Наука, 1985. — 272 с.
2. Коваленко В. В. Стохастические модели формирования стока с сосредоточенными параметрами. — Тр. ЛГМИ, 1989, вып. 103, с. 61—73.

О СОСТОЯНИИ И ПЕРСПЕКТИВЕ ПОДГОТОВКИ СПЕЦИАЛИСТОВ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ АЭРО- И КОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

С выходом человека в космическое пространство открылась новая эра в развитии аэрокосмических методов исследований природной среды и таких принципиально новых направлений науки и техники, как космическая метеорология, космическая гидрология, космическое природопользование и другие. В наши дни трудно найти географическую дисциплину и соответствующую ей отрасль хозяйства, которая бы в той или иной степени не использовала материалы аэрокосмических съемок. Создание космической техники обеспечило большие возможности для оперативного функционирования глобальных космических систем метеорологии, исследования водных объектов Земли и охраны окружающей среды [1].

Применительно к решению гидрометеорологических задач дистанционное зондирование Земли позволяет осуществлять [2, 3]:

- исследование акваторий Мирового океана в части наблюдений и изучения течений, океанических фронтов, вихреобразований, зон подъема глубинных вод и др.;

- получение метеорологических данных о состоянии атмосферы, облачности, поверхности суши и океана и составление на их основе карт погоды;

- анализ спутниковой информации о положении и интенсивности развитых тайфунов и циклонов, активных атмосферных фронтов и зон густых туманов при решении задач судоходства и рыболовства;

- оценку разливов и затопления речных пойм во время половодий и паводков, ледовой обстановки на морях, крупных озерах и водохранилищах, исследования динамики снежного покрова на речных водосборах;

- исследование динамики атмосферных процессов по спутниковым данным для надежного определения изменения важных для сельскохозяйственного производства агрометеорологических условий;

- получение научной информации со спутников при практическом метеообеспечении авиации путем составления авиационных прогностических карт опасных явлений погоды по трассам полетов.

Круг специалистов, работающих в системе Госкомгидромета и в других министерствах и ведомствах, соприкасающихся с аэро-

космическими методами исследований, становится все шире. Следовательно, и требования, предъявляемые к качеству образования таких специалистов, становятся все выше. Нет сомнения, что выпускник вуза, получивший одну из гидрометеорологических специальностей, должен уметь ориентироваться во всех фотографических и нефотографических методах зондирования земной поверхности, уметь правильно оценить преимущества той или иной аэрокосмической информации для решения конкретной задачи и выбрать оптимальный вариант применения аэрокосмических методов в своих исследованиях. Умение метеорологов, гидрологов и океанологов работать с аэро- и космическими снимками, извлекать из них максимум информации, овладение основами обработки и интерпретации данных, получаемых в результате применения различных аэрокосмических методов, свидетельствуют не только о высокой профессиональной подготовке специалиста, но и характеризуют его как специалиста широкого профиля при изучении природных объектов и явлений дистанционными методами.

В Ленинградском гидрометеорологическом институте преподавание дисциплины по аэрокосмическим методам исследования в метеорологии ведется с начала 70-х годов, а по спутниковым аэрогидрографическим исследованиям — с конца 70-х. На метеорологическом факультете института была образована новая специализация — космическая метеорология, в рамках которой велась целевая интенсивная подготовка специалистов для сибирского региона страны и, в частности, по прямому договору с Томским институтом оптики атмосферы СО АН СССР.

Программа подготовки специалистов-метеорологов предусматривает изучение основ теории и законов движения искусственных спутников Земли, особенностей получения метеорологической информации из космоса и методов измерения метеорологических величин. Студенты знакомятся с техническими характеристиками научной и служебной аппаратуры советских и зарубежных метеорологических спутников. Значительное внимание уделено в учебном процессе практическому использованию основных видов метеорологической информации, получаемой со спутников «Метеор», методам ее обработки, метеорологическому дешифрованию космических снимков Земли и облачности в видимом и инфракрасном диапазонах спектра.

В ходе изучения дисциплины студенты осуществляют дежурство на станции приема телевизионной спутниковой информации и получают полутонные изображения облачности на фотопленке с помощью приемного фототелеграфного аппарата с барабанной разверткой. Полученные ТВ снимки используются студентами при выполнении практических работ по анализу синоптического положения, прогнозу возникновения отдельных видов барических образований и при оценке некоторых метеорологических величин.

Таким образом, в результате изучения космических методов исследований метеорологических процессов формируется специалист, умеющий дать объективную оценку информативности спутниковой информации и осуществить ее грамотную интерпретацию при анализе и прогнозе погоды.

Студенты-гидрологи знакомятся с аэрокосмическими методами исследований при изучении дисциплины «Аэрофотогеодезические исследования водных объектов суши». В этом курсе излагаются теоретические основы получения, обработки и использования материалов аэро- и космических съемок местности в гидрологических целях, дается анализ факторов, влияющих на изобразительные и измерительные качества снимков. В связи с тем, что гидрологу на практике чаще приходится определять по снимкам различные параметры водных объектов (ширину, длину, скорость течения водотока, площади водоемов и водосборов, высоты обрывов, бровок и т. д.), программой учебной дисциплины делается упор на анализ фотоизображений и методику обработки крупномасштабных аэрофотоснимков в отличие от мелкомасштабных спутниковых изображений, исследуемых студентами-метеорологами.

Условно дисциплину «Аэрофотогеодезические исследования водных объектов суши» можно разделить на три крупных раздела:

- технические средства и методы получения и обработки аэрокосмических снимков;

- методика гидрографического дешифрирования аэрофотоснимков;

- использование телевизионных спутниковых изображений в гидрологических исследованиях.

В одной из работ [4] высказываются сомнения в осуществлении вузовской подготовки по использованию аэрокосмической информации. Автор этой публикации считает, что сама постановка вопроса об изучении аэрокосмических методов исследований в вузах одновременно не только не реальна в условиях напряженного бюджета учебного времени, но и по существу своему неправильная, так как не может быть обеспечена и материально. Имеется в виду прежде всего отсутствие материалов аэрофотосъемок в вузе и преподавание в связи с этим в лучшем случае с использованием учебных снимков и плакатов.

Позволим себе не согласиться с выводами автора этой статьи, поскольку режимные ограничения по площади заснятой территории для открытого использования аэрофотоснимков при выполнении лабораторных и практических работ сейчас в значительной степени снижены. Это даёт возможность ставить студентам задачи производства самостоятельной оценки фотограмметрических параметров аэрофотосъемки учебного полигона, измерения с помощью простейших стереофотограмметрических приборов разностей продольных параллаксов точек и вычисления по ним превышений между точками. Студенты ЛГМИ выполняют стереоскопи-

ческую съемку рельефа местности на снимках под стереоскопом, производят гидрогеологическое дешифрирование тепловых снимков и гидрографическое дешифрирование аэрофотоснимков.

Разумеется, организовать большой и подробный курс изучения аэрокосмических методов исследований, как это делается в Московском институте геодезии, аэрофотосъемки и картографии, в неспециализированных вузах не предоставляется возможным. Да это и не нужно. Важно дать будущим специалистам-гидрометеорологам ясное представление о существе методов, закрепить полученные теоретические знания на практических занятиях, т. е. заложить в них хорошую основу для выполнения работ по использованию аэрокосмических методов исследований на производстве. В ЛГМИ студенты-гидрологи IV курса изучают дисциплину в течение 14 недель с выполнением промежуточной контрольной работы и сдачей зачета по завершению курса.

К сожалению, приходится констатировать, что многие специалисты-гидрологи не соприкасаются в своей практической работе с материалами аэро- и космических съемок. Это вызвано и незнанием организации аэрофотосъемочного процесса, и отсутствием соответствующего оборудования для обработки снимков, и просто нежеланием отдельных руководителей ставить этот процесс на своем производстве. Об этом свидетельствуют многочисленные факты получения информации от слушателей факультета повышения квалификации при Ленинградском гидрометеорологическом институте.

Перспективы дальнейшего совершенствования учебного процесса по «аэрокосмическим методам исследований в гидрометеорологии» мы видим в его интеграции с научно-исследовательскими и проектными институтами нашего профиля. Некоторые успехи в этом направлении имеются уже сейчас. Так, в 1989 г. институт получил от Госкомгидромета в качестве технической помощи комплекс технических средств обработки метеорологической информации КТС «Диск». Государственный гидрологический институт откликнулся на просьбу ЛГМИ и изготовил необходимое количество комплектов многозональных телевизионных спутниковых снимков для проведения лабораторных работ по исследованию динамики снежного покрова на водосборе и оценке ледовой обстановки на акватории Ладожского озера. Работы в поисках дальнейших путей творческого сотрудничества институтом продолжаются.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киенко Ю. П. Научно-методические аспекты космического природоведения. «Салют-6» изучает биосферу. — М.: Машиностроение, 1986, с. 8—13.
2. Усачев В. Ф. Оценка разливов речных пойм. Природа Земли из космоса. — Л.: Гидрометеониздат, 1984, с. 98—102.

3. Герман М. А. Космические методы исследований в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. с. 337—339.

4. Кудрицкий Д. М. О подготовке специалистов по использованию аэрокосмической информации в гидрологических целях. — Тр. ГГИ, 1980, вып. 276, с. 10—14.

УДК 551.46.07/08

Н. П. СМЕРНОВ, П. А. ВАЙНОВСКИЙ, Ю. Э. ТИТОВ

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МЕТОДОВ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА В ПРАКТИКЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Современные научные исследования океана опираются на системность, комплексный подход, что является фундаментальной базой теоретических и экспериментальных работ. Большинство процессов в самом океане и на его границах может быть исследовано лишь при условии привлечения к анализу всей имеющейся информации, характеризующей процесс во всем многообразии его проявлений. Сегодня уже показана взаимосвязь в пространстве и времени однородных показателей состояния океана. Кроме того, оказываются взаимосвязанными основные разнородные процессы в океане: тепловые, динамические, оптические, химические, биологические и др. Глубокое знание океана на сегодняшний день невозможно без тщательного исследования всех взаимосвязей процессов и полей. Целям такого исследования служат методы многомерного статистического анализа (МСА), которые и являются предметом обсуждения в данной статье.

Как известно, целью МСА (таких, как метод главных компонент, факторный анализ, методы автоматической классификации, многомерное шкалирование и другие) служит представление полученных данных в компактном, удобном и наглядном виде (свертка), обобщение их с помощью математических моделей и выработка решений об оптимальных дальнейших действиях. С ростом возможностей ЭВМ расширяется сфера приложения МСА в комплексных исследованиях океана, в ходе которых специалистам-океанологам приходится перерабатывать огромные массивы информации об океане. В подобной ситуации для систематизации, упорядочения и статистического анализа имеющейся информации специалисты прибегают к помощи многомерных методов.

Нам представляется, что исследователю океана нужно знать, то принципиально новое, что внес аппарат многомерного статистического анализа. Поэтому важно посмотреть на логическое развитие идей МСА с позиций океанологов.

По-видимому, одно из самых серьезных препятствий, которое стоит на пути исследователя океана, — это установившееся мнение о том, что можно выделить явления или процессы одной физической природы, зависящие от совсем небольшого числа переменных. Результаты исследований тогда можно было представлять хорошо интерпретируемыми функциональными связями, которым приписывается роль неких абсолютных законов. Вспомним, как изменяются наши представления о структуре, скажем, течений в Северной Атлантике в результате применения различных методов (моделей) их расчета: динамического, обратного, модели А. С. Саркисяна и других их модификаций. И тем не менее в результате натурных наблюдений, съемок обнаруживаются все новые особенности динамики вод, которые не «улавливаются» ни одной из предлагаемых моделей. То же следует сказать и об описании термической изменчивости вод какой-либо статистической моделью, пусть наиболее современной, как модель К. Хассельмана. В силу этого концепцию методологии однофакторной модели нельзя признать состоятельной. А предположение о том, что исследователь может с любой степенью точности стабилизировать все независимые переменные своей модели, а затем, посредством варьирования некоторых из них, устанавливать интересные его зависимости, скорее всего, ошибочное.

Новый взгляд на океан, как на плохо организованную диффузную систему, дал основание в полной мере использовать аппарат МСА. Аппарат МСА начал интенсивно проникать в океанологию примерно с начала 60-х годов. И связывать это проникновение следует прежде всего с двумя обстоятельствами. Во-первых, с появлением первых прикладных работ, показавших потенциальную эффективность применения сложной теории МСА для решения конкретных гидрометеорологических задач [1, 2, 3]. Во-вторых, чрезвычайно важным обстоятельством следует считать внедрение первых ЭВМ в процесс обработки информации. Эти два обстоятельства и обусловили переход практической океанологии на качественно новую ступень развития, которую можно обозначить как этап автоматизированной обработки и анализа океанологической информации.

Взгляд в недавнее прошлое убеждает в том, что за первыми работами последовал растянувшийся почти на 30 лет период осторожного освоения того небольшого набора методов МСА, который был рассмотрен в классической постановке в первых работах [4—7]. Увы, следует признать, что прогресс применения МСА в океанологии, идет весьма неторопливо, даже в сравнении с прикладной метеорологией, давно ушедшей вперед.

Подавляющее большинство работ по использованию МСА в океанологических исследованиях связано с именем профессора Ю. В. Николаева. Именно он и его сотрудники в период с 1960—1980 гг. упорно и последовательно использовали многомерный подход при диагнозе и прогнозе тепловых, динамических и ледовых условий океана [8—11]. Результатом этих исследований явились новые плодотворные идеи: о саморазвитии и совместной эволюции атмосферы и океана, взаимообусловленности процессов развития во времени системы атмосфера—океан, тесной связи крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы с изменчивостью климата посредством внутренних процессов, протекающих в системе атмосфера—океан—литосфера—криосфера.

К сожалению, огромный практический опыт, накопленный в этих глубоких и разносторонних исследованиях, остался на сегодняшний день не систематизированным.

История МСА в океанологических исследованиях начиналась и долгое время развивалась под знаком широкого распространения метода главных компонент. Этот метод с успехом зарекомендовал себя при выделении водных масс [12], фронтальных зон [13], исследовании изменчивости термохалинных [14], ледовых [15] полей Мирового океана. Крупными результатами данных исследований явились выводы о наличии квазистационарных областей повышенной энергоактивности, максимуме энтропии в районах фронтальных зон, существовании районов в различных широтных зонах океана с сопряженными колебаниями гидрофизических параметров.

Заманчивость построения малопараметрической модели сложных процессов остается, видимо, наиболее привлекательной чертой в методе главных компонент и на сегодняшний день. Наряду с этим, длительный опыт использования метода главных компонент выявил ряд недостатков, которые препятствуют в полной мере изучать все многообразие процессов, протекающих в океане: формализм разложения по базису ортогональных функций, нечеткость принципов оценивания количества необходимых главных компонент, а подчас и слабую интерпретацию результатов разложения.

Альтернативой методу главных компонент явился метод факторного анализа [16], который уже достиг высокого развития как в теории, так и в практике. По существу метод факторного анализа сочетает в себе совокупность разнообразных методов устойчивого и оптимального оценивания параметров разложения. Использование их представляет исследователю большую свободу выбора, что дает возможность считать метод факторного анализа эффективным средством генерации и всесторонней проверки гипотез о физической природе исследуемых явлений.

Не описывая метод факторного анализа полностью, отметим лишь его наиболее существенные особенности. Это, во-первых, использование принципа максимума правдоподобия для вычисления параметров разложения, что позволило поставить весь аппарат метода на уровень надежного статистического оценивания и проверки статистических гипотез при выборе количества параметров разложения и расчета их конкретных значений. Во-вторых, принцип простой структуры факторного решения позволяет в случае запутанных взаимосвязей признаков, тем не менее, прийти к возможно более простой статистической модели описания, которая может быть однозначно интерпретирована. В-третьих, при отсутствии требуемого простого решения в классе линейных ортогональных моделей исследователь имеет возможность перейти к построению факторного разложения для нелинейных и неортогональных членов разложения.

Получение полностью тождественных результатов применения метода главных компонент и факторного анализа, видимо, практически исключено либо ограничено ситуацией идеального многомерного распределения исходных данных. Реальные отличия методов, как показано выше, существенны. Опыт практического применения метода факторного анализа в океанологии и его сравнительная характеристика с методом главных компонент по материалам натурных наблюдений весьма скромны [17]. Основным результатом этого исследования явился вывод о том, что метод факторного анализа наиболее эффективен при анализе разнородных исходных данных, где он демонстрирует свою инвариантность к изменению масштабов исходных переменных.

Очевидно, что метод главных компонент не будет предан забвению. Подтверждением этого могут служить и большое количество публикаций по практическому его применению, и ряд новых модификаций самого метода, позволяющие повысить устойчивость разложения и отобрать для исследования наиболее информативные члены разложения [11]. Особый интерес представляет развитие методик главных компонент и факторного анализа для изучения пространственно-временной структуры волновых колебаний в океане. Классический подход эффективен лишь при диагнозе стоячих волн. Однако большой класс природных процессов проявляется в виде прогрессивных, движущихся волн в основных геофизических полях. Прогрессивные волны в традиционном методе главных компонент и методе факторного анализа практически не идентифицируются либо существенно искажаются. Ведущей идеей описания прогрессивных волновых колебаний посредством ортогональных разложений может быть мысль, высказанная в [18], о назревшей необходимости построения главных компонент для гильбертовых преобразований исходных данных. В последние годы данный подход начал развиваться в методе комплексных главных компонент [19]. Суть его сводится к построению комплексного поля данных путем гильбертова преобразования

Исходного скалярного поля с последующим расчетом параметров разложения в комплексной области. Получаемая в результате амплитудно-фазовая картина выделенных компонент, позволяет оценить величину, фазу и направление смещения в пространстве характерных волновых образований. Еще более изощренным, с точки зрения сложности применяемого математического аппарата, является попытка включить в данный подход вращение главных компонент, т. е., по сути, применить метод факторного анализа комплексных главных компонент, что уже осуществлено и в метеорологии [20], и в океанологии [21]. Видимо, еще преждевременно окончательно судить о конкретных достоинствах и недостатках этого метода, но даже сегодня трудно переоценить перспективность такого подхода для эффективного решения целого комплекса задач диагноза гидрофизических полей.

Океан как природный объект представляет собой богато структурированную систему, объединяющую в единое целое не только пространственно-временное расслоение процессов, но также специфическую взаимообусловленную иерархию термодинамических, химических, биологических и других явлений. Процесс выделения подобных однородных структур долгое время в океанологии оставался сугубо субъективным. Класс, тип, район, ситуация — эти категории характеризуют структуру гидрометеорологической информации в ее наиболее высокой форме обобщения. Формулировка и принятие этих категорий остается важнейшим и весьма ответственным этапом познания природы (вспомним биологическую классификацию видов или химическую классификацию элементов).

Классификация — это отражение глубокого знания исследуемого объекта. В частности, этим можно объяснить неуклонный рост количества публикаций по применению методов автоматической классификации (МАК). Высшая стратегия классификации — поиск искомых структур (классов типов), соответствующих согласованной изменчивости всех исследуемых полей и процессов. Но реальность современного этапа состоит, во-первых, в доказательстве объективной эффективности методов автоматической классификации; во-вторых, в постановке задачи МАК на общедоступный уровень; в-третьих, в проведении тщательной классификации изменчивости Мирового океана хотя бы по отдельным гидрофизическим параметрам. Применение МАК позволило уже решить ряд важных проблем: проведено районирование отдельных океанов по типам водных масс [22], районирован Мировой океан по типам стратификации вод [23], выделены типы льдов и их распределение [24].

Самым слабым звеном здесь следует признать стратегию выбора оптимального из МАК, которых на сегодняшний день насчитывается несколько десятков [25]. И очевидно, прикладная океанология в данном вопросе находится на распутье еще со времен первых публикаций на эту тему [8, 26]. Теория пока не дает

исследователю такой метод, который был бы идеальным инструментом анализа. Эвристическая природа алгоритмов МАК не позволяет получить абсолютно объективную и надежную вычислительную процедуру. Наоборот, опыт, накопленный в смежных науках, показывает, что каждый из алгоритмов обладает своим специфическим свойством, знание и использование которого может либо облегчать, либо затруднять процесс классификации. Поэтому актуальной задачей прикладной океанологии в этой области следует считать верификацию алгоритмов МАК на натурных данных [27]. Именно сравнительный анализ результатов работы различных алгоритмов по одинаковым архивам данных может привести к решению вопроса о выборе МАК для выделения конкретных структур.

В проблеме МАК есть еще одна грань, которая связана с информативностью исходных данных. Дело в том, что практически нельзя классифицировать такую структуру данных, которая не содержит в себе классов. Другими словами, если признаки, по которым проводится классификация выбраны неудачно, то применение МАК не даст положительного результата. Это вторая сторона проблемы классификации. И она не имеет решения внутри МАК, потому что задача оценивания информативности признаков для разделения объектов на классы должна быть исследована ранее на предшествующих этапах обработки и анализа исходной информации. Именно там должна проявиться неоднородность объектов и установлен вид признакового пространства.

Отсюда можно сделать вывод о том, что МАК нельзя считать универсальным средством для анализа структуры данных в целом. Чтобы достоверно оценить структуру объектов на основе МАК, чаще всего необходимо предварительно оценить структуру признаков. Очевидно, что зашумленные признаки целесообразно не включать в классификацию, а высококоррелируемые признаки — эффективно объединять. С другой стороны, данная проблема решается с помощью методов главных компонент и факторного анализа. Нам представляется, что органичное сочетание МГК, МФА и МАК могло бы решить многие проблемы, стоящие на пути каждого из методов в отдельности. Фактически мы стоим перед необходимостью создания автоматизированных систем диагноза океанологических процессов и полей, методами многомерного статистического анализа.

Следует иметь в виду, что применение методов многомерной статистики в океанологических исследованиях не ограничивается традиционными областями диагноза гидрофизических полей. В последнее время начинается новое перспективное направление, которое связано с использованием МСА для решения задачи верификации гидродинамических моделей океана. Обилие гидродинамических моделей (локальных, региональных, глобальных) пока не компенсировано отработанным надежным механизмом оценки качества расчетов. Большинство существующих моделей прове-

ряется либо на качественное совпадение расчетных полей в целом с натурными данными, либо с регистрируемыми в отдельных точках значениями параметров, либо с модельными расчетами других авторов. Подобные оценки существенно затрудняют оценивание модели в целом, выявление ее недостатков, а поэтому в конечном счете не позволяют найти пути эффективного совершенствования гидродинамических моделей.

Под верификацией мы понимаем процесс проверки адекватности модельных полей реально наблюдаемым в океане на основе статистического оценивания значимости полей ошибок. Представляется чрезвычайно важным проверить степень соответствия модельных и натурных данных не по величине отклонений в отдельной точке, а по всему полю или временному ряду. Роль МСА в данном аспекте понимается как роль аппарата выявления и статистического описания систематических ошибок пространственно-временных модельных расчетов и исследование их природы на основе построения статистических моделей, описывающих связь полей ошибок с учтенными в модели факторами, а также между полями ошибок и натурными данными.

Далеко не исчерпаны возможности практических приложений МСА для развития методов прогноза природных процессов. Обращаясь к сложнейшей проблеме предсказуемости гидрометеорологических процессов, следует иметь в виду, что предсказание редких аномалий (экстремумов) с помощью классических подходов МСА практически исключается. Дело в том, что классический подход МСА формулирует замкнутую модель процесса в терминах традиционного оценивания первых и вторых статистических моментов стационарных, однородных временных рядов. Но Мировой океан как элемент климатической системы является почти интранзитивной системой, обладающей хотя и конечным, но очень большим набором вероятностных состояний. Причем вероятность крупных аномалий весьма мала. Эта особенность, вкупе с ограниченной длиной выборок данных, и обусловила общую для корреляционных методов ограниченность.

Крайне остро данная проблема стоит в двух наиболее распространенных методиках МСА: множественной регрессии и методе главных компонент. Получаемые в них оценки корреляционных и регрессионных параметров не могут с необходимой точностью описывать такую тенденцию изменения процесса, которая не была значимой в зависимой выборке. Но и введение в исходную выборку интенсивных трендовых составляющих тоже не решает вопроса по существу, поскольку порождает неустойчивость корреляционных и регрессивных оценок, свойственную нестационарным процессам. Следствием этого является ненадежность регрессионных параметров и неустойчивость главных компонент во времени [7, 28].

Решение этой проблемы частично может быть достигнуто путем построения кусочных регрессивных моделей. Для чего исход-

ные реализации предварительно классифицируются на однородные классы или типы по закономерности взаимосвязей исследуемых параметров. А затем регрессионные модели строятся для каждого класса обособленно. Аналогичные действия применяются и для ортогональных разложений [7, 15]. Следует, однако, помнить, что эффективность подобного подхода целиком зависит от степени предсказуемости смены одного выявленного класса другим [29].

Другой путь преодоления указанных недостатков более сложен и еще недостаточно разработан применительно к океанологии. Он состоит в применении нового математического аппарата усвоения и оценивания корреляционных и регрессионных параметров нестационарных во времени процессов. Здесь подразумевается использование алгоритмов рекуррентного оценивания параметров статистических моделей, базирующихся на принципах стохастической адаптации текущих оценок корреляционных моментов к текущему состоянию исследуемого объекта. Первые полученные результаты применения подобных методик дают обнадеживающие выводы [27, 28, 29].

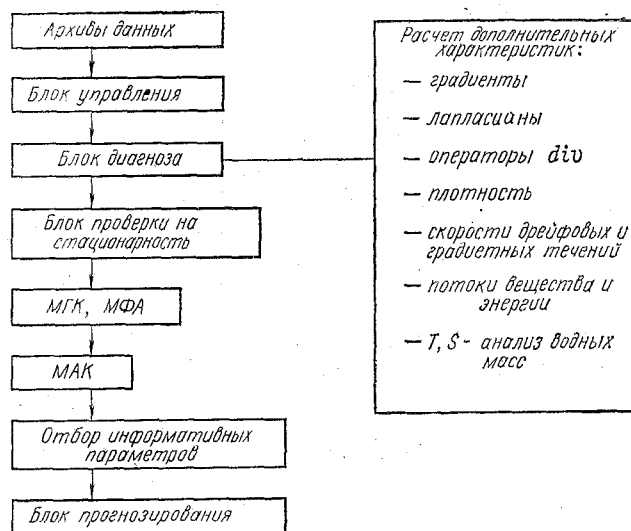
Заканчивая общее рассмотрение проблем применения МСА в океанологических исследованиях следует еще раз подчеркнуть, что дальнейшее развитие изложенного подхода невозможно без использования ЭВМ. Причем насущная задача этого аспекта состоит в создании комплексного математического и программного обеспечения расчетов по полной схеме статистического анализа и обработке океанологических данных, которая в концептуальной форме может быть сформулирована в виде четырех крупных блоков (рисунок).

Блок № 1 предназначен для предварительной обработки и первичного анализа данных. Сюда должны включаться алгоритмы вычисления важных гидрофизических характеристик состояния океана, уже производных от первичных наблюдений (это могут быть параметры вертикальной устойчивости, горизонтальной неоднородности, динамики, энергетик вод и т. п.). Кроме того, здесь необходимо оценить параметры статистической однородности и изотропности в пространстве, а также стационарности и однородности временных рядов.

Блок № 2 должен содержать основные алгоритмы анализа структуры взаимосвязей выбора полученных гидрофизических характеристик во времени с пространстве на основе применения методов автоматической классификации (дискриминации) и ортогонального разложения.

Блок № 3 предназначен для моделирования гидрофизических процессов и верификации моделей. Он содержит алгоритм статистического или гидродинамического (численного) моделирования выявленных в блоке № 2 закономерностей. Ключевым моментом этого блока тем не менее следует считать проведение многомерного статистического анализа ошибок, отклонений, различий мо-

дельного описания гидрофизических полей от натурного (климатического) их распределения. Итог блока № 3 — описание класса моделей, применимых для восстановления исследуемых процессов с заданной точностью.



Блок-схема автоматизированной системы «Диагноз-Прогноз»

Блок № 4 представляется в виде реализации алгоритмов статистической экстраполяции многомерных временных рядов, с оценением параметров для стационарных и нестационарных процессов. Кроме методов экстраполяции дискретных временных рядов сюда должны быть включены алгоритмы вероятностного предсказания классов и типов ситуаций. Вершиной данного блока следует считать алгоритм комплексации вероятностных и статистических прогнозов.

Подобная схема статистического анализа и обработки представляется наиболее эффективной в диалоговом режиме обработки данных, применение которого позволило бы оптимизировать процесс решения общей задачи обработки на каждом этапе вычислений, особенно при подборе оптимальной модели прогноза и при интерпретации результатов вычислений в блоках № 2 и № 3.

В заключение отметим, что многомерная статистика — это по существу просто хорошо логически обоснованная формализация эмпирических методов изучения сложных плохоорганизованных, диффузных систем, применяемых тогда, когда исследователь сознательно на начальном этапе отказывается от традиционного

изучения механизма всех явлений, когда достаточно трудно провести грань между детерминированными и случайными явлениями, протекающими в океане. МСА выдвигает сложные проблемы выбора оптимальной стратегии получения исходной информации, выбора методов обработки результатов наблюдений, а в более общей постановке — проблемы центрирования, фильтрации и мультиколлинеарности. Аккуратное решение этих проблем дает исследователю бесценнейшую информацию о поведении изучаемого объекта, и в конечном счете позволяет детально разобраться в механизмах явлений, протекающих в океане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lorenz E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. — Sci. Rep. № 1. Statist. Forecasting Project, MIT, 1959.
2. Багров Н. А. Аналитическое представление полей. — Тр. ЦИП, 1958, вып. 64.
3. Обухов А. М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций. — Изв. АН СССР, 1960, сер. геофизическая, № 3, с. 432—439.
4. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. Пер. с англ. М.: Физматгиз, 1963, с. 500.
5. Николаев Ю. В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1969, с. 64.
6. Естественные составляющие метеорологических полей/А. В. Мещерская, Л. В. Руховец, М. И. Юдин, М. А. Яковлева. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 200 с.
7. Смирнов Н. П., Скляренко В. Л. Методы многомерного статистического анализа в гидрологических исследованиях. Л., изд. ЛГУ, 1986. — 190 с.
8. Николаев Ю. В. Классификация гидрометеорологических полей с помощью ЭВМ. Автоматизация научных исследований. Ч. I. Севастополь, 1968.
9. Николаев Ю. В., Владимиров О. А. Некоторые вопросы применения многомерного анализа для исследований гидрометеорологических полей Северной Атлантики и Арктики. — Тр. ПИНРО, 1973, вып. 34.
10. Николаев Ю. В. Классификация гидрометеорологических процессов с помощью ЭВМ. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.
11. Николаев Ю. В. Модификация метода разложения по естественным ортогональным составляющим. — Тр. ААНИИ, 1975, т. 321.
12. Клепиков В. В., Божков А. Т., Смирнов Н. П. Выделение и исследование водных масс в Индийском океане с помощью разложения по Е. О. Ф. — Вестник ЛГУ, сер. географическая, 1974, № 24, вып. 4.
13. Романцов В. А., Буб А. Ф. Некоторые результаты многомерного анализа водных масс Норвежского и Гренландского морей. — Тр. ААНИИ, 1976, т. 342.
14. Филошкин Б. Б. Представление полей температуры и солености с помощью статистически ортогональных функций. — Океанология, 1984, т. 24, № 5.
15. Дрыгина И. А., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Об использовании компонентного анализа при разработке методики долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей. — Тр. ААНИИ, 1977, т. 341.
16. Иберла К. Факторный анализ. — М.: Мир, 1980.
17. Вайновский П. А., Титов Ю. Э. Практические аспекты применения многомерного анализа. — Л., 1986, Деп. в ВИНИТИ 11.12.1986, № 8462 — В. 86.
18. Wallace I. M., Dickinson R. E. Empirical orthogonal representation of time series in the frequency domain. — J. Appl. Meteor., 1972, V. 11.
19. Horel I. D. Complex principal component analysis: theory and examples. — J. Clim. and Appl. Meteor., 1984, V. 23.

20. Trenberth K. E., Shin W.-T. K. Qasibiennial fluctuation in sea level pressures over the northern Hemisphere. — Mon. Wea. Rev., 1984, V. 111.
21. Лемешко Е. М. О методе комплексных главных компонент. Севастополь, 1987. Деп. в ВИНТИ, № 873 — В 87.
22. Николаев Ю. В., Ленин А. И. Применение теории распознавания образов в океанологии. — Киев: Наукова Думка, 1973.
23. Гарелкин и др. Опыт машинной классификации кривых вертикального распределения температуры воды, солёности, плотности скорости звука, их вертикальных градиентов. — Тр. ВНИИГМИ — МЦД, 1978, вып. 45.
24. Яковлев В. Н., Альтман Ю. С. Классификация и прогнозирование положения кромки льда в Атлантическом секторе Антарктики. — Антарктика, 1986, вып. 25.
25. Айвазян С. А., Бежаева З. И., Староверов О. В. Классификация многомерных наблюдений. — М.: Финансы и статистика, 1974.
- 26. Багров Н. А. Статистическая теория опознавания в гидрометеорологии. — Тр. ГМЦ СССР, 1983, вып. 244.
27. Дубровский А. С. Прикладной многомерный статистический анализ. — М.: Финансы и статистика, 1981.
28. Романов Л. Н. и др. О выборе параметров для построения регрессионных моделей. — Метеорология и гидрология, 1980, № 7.
29. Привальный В. Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). — М.: Наука, 1985.

УДК 551.465

М. И. МАСЛОВСКИЙ, Е. Ю. КЛЮЙКОВ, Ю. В. СУСТАВОВ

НАУЧНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛГМИ НА УЧЕБНО-ЭКСПЕДИЦИОННОМ СУДНЕ «ПРОФЕССОР СЕРГЕЙ ДОРОФЕЕВ»

В 1982 г. Ленинградский гидрометеорологический институт в целях повышения эффективности подготовки инженеров-океанологов и проведения научных исследований получил от Всесоюзного рыбопромышленного объединения «Севрыба» зверобойно-рыболовное судно «Профессор Сергей Дорофеев». Оно было переоборудовано в учебно-экспедиционное судно (УЭС), которое с 1984 г. начало выполнять регулярные учебные и научные рейсы.

Дизель-электроход «Профессор Сергей Дорофеев» (рис. 1) водоизмещением 2630 т, ледового класса был построен в 1978 г. в Республике Польша, имеет три двигателя общей мощностью 3300 л. с., мощность вспомогательного двигателя — 800 л. с., винт фиксированный четырехлопастной. Наибольшая длина судна 73 м, максимальная ширина 13 м, высота борта 6 м. Максимальная скорость 14 узлов. Вместимость 75 чел., из них 35 — состав экспедиции.

В ЛГМИ к этому моменту уже был накоплен опыт организации и проведения морских экспедиций на НИС «Нерей» (водоизмещением 650 т). Однако новый качественный уровень УЭС «Профессор Сергей Дорофеев» позволил перейти и к новому качественному уровню организации и проведения экспедиционных исследований на нем. В первую очередь следует подчеркнуть появившуюся возможность проводить крупные комплексные экспедиции с одновременным решением различных задач океанологии, морской метеорологии, физики взаимодействия пограничных слоев океана и атмосферы, оптики океана и атмосферы, загрязнения морской среды и воздуха над океаном, гидрохимии и гидробиологии и др. Появилась возможность расширить круг участников этих работ путем привлечения других мореведческих организаций. Наконец, появилась возможность увязки многообразных задач и интересов различных кафедр и подразделений ЛГМИ. Все это вместе взятое привело к необходимости разработки единой институтской концепции использования УЭС «Профессор Сергей Дорофеев», и такая концепция была разработана.

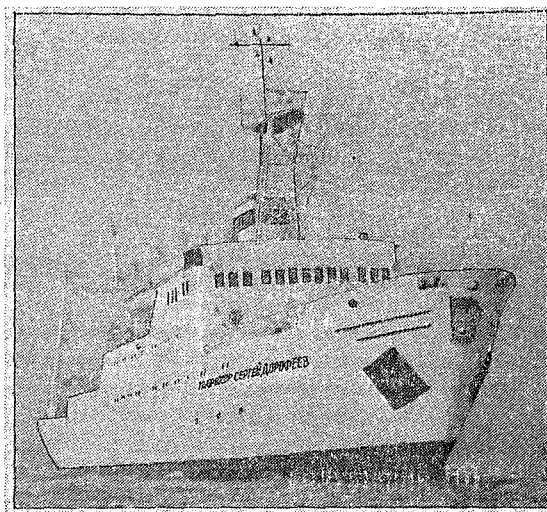


Рис. 1. Учебно-экспедиционное судно ЛГМИ «Профессор Сергей Дорофеев»

Основные требования этой концепции следующие:

- необходимость проведения учебных практик студентов-океанологов в летнее время и использование студентов старших курсов при проведении научных рейсов в другое время;
- совмещение учебной практики с работами УЭС по научным программам;

— ориентация на определенные районы экспедиционных работ УЭС в целях мониторинга состояния этих районов и получения представления о временной изменчивости процессов в них;

— выбор в качестве постоянных районов работ наиболее важных с климатической и интересных с гидрофизической точек зрения;

— работы судна в совместных с другими ведомствами научных программах.

После тщательного изучения возможностей института, его научного задела и творческих связей с другими учреждениями, а также с учетом концепции использования УЭС в ЛГМИ была разработана общепрограммная научная программа работ, которая в дальнейшем была утверждена Госкомитетом СССР по науке и технике в качестве самостоятельного проекта в рамках Общесоюзной программы исследований Мирового океана.

Проект получил название «Теоретические и экспериментальные исследования взаимосвязи гидрометеорологических процессов в энергоактивных и биопродуктивных районах Мирового океана, разработка методов и проведение расчетов и прогнозов элементов режима этих районов с целью повышения эффективности гидрометеорологического обеспечения отраслей народного хозяйства» (проект «Система»).

Одной из основных целей проекта является разработка физической теории формирования Норвежской энергоактивной зоны, а также изменчивости гидрологического режима морей с различным режимом водообмена (свободным — Баренцево, Норвежское, и ограниченным — Балтийское, Средиземное, Черное) как результат их взаимодействия с Северной Атлантикой. При этом постулируется, что последний является одним из важнейших режимобразующих факторов.

Таким образом, в числе задач, которые сформулированы в Проекте, были поставлены основные проблемы и для экспедиционных исследований, проводимых с помощью УЭС «Профессор Сергей Дорофеев». В их числе отметим изучение гидрометеорологического режима Норвежского, Балтийского морей и районов водообмена Атлантики с прилегающими морями, районы Северной Атлантики рядом с Гибралтарским проливом, зона Ирландского шельфа, Фареро-Шетландских проливов и южная часть Норвежского моря. Всего по этой научной программе к настоящему времени выполнено 12 рейсов УЭС «Профессор Сергей Дорофеев».

Отметим, что в концепции экспедиционной деятельности ЛГМИ было принято при прохождении через Балтийское море делать обязательные попутные исследования, в частности, по продольному разрезу. Таким образом, получены данные о межгодовой изменчивости состояния Балтийского моря в различные периоды года.

В последнее время особое значение приобретают вопросы экологического состояния Балтийского моря и Финского залива. Многообразие научно-исследовательских тематик по изучению формирования, эволюции и изменчивости тех или иных характеристик фонового состояния вод моря предопределяет и направленность экспедиционных исследований УЭС «Профессор Сергей Дорофеев» в том или ином рейсе. Проведение систематических наблюдений в летний период, эпизодических и попутных в другие сезоны года, позволило получить значительный материал по ряду натурных экспериментов, анализ которых может быть использован для изучения формирования термохалинной структуры и ее изменчивости под действием естественных режимобразующих факторов (зимнего выхолаживания, летнего прогрева, водообмена с Северным морем, суточной изменчивости — ночной конвекции и т. д.).

В экспедиционных рейсах последних лет кроме стандартных метеорологических, гидрологических и гидрохимических наблюдений проводилось по мере усовершенствования научного оборудования и приборов вертикальное зондирование полей температуры и солености с дискретностью наблюдений по вертикали 1—5 м, что дало возможность получить количественные и качественные оценки связи тонкоструктурной активности вод с фоновыми условиями в море.

Наблюдения на многочисленных многосуточных станциях, в основном в южной части моря, показали, что термохалинная структура вод моря в отдельные периоды (особенно переходные сезоны и летний сезон) претерпевает существенные изменения с ярко выраженными суточными колебаниями. Кроме того, они позволили качественно оценить зависимость развития верхнего перемешанного слоя от изменений потока тепла на поверхности и скорости ветра. Были впервые изучены процессы спорадического водообмена моря с Датскими проливами, продемонстрирована важность этих процессов для формирования структуры вод глубинных слоев Балтийского моря и образования внутригалоклинных линз и вихрей.

В области гидрохимических исследований выполнен комплекс наблюдений, по данным которых проводилась количественная оценка деструкционных процессов (по БПК) в большом диапазоне температур, а также экспериментальные исследования по кинетике распада органического вещества, содержащегося в воде, взвешях и грунте. По результатам экспедиционных работ выявлены общие закономерности пространственного распределения гидрохимических элементов для летнего сезона (растворенного кислорода, рН, фосфатов) в водах Балтийского моря.

Важное место в деятельности ЛГМИ заняло экспедиционное исследование гидromетпроцессов в Норвежском море и на Ирландском полигоне. Работы здесь сочетались с практическим взаимодействием с судами Министерства рыбного хозяйства

СССР, ведущими здесь разведку и активный промысел биоресурсов. Это получило высокую оценку отрасли и позволило повысить эффективность ведения промысла. Основные научные результаты одного из первых рейсов в этот район обобщены в коллективной монографии [1] и широко известны научной общественности.

Исследования в субтропической части Атлантического океана проводились в целях сбора, диагностики и анализа гидрометеорологической информации, необходимой для изучения структуры и изменчивости метеорологических и гидрофизических полей в субтропической зоне Восточной Атлантики (рис. 2). Так получены уникальные данные по распределению аэрозоля в приводном слое атмосферы у западного побережья Европы и Африки и в некоторых районах открытого океана, выполнена попытка установить количественные связи распределения аэрозоля в приводном слое атмосферы в зависимости от синоптических условий и расстояния от материков. Гидрологические наблюдения в районе Азорских, Канарских о-в и вдоль побережья Пиренейского п-ва и Африканского континента позволили значительно расширить наши представления прежде всего о характеристиках вод района.

Выполненные разрезы дали возможность уточнить границы распространения средиземноморских вод и особенности тонкой термохалинной структуры на верхней и нижней границах слоя распространения этих вод.

Диагностика данных тонкоструктурных наблюдений полей температуры и солености при различных фоновых ситуациях района, позволила получить представление об основных механизмах формирования неоднородностей в распределении гидрофизических характеристик.

Важным результатом экспедиционных рейсов явилось то, что на основании анализа и обработки полученного материала по гидрологическому состоянию удалось установить, что в данном районе по своему происхождению преобладают неоднородности трех типов: фронтальные, вихревые и адвективные. При рассмотрении тонкоструктурных неоднородностей в более мелком масштабе получен вывод о том, что основным механизмом их генерации является механизм двойной диффузии по типу солевых пальцев.

К числу наиболее значительных достижений экспедиционных исследований УЭС «Профессор Сергей Дорофеев» следует отнести обнаружение в районе Канарских о-в в слое 900—1600 м внутритермоклинной линзы. Происхождение линзы связано с неравномерным поступлением через Гибралтарский пролив и последующим распространением средиземноморской воды [2, 3]. Несмотря на то что образования подобного типа и происхождения уже были ранее обнаружены и исследованы в районе подводных гор Ампер и Жозефин [4, 5] и в более открытой части Атлантического океана [6], зафиксированную линзу средиземноморской воды в одном из рейсов УЭС «Профессор Сергей Дорофеев» весной 1987 г. в 300 милях к северо-востоку от Канарских

о-в можно считать одной из наиболее мощных с аномалиями термохалинных характеристик в центре линзы по сравнению с окружающими ее водами до $2,5^{\circ}\text{C}$, $0,8\text{‰}$ на той же глубине. При анализе данных вертикального зондирования было обнаружено, что на верхней и нижней границах внутритермоклинной линзы наблюдается хорошо развитая ступенчатая структура в распределении температуры и солености. Основным механизмом образования подобных ступенек в полях температуры и солености может служить дифференциальная диффузионная неустойчивость, развивающаяся либо по типу солевых пальцев, либо по типу послойной диффузионной конвекции.

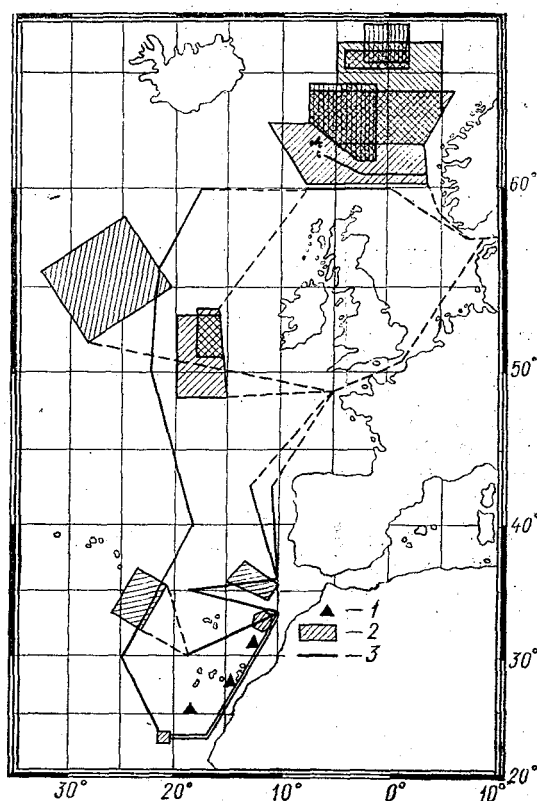


Рис. 2. Схема расположения основных районов экспедиционных исследований ЛГМИ.

1 — многосуточные дрейфующие станции;
2 — полигонные наблюдения; 3 — океанографические разрезы

Анализ результатов подробной съемки позволил существенно дополнить представления о формировании, термохалинной структуре и эволюции образований типа внутритермоклинных линз.

Объем данной статьи не позволяет более подробно привести даже основные результаты экспедиционных исследований ЛГМИ на УЭС «Профессор Сергей Дорофеев». Отметим только, что наряду с основным комплексом океанологических и метеорологических наблюдений в каждом рейсе осуществлялись уникальные эксперименты по отдельным научным задачам, в которых активное участие принимали и сотрудники других организаций, в том числе ЛГУ, ЛО ГОИНа, ВНИИОкеангеология, Томский институт оптики атмосферы АН СССР, Институт океанологии АН СССР и др.

В заключение можно сказать, что экспедиционные исследования ЛГМИ на УЭС «Профессор Сергей Дорофеев» внесли большой вклад в изучение гидрометеорологического режима и физики процессов в Северной Атлантике и прилегающих к ней Норвежского и Балтийского морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Исследование южной части Норвежского моря. — М.: Гидрометеониздат, 1989. — 196 с.
2. Карлин Л. Н., Клюйков Е. Ю., Кутько В. П. Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана. — М.: Гидрометеониздат, 1988. — 161 с.
3. Воробьев В. Н., Клюйков Е. Ю., Овчинников Е. М., Провоторов П. П. Термохалинная структура линзы средиземноморской воды в Канарском бассейне. — Океанология, 1988, т. 28, вып. 6, с. 925—932.
4. Берестов А. П. и др. Термохалинные, гидрохимические и динамические характеристики интрузионной линзы средиземноморских вод по данным экспедиции «Мезополигон-85» в Тропической Атлантике. — Внутритермоклинные вихри в океане. М., ИО АН СССР, 1986, с. 35—49.
5. Егорихин В. Д., Иванов Ю. А., Корт В. Г. и др. Внутритермоклинная линза средиземноморской воды в тропической части Северной Атлантики. — Океанология, 1987, т. 27, вып. 2, с. 165—175.
6. Arni L., Zenk W. Zarge lenses higle saline mediterranean water. — I. Phys. Oceanogr. 1984, 14, p. 1560—1575.
7. Зубин А. Б., Озмидов Р. В. Линза средиземноморских вод в районе подводных гор Ампер и Жозефин. — Докл. АН СССР, 1987, т. 292, № 3, с. 716—719.

УДК 551.465.7.

Ю. П. ДОРЕНИН

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ШЕЛЬФОВОГО МОРЯ

Математическое моделирование как метод исследования в океанологии получил широкое распространение. С его помощью изучается влияние различных факторов на протекание океаноло-

гического процесса, происходит подбор значений параметров, не определяемых непосредственно, составляются картины полей океанологических характеристик и т. д. Этот метод особенно полезен в тех случаях, когда данных наблюдений мало для статистических обобщений и имеющаяся информация может использоваться только в качестве реперной для проверки результатов расчетов по гидродинамическим уравнениям.

В настоящее время среди математических моделей преобладают имитационные, воспроизводящие океанологические процессы с большей или меньшей детализацией [3]. Они в своем большинстве состоят из системы уравнений гидротермодинамики с соответствующими краевыми условиями. Естественно, что они не могут точно отобразить многогранный природный процесс. Поэтому наиболее широко моделируются крупные океанологические явления: крупномасштабная циркуляция вод, приливы, температура и соленость верхнего слоя океана и т. д. Реже моделируются гидрологические процессы, протекающие в морях, что связано с необходимостью учета влияния сильно меняющейся морфометрии берегов и дна, проливов, речного стока. Все моря СССР в той или иной степени замерзают. Следовательно, надо принимать во внимание ледяной покров, влияющий на термохалинный режим и течения не только в период своего существования, но и после таяния, например через распреснение воды. Поэтому, если воспроизводится какой-то гидрологический процесс или их совокупность на длительный период времени, то приходится учитывать ледяной покров или его проявления.

Проведение моделирования взаимосвязанных гидрологических процессов и обусловленных ими полей характеристик на длительный период времени имеет важное значение не только для выяснения относительной роли взаимодействующих процессов, но и для разработки гидродинамических методов прогноза, определения возможных последствий антропогенных воздействий на море, планирования наблюдений и т. д.

При моделировании циркуляции вод моря и связанных с ней термохалинных процессов используются известные уравнения движения и диффузии соли и тепла:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + (v \cdot \nabla) u = g \nabla \xi - \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \nabla \rho \, dz - \kappa u + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right) + K \nabla^2 u, \quad (1)$$

$$\operatorname{div} v = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + v \nabla \varphi = \frac{\partial}{\partial z} \left(a \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + K \nabla^2 \varphi, \quad (3)$$

$$\rho = f_\rho(T, S), \quad (4)$$

где $v = (ui + vj + wk)$, $u = (ui + vj)$ скорости течения; $\kappa = \begin{pmatrix} 0 & -f \\ f & 0 \end{pmatrix}$

— матрица коэффициентов, определяемая ускорением Кориолиса; k , a — коэффициенты вертикального турбулентного обмена количеством движения и субстанцией ϕ , $\phi = [T, S]$; K — коэффициент горизонтальной турбулентности. Остальные обозначения общепринятые.

Не вызывает каких-либо трудностей формальное задание граничных условий для уравнений (1) и (3). При открытой поверхности моря напряжение трения ветра τ и поток субстанции ϕ выражаются через метеорологические характеристики по более или менее стандартным соотношениям [1]. Трудностей не возникает, если метеоинформация над морем известна. К сожалению, в основном она имеется только на береговых пунктах наблюдений, поэтому приходится учитывать трансформацию воздуха над морем. В простейшем случае установившейся трансформации турбулентный поток тепла между морем и атмосферой Φ_a , нормированный на объемную теплоемкость воздуха c_a , представляется формулой

$$\Phi_a(\xi)/c_a = a_a \gamma + (v_c - T_o) \sqrt{a_a U / \pi \xi}, \quad (5)$$

где a_a — коэффициент турбулентной температуропроводности в придном слое атмосферы; γ — градиент температуры воздуха над сушей v_c , U — скорость движения воздуха по направлению ξ .

Аналогичное выражение может использоваться для приближенной оценки испарения над морем. Более детальную характеристику трансформации воздуха над морем можно найти в работе [1]. Пренебрежение трансформацией воздуха приводит к значительным ошибкам в определении турбулентных потоков тепла и влаги.

На границе с сушей полагается условие прилипания, т. е. $v=0$, и отсутствие потоков тепла и соли по нормали к суше ($d\phi/dn=0$). В общем это соответствует данным наблюдений, хотя небольшие потоки тепла могут иметь место.

На открытых морских границах в большинстве случаев используется условие свободного протекания жидкости со своими свойствами. Это означает, что в граничной зоне области гидрологические характеристики формируются только процессами, протекающими внутри модельной области. Если нет постоянных течений через границу внутрь области, то такое условие более или менее соответствует природному процессу. Но в устьях рек, а часто и в проливах существует упорядоченный перенос вод, который может быть частично или полностью внешним параметром. Если границу области вынести в реку за пределы галоклина, то внешними параметрами будут расход Q и тепловой сток или температура воды T_p .

В проливах часто существуют разнонаправленные потоки, большие, чем пресный баланс моря. Их можно воспроизвести, если на границах пролива известны плотность воды и уровень. В противном случае границу области моделирования приходится отодвигать в смежный бассейн с заданием на ней условия свободного протекания жидкости.

Коэффициенты вертикальной турбулентности k и a обычно определяются из упрощенного уравнения баланса энергии турбулентности e :

$$k\psi + \frac{\partial}{\partial z} \left(a \frac{\partial e}{\partial z} \right) = C \frac{e^2}{k}, \quad (6)$$

$$\text{где } \psi = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\rho_0 \text{Pr}} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad \text{Pr} = \frac{k}{a}.$$

Горизонтальный коэффициент турбулентности K меняется в очень широких пределах и по экспериментальным определениям он составляет в море величину порядка $10^2 - 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$.

При моделировании состояния моря с ледяным покровом первоочередной задачей, как правило, бывает определение срока появления льда. За него принимается дата понижения температуры поверхности моря до температуры замерзания $\theta = f_2(S)$. При этом нужно учитывать возможность развития конвекции. В простейшем случае принимается, что в пределах слоя конвективного перемешивания h температура, соленость и плотность воды с глубиной не меняются, а величина h определяется как горизонт, с которого плотность начинает расти $d\rho/dz|_{z=h} = 0$.

Рост толщины льда в осенне-зимний период года или его таяние весной и летом характеризуются уравнением

$$L \rho_L \frac{\partial h}{\partial t} = c \rho \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h} - \Phi, \quad (7)$$

где L и ρ_L — теплота кристаллизации и плотность льда; c — удельная теплоемкость воды; Φ — суммарный теплообмен между льдом и атмосферой.

Для определения Φ в период таяния льда достаточно только метеорологической информации.

При росте толщины льда приближенно принимается, что температура снега и льда изменяется линейно по их толщине, а на снежно-ледяной поверхности равна температуре воздуха θ . Это позволяет выразить

$$\Phi = \frac{\lambda_L \lambda_c (\theta - \vartheta)}{\lambda_c h + \lambda_L h_c}, \quad (8)$$

где λ_L и λ_c — теплопроводность льда и снега соответственно; h_c — толщина снега на ледяном покрове.

Дрейф льда описывается выражением

$$\left[fi - \frac{\rho(1+i)}{\rho_l h} \sqrt{\frac{fk}{2}} \right] c_k + \frac{\tau_k}{\rho_l h} = K_6 \nabla^2 c_k - g \nabla \zeta + \frac{\nabla_k P_l}{\rho_l}, \quad (9)$$

где τ_k , c_k , ∇_k — комплексные значения напряжения трения ветра на лед, скорости дрейфа льда, градиентов уровня и давления сжатия во льду P_l ; K_6 — коэффициент бокового трения льдин.

При сжатии сплоченного льда нормальное давление P_l становится большим, препятствуя дрейфу в направлении сжимающих сил. Во всех остальных случаях P_l становится нулем.

Изменение сплоченности льда N в процессе дрейфа характеризуется выражением

$$\frac{\partial N}{\partial t} = - \left(\frac{\partial N u_l}{\partial x} + \frac{\partial N v_l}{\partial y} \right) + (N-1) \Phi_p / L \rho_l h, \quad (10)$$

в котором последнее слагаемое выражает уменьшение сплоченности льда в результате бокового таяния льдин за счет тепла Φ_p , поступающего из атмосферы на единицу поверхности воды между льдинами.

Изложенная математическая модель обладает большой общностью и с успехом применяется для моделирования гидрологических процессов как в морских эстуариях с речным стоком, на устьевом взморье, так и собственно в море. При этом в зависимости от конкретных условий модель можно несколько упрощать. Например, при моделировании внутригодового хода гидрологических процессов в узком эстуарии в уравнении движения (1) можно ограничиться только одной горизонтальной и вертикальной составляющими скоростей течения, не учитывая ускорения Кориолиса. Можно не принимать во внимание дрейф льда и изменение его сплоченности — уравнения (9) и (10). Осреднение оставшихся уравнений по ширине эстуария в целом не меняет их вида, а если не учитывать процессы с синоптическим масштабом изменчивости, т. е. приливы и стонно-нагонные явления, то оказалось, что можно не принимать во внимание члены, характеризующие горизонтальную турбулентность, а в уравнении движения и нелинейные члены.

Область моделирования по такой модели ограничивается со стороны моря морским створом эстуария, а вверх она должна простирается на расстояние, до которого не доходит затекающая в эстуарий морская вода. На границах области задаются меняющиеся во времени вертикальные профили температуры, а на морской границе — еще солёности воды. Кроме того, необходимо знать расход реки во времени.

Известные модели примерно такого рода [11, 12] позволяют воспроизводить поля гидрологических характеристик только в летний период, когда льда нет. В ранее разработанной модели годового хода галоклина [5] не воспроизводилась температура воды и

ледяной покров вводился искусственно. В данной же модели он образуется, когда температура воды понижается до температуры замерзания. Толщина льда зимой увеличивается, а весной уменьшается вплоть до полного таяния.

Лед оказывает влияние на водный поток через трение и через постоянство температуры, равной на границе с водой температуре замерзания.

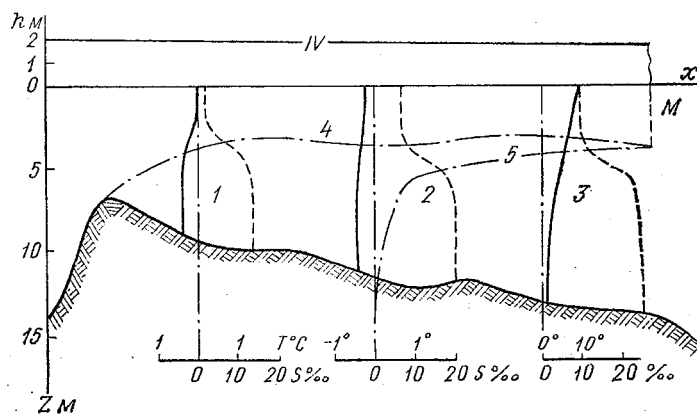


Рис. 1. Вертикальные профили температуры воды (сплошные линии), солёности (пунктир) зимой на расстоянии 0,8 л (1) и 0,5 л (2) и летом на расстоянии 0,4 л (3), положение галоклина зимой (4) и летом (5), толщина льда в апреле (IV)

На рис. 1 приведены по результатам расчетов Л. П. Собченко некоторые гидрологические характеристики в одном из северных эстуариев. Кроме уже установленных для эстуариев явлений — увеличения дальности залива морской воды при уменьшении речного стока и понижения солёности воды с удалением от морского края эстуария, воспроизведено поле температуры воды. Она меняется в широких пределах. Как и в поле солёности, существует достаточно хорошо выраженное изменение вертикального профиля температуры в пределах галоклина, т. е. в его пределах формируется и термоклин. Это вызвано повышением плотностной устойчивости и уменьшением турбулентности.

Галоклин располагается в пределах слоя воды, текущей в сторону моря. От морской воды соли в стекающую воду передаются турбулентным перемешиванием, так как в данной модели слои воды не выделялись и не происходило вовлечения вод одного слоя в другой. У поверхности эстуария солёность прослеживается до расстояния 0,8—0,9 длины галоклина у дна 1, отсчитываемой от морского края эстуария. Только с этого расстояния температура

воды подо льдом зимой равна 0°C , а ниже по течению она отрицательная из-за солёности. С глубиной температура воды понижается в связи с повышением солёности.

Летом примерно до середины l температура воды понижается с глубиной из-за ослабленного турбулентного перемешивания, обусловленного высокой устойчивостью в основном вследствие специфики вертикального распределения солёности. Далее вверх по течению солёность уменьшается, перемешивание усиливается и температура воды от поверхности эстуария до термоклина понижается слабо.

Приведенная на рис. 1 толщина льда на период окончания его прироста согласуется с данными наблюдений, хотя точность расчета не должна быть высокой из-за трудности задания реальных значений снежного покрова на льду.

В проведенных модельных экспериментах температура воды с глубиной понижалась, и поэтому существует отток тепла от нижней поверхности льда не только вверх, как это бывает в морских условиях, но и вниз, что приводит к повышенной скорости роста толщины льда.

Изложенные упрощения математической модели не могут применяться для широких эстуариев, так как должны учитываться обе составляющие горизонтальной скорости течения. Если не принимать во внимание процессы синоптического масштаба, то из-за малых глубин взморья и эстуария в ряде случаев можно полагать левую часть уравнения (1) равной нулю. Это означает, что не существует сдвига во времени между скоростью течения и вызывающими его факторами. Непосредственное определение ξ из уравнения завихренности, получаемого из (1) и (2), сопряжено с трудностью формулировки краевых условий, особенно на твердых границах области, где уровень сильно меняется. Поэтому при решении чаще используется уравнение завихренности, выраженное через вспомогательную интегральную функцию тока Ψ , хотя в этих случаях приходится принимать условие «жесткой крышки», т. е. полагать $\omega(z=0)=0$. Без учета левой части уравнения (1) оно имеет вид

$$J\left(\frac{f}{H}, \Psi\right) = \frac{g}{\rho_0 H^2} \int_0^H zJ(H, \rho) dz + \frac{\text{rot}_z(\tau^H - \tau^0)}{\rho_0 H} + \\ + \frac{1}{\rho_0 H^2} \left[(\tau_x^H + \tau_x^0) \frac{\partial H}{\partial y} - (\tau_y^H - \tau_y^0) \frac{\partial H}{\partial x} \right], \quad (11)$$

где τ^H и τ^0 — напряжение трения на дне и поверхности по соответствующим координатам; $J(a, b)$ — якобиан по горизонтальным координатам.

Основной недостаток такого метода определения Ψ заключается в том, что уравнение (11) очень трудно решить относи-

тельно Ψ . Поэтому используется представление придонного трения через Ψ и коэффициент вертикальной турбулентности, который считается постоянным либо в придонном слое трения [8], либо во всей толще воды от поверхности до дна [6]. В последнем случае решение уравнения (1) без его левой части получается без привлечения придонного трения [10]. Поскольку коэффициент k существенно меняется от поверхности моря ко дну, то чаще всего для определения напряжения донного трения используется модель Аккерблома, в которой принимается постоянство k в придонном пограничном слое. При этом получается уравнение, содержащее лапласиан $\nabla^2 \Psi$ [8], облегчающий его решение. Приближенность такого выражения напряжения донного трения усугубляется в тех случаях, когда сумма толщин пограничных поверхностного и придонного слоев больше глубины моря. Поэтому точное уравнение баланса энергии турбулентности часто не используется для определения k , а подбирают его посредством модельных экспериментов. Этот прием, в частности, использовался при моделировании гидрологических процессов в широком эстуарии и на взморье.

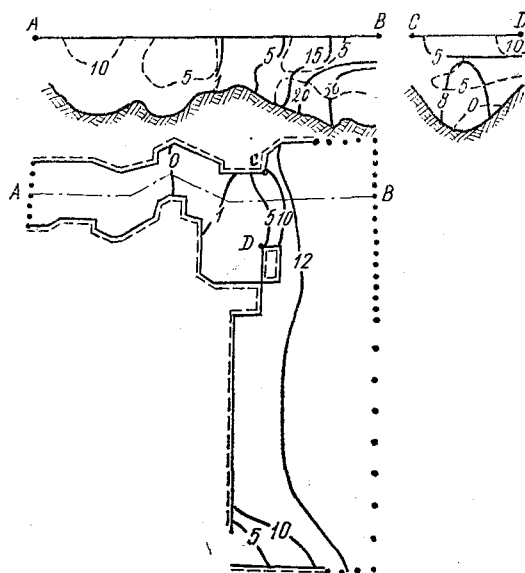


Рис. 2. Смоделированные продольная скорость течения в см/с (пунктир) и соленость в ‰ (сплошные линии) в начале сентября

На рис. 2 приведены результаты моделирования годового цикла гидрологических характеристик в пределах широкого эстуария и прилегающего взморья, проведенного В. А. Царевым. Посред-

ством модельных экспериментов он пришел к выводу, что наилучшая согласованность вычисленных характеристик с наблюдениями достигается, если в галоклине вертикальный коэффициент турбулентного обмена принимается 10^{-6} м²/с, а выше и ниже он увеличивается до 10^{-3} м²/с. Коэффициент горизонтальной турбулентности полагался равным 10^2 м²/с.

По рис. 2 видно проникновение морской воды в придонной части эстуария (на рисунке ниже нулевой изотакс разрезов *AB* и *CD*). Летом из-за большого речного стока она заходит только в самую приморскую его часть. Между тем соленость распространяется далеко за пределы ядра морской воды в результате турбулентного перемешивания. В целом картина вертикального распределения гидрологических характеристик совпадает с представленной на рис. 1. Но в данной постановке модели удастся дополнительно воспроизвести распределение скорости течения, солености и температуры поперек эстуария, а также за его пределами. На сечении *CD* видно, что стрежень стокового течения расположен в верхних слоях эстуария и прижимается к его правому берегу из-за ускорения Кориолиса. В сечении *AB* хорошо выражен слой осолоненной речной воды, простирающийся за пределы эстуария. На плановой части рисунка видно распреснение, оказываемое речной водой на воды взморья.

Зимой вследствие уменьшения речного стока морская вода дальше проникает в эстуарий и происходит повышение солености при сохранении общей конфигурации изолиний. Например, на разрезе *AB* на месте изогалины 5‰ будет проходить 10‰, на месте 1‰ будет 5‰ и т. д.

Ледяной покров более полно воспроизводится с помощью трехмерной модели, так как удастся моделировать его дрейф и сплоченность. Обе модели приводят к одинаковым срокам устойчивого ледостава в эстуарии, но вторая из них показывает, что взморье замерзает несколько позднее из-за понижения температуры замерзания и увеличения глубины конвективного перемешивания, что согласуется с результатами наблюдений.

Наиболее ярко проявляется влияние реки в период таяния льда, когда стоковое течение и тепловой сток приводят к образованию области пониженной сплоченности льда или вообще участка открытой воды (рис. 3). Концентрация льда у восточного берега эстуария вызвана восточной составляющей течения, появляющейся из-за ускорения Кориолиса. Ветер всегда существенно меняет распределение льда. В данном примере не учитывалось и боковое трение между льдинами, которое их несколько рассеивает.

Изложенная математическая модель, упрощение которой состоит в том, что в уравнении движения (1) левая часть равна нулю, используется для моделирования гидрологических процессов моря на годовой или более длительный период времени без учета явлений синоптического масштаба изменчивости [4, 7].

Ценность таких моделей состоит в том, что они позволяют воспроизводить трехмерные поля течений, температуры и солености, ледяной покров и оценить взаимосвязь этих характеристик зимой, когда наблюдений очень мало или вообще нет. Упрощенные модели удобны для проведения с их помощью анализа роли различных факторов, влияющих на поведение взаимосвязанных динамических и термохалинных процессов. Например, моделирование показало, что вариации коэффициента вертикального турбулентного перемешивания в верхнем слое моря от 10^1 см²/с до 10^2 см²/с очень слабо влияют на значения рассчитываемых гидрологических элементов. Более существенно влияют на них вариации k ниже галоклина.

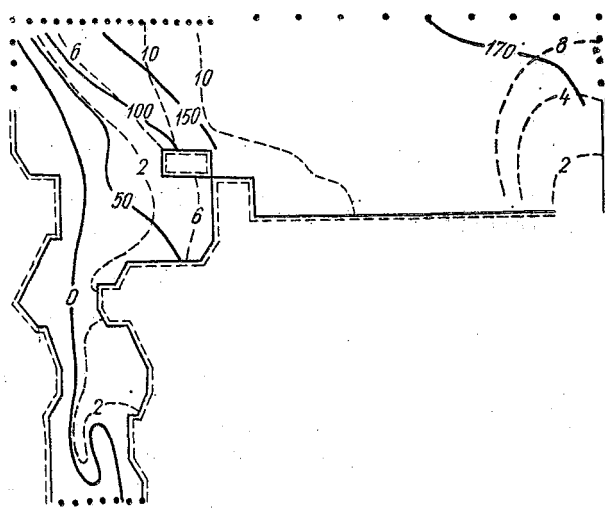


Рис. 3. Толщина льда в см (сплошные линии) и соленость в баллах (пунктир) по результатам моделирования на конец июня

Такие модели позволяют выяснить влияние различных составляющих теплового и водного балансов на циркуляцию вод моря и удобны для согласования термохалинных полей и циркуляции. Обычно исходные поля гидрологических характеристик не согласованы между собой. Модельные эксперименты, проведенные С. Л. Ариповым и С. В. Котовым, показали, что требуется проведение расчетов на 2—3 года, чтобы эти поля оказались взаимно согласованными, даже для таких небольших морей, как Аральское и Белое. В моделях для воспроизведения океанической циркуляции такой прием уже давно используется.

Моделирование показало чрезвычайно важную роль льда в гидрологическом режиме моря. Он не только компенсирует тепловые потери моря в период роста и влияет на динамику его верхнего слоя, но даже после таяния создает совместно с речным стоком неоднородность в распределении плотности воды, влияя тем самым на течения. Из-за этого, например, в Белом море осредненные за сезон градиентные составляющие течений больше дрейфовых, особенно в весенне-летний период года.

Упрощенные модели довольно широко применяются. Они приводят к результатам, мало отличающимся от тех, которые получаются при использовании нестационарных уравнений движения, если циркуляция вод вызвана медленно меняющимися силами, например полем плотности воды. Если же течения в море вызваны переменным ветром, то применение стационарных уравнений движения с осредненными значениями ветра или напряжения трения приводит к модельным значениям осредненной интегральной циркуляции, отличающимся от получаемых при осреднении нестационарной циркуляции. Различия тем больше, чем меньше период изменений ветра [2]. Для такого моря, как Балтийское, при изменчивости ветра с синоптическим периодом она превышает 10% [2].

При моделировании течений в морях, где ветровая составляющая играет заметную роль, не следует пренебрегать нелинейными составляющими уравнений движения, вклад которых довольно ощутим и прослеживается на большие расстояния от берегов, распространяясь почти на все море. Проведенное В. И. Сычевым моделирование циркуляции вод Балтийского моря показало, что учет нелинейных составляющих приводит к изменению скорости течения до 30—40% [9].

Если море соединяется со смежными бассейнами проливами со сравнительно малой пропускной способностью воды, то при моделировании необходим учет этого обстоятельства. Проходящий в течение некоторого отрезка времени заток воды или сток через пролив вызывает изменение уровня моря, который при смене ветра на противоположное направление мгновенно не меняется, как это следует по квазистационарной модели. Моделирование по полному уравнению движения циркуляции Балтийского моря показало, что смена ветра одного направления на другое не сопровождается одинаковой интегральной циркуляцией по величине, но противоположной по направлению (рис. 4). Это несмотря на то, что изменение напряжения трения описывалось синусоидальным законом

$$\tau = \tau_0(y) \sin \left(2\pi \frac{t}{\Delta t} \right) \quad (12)$$

с $\Delta t = 12$ суток, т. е. менялось постепенно. К тому же ширина Датских проливов из-за вычислительных особенностей была

больше фактической. Такой же характер циркуляции вод в море имеет место и в том случае, когда плотность воды постоянна.

Вообще ветровая составляющая интегральной циркуляции Балтийского моря примерно на порядок величины больше плотностной. Только в Скагерраке знак суммарной интегральной функции тока не сменился при смене ветра, так как в нем преобладает бароклинная составляющая. Поэтому на рис. 4 в этом районе проведен только один вид изолиний.

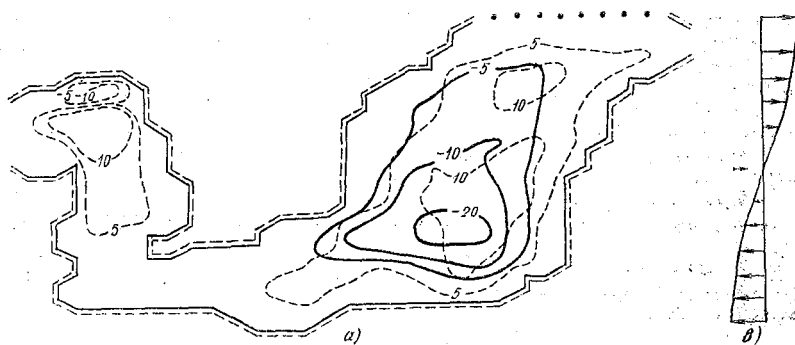


Рис. 4. Интегральная функция тока в $10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ при ветре, указанном на рис. 6 (сплошные линии), и при противоположном направлении ветра (пунктир)

В настоящее время изложенная модель в полном объеме, объектом моделирования которой было бы море, еще не применяется для периода времени в несколько лет в основном из-за трудностей, связанных с математической формулировкой ряда процессов. В океанических моделях с меньшей пространственной изменчивостью океанологических характеристик и относительно более слабым влиянием дна и берегов удастся использовать некоторые осредненные параметры и проводить моделирование на десятки лет с приемлемой точностью. Для морских моделей такой прием не всегда дает удовлетворительные результаты, хотя, как уже отмечалось, использование квазистационарного уравнения движения в ряде случаев позволяет имитировать взаимосвязанные термохалинные поля, ледяной покров и течения на период в несколько лет. Уточнение таких процессов, как турбулентность, вертикальные движения и ряда других позволит повысить точность полной модели и распространить ее применение на период в несколько лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Доронин Ю. П. Взаимодействие атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеопиздат, 1981.
2. Доронин Ю. П. Реакция интегральной циркуляции в море на переменную силу. — Тр. ЛГМИ, 1988, вып. 100.

3. Доронин Ю. П., Макаров В. А., Мензин А. Б. Математическое моделирование океанологических процессов. — Л., изд. ЛГМИ, 1987.
4. Доронин Ю. П., Котов С. В. Моделирование гидрологических процессов шельфового моря в хозяйственных целях. — Тр. ЛГМИ, 1987, вып. 96, с. 116—123.
5. Иванов В. В., Святский А. З. Численное моделирование вторжения морских вод в устья рек в сезонном временном масштабе. — Водные ресурсы, 1987, № 5, с. 116—122.
6. Зырянов В. Н. Теория установившихся океанических течений. — Л.: Гидрометеиздат, 1985.
7. Котов С. В., Царев В. А. Комплексная исследовательская модель сезонных гидрологических процессов для условий Белого моря. Архангельск, 1984. Материалы региональной конференции по Белому морю.
8. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 182 с.
9. Сычев В. И. О роли нелинейных эффектов при моделировании циркуляции вод в шельфовом море. — Тр. ЛГМИ, 1988, вып. 100, с. 1—17.
10. Фельзенбаум А. И. Динамика морских течений. — Итоги науки, ВИНТИ, сер. Механика, 1968, с. 97—338.
11. Фролов А. П., Хубларян М. Г. Циркуляция и процессы смешения речных и морских вод в бесприливном эстуарии. — Водные ресурсы, 1984, № 6, с. 83—88.
12. Y. Peter Sheng. On modelling three-dimensional estuarine and marine hydrodynamics. Three-Dimensional Models Marine and Estuarine Dynamics. Amsterdam, 1987.

УДК 551.465

Л. Н. КАРЛИН, А. В. ЖАДОБИН

ПРИРОДА ВНУТРИТЕРМОКЛИННЫХ ВИХРЕЙ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (*Meddy*)

Одним из важнейших в последние годы событий в физической океанологии явилось открытие нового класса явлений — изолированных вихрей, располагающихся в зоне термоклина. Эти вихри преодолевают большие расстояния от мест своего формирования. При этом характеристики образующей его водной массы остаются длительное время без изменений. Эти образования получили название внутритермоклинных вихрей (ВТВ) в русскоязычной литературе и субмезомасштабных вихрей (*submesoscale coherent vortices*) в англоязычной. ВТВ, содержащие воду средиземноморского происхождения, называют *Meddy* (*Meddy* — *medi terranea-neddy*). Один из первых *Meddy* с антициклоническим вращением был зарегистрирован во время проведения *LDE* (*Local Dynamical Experiment* — локальный динамический эксперимент, являющийся подпрограммой ПОЛИМОДЕ) вблизи Багамских островов на глубине около 1000 м [8]. Этот ВТВ имел диаметр не менее 160 км, его толщина в центре составляла 450 м. Максимальные

орбитальные скорости на расстоянии 50 км от центра достигали 0,30 м/с. В период наблюдения вихрь поступательно двигался в юго-западном направлении со средней скоростью 0,06 м/с. Наиболее интересным фактом этого исследования явилось то, что вихрь, сформированный из водной массы средиземноморского происхождения, к моменту своего обнаружения прошел более 6000 км. По самым скромным оценкам, к моменту локирования возраст вихря превышает 6 лет. Данное сообщение немедленно стимулировало не ослабевающий до сих пор интерес к этому классу вихрей, так как их существование коренным образом меняет представление о процессах распространения промежуточных вод в океанах. В настоящее время обнаружены и тщательно исследованы более десяти *Meddy*. Здесь можно отметить роль ученых Ленинградского гидрометеорологического института. Ими в ходе экспедиции на УЭС института «Профессор Сергей Дорوفеев» обнаружено и проанализировано два *Meddy* [3].

Систематизированный анализ наблюдений за *Meddy* позволил установить следующие их характерные особенности:

- резкие отличия в значениях гидрологических и гидрохимических характеристик водной массы ВТВ и окружающей фоновой жидкости, сохраняющиеся длительное время;
- орбитальные скорости в вихре на порядок превышают значения скоростей в фоновых течениях;
- выделяются область практически твердотельного вращения и область захвата жидкости;
- ярко выраженные экстремумы на вертикальных профилях температуры и солености;
- градиенты температуры и солености внутри вихря близки к нулевым;
- во фронтальных областях ВТВ наблюдаются резкие градиенты гидрологических и гидрохимических характеристик с ярко выраженной тонкой структурой.

Отделение изолированного объема от общей массы изливающихся средиземноморских вод в Атлантический океан происходит между 8 и 9° з. д. в районе континентального склона Кадисского залива [10]. Вследствие различий в значениях плотности воды интрузионного объема и окружающей жидкости начинается процесс коллапсирования. Радиальное движение сопровождается закручиванием частиц жидкости в антициклоническом направлении вследствие действия силы Кориолиса. После установления циклострофического баланса (между центробежной силой, силой Кориолиса и горизонтальным градиентом давления) коллапсирование объема прекращается. Интрузионный объем приобретает характерную линзообразную форму. Образование ВТВ сопровождается активным турбулентным перемешиванием на границах. На нижней границе средиземноморских вод наблюдается локальная гидростатическая неустойчивость, что приводит к их интенсивному перемешиванию с нижележащими атлантическими водами. Слой,

охваченный перемешиванием, возрастает вследствие вовлечения вод, находящихся сверху и снизу от первоначальной границы раздела (с преимущественным вовлечением нижележащих вод), а первоначальный резкий перепад температуры и солености между средиземноморскими и атлантическими водами распределяется по всему слою перемешивания. В работе [1] процесс стабилизации нижней границы ВТВ оценивается в 10—20 дней на отрезке пути длиной 150—250 км и считается завершенным к 10° з. д.

Верхняя граница средиземноморских (интрузионных) вод в основном подвержена влиянию локального турбулентного перемешивания в форме сдвиговой неустойчивости. Следствием этого механизма является размывание первоначальных резких перепадов температуры и солености по слою перемешивания. Тот факт, что *Meddy* обнаруживаются на расстоянии более 6000 км к западу от места их формирования, поднимает следующие принципиальные вопросы. Какие механизмы отвечают за поступательное движение *Meddy* через Атлантический океан? Какие процессы определяют длительное существование *Meddy*, не давая ему быстро разрушаться? В работе [9] рассматривались следующие возможные механизмы, обуславливающие поступательное движение *Meddy*: а) β -дрейф вихря вследствие неравномерности силы Кориолиса на его северной и южной границах; б) адвекция фоновыми течениями. Было показано, что первый механизм вызывает перенос вихря в западном направлении со скоростью менее 1 мм/с. Следовательно, чтобы пересечь Атлантику, *Meddy* должен существовать не менее 250 лет, что является абсолютно нереальным. Вторым механизмом может перемещать вихрь со скоростями порядка 2—3 см/с, и тогда время движения оценивается правдоподобной величиной около 8 лет. Следует отметить, что на глубинах, где локируются *Meddy*, фоновые течения, образуя субтропический круговорот, направлены на запад на большей части пути. В западной части круговорота *Meddy* с фоновыми течениями должен двигаться сначала в северо-западном, а потом в северном направлении. Значительные сомнения в адекватности адвективного механизма переноса вихрей дали исследования *Meddy* «*Shagon*» [6]. Данные наблюдений показали, что этот ВТВ двигался в течение двух лет почти строго в южном направлении, пройдя расстояние около 1100 км. Необходимо признать, что удовлетворительной теории, объясняющей наблюдаемое поступательное движение *Meddy*, в настоящее время не имеется.

Значительно больший прогресс достигнут в понимании процессов, благодаря которым происходит релаксация вихрей. Здесь наметилось два различных подхода. В первом из них основываются на динамических свойствах вихрей. В работе [7] сделаны оценки времени жизни вихря с учетом трения его об окружающую жидкость, характеризуемого квадратическим законом. Полученное значение в несколько недель находится в противоречии с реальными данными о времени существования вихря.

В [4] на основании данных лабораторных экспериментов и теоретических построений предполагалось, что вырождение ВТВ происходит вследствие его радиального коллапсирования. Выполненные оценки времени жизни вихря (несколько лет) находятся в неплохом соответствии с натурными данными. Однако, как показали недавние исследования [6], радиального коллапсирования *Meddy* не наблюдается, и вышеприведенные значения, несмотря на хорошее согласие с данными наблюдений, не отражают реальных механизмов релаксации ВТВ. Важность внутренних экмановских слоев между вихрем и окружающей жидкостью, которые в стратифицированной жидкости замедляют процессы вязкой релаксации, отмечена в [6]. Показано, что в этом случае вихрь динамически вырождается в течение очень длительного времени, оценку которого следует считать верхним пределом существования ВТВ.

Недостатком этого подхода следует считать неучет изменений плотностных аномалий ВТВ со временем и пренебрежение внутренней структурой вихря. Эти обстоятельства легли в основу при формировании второго подхода в объяснении времени существования ВТВ. Он основывается на анализе внутренней структуры вихря с учетом изменений плотностных аномалий. Для ВТВ характерно наличие мощных фронтальных областей между вихрем и окружающей жидкостью. Во фронтальных областях наблюдаются значительные пространственные градиенты температуры и солености. Условно фронтальные зоны ВТВ можно разделить на горизонтальные и вертикальные. Горизонтальные находятся сверху и снизу от вихря, а вертикальные прилегают к его боковым границам. Горизонтальные и вертикальные фронтальные зоны характеризуются различными типами тонкой термохалинной структуры (ТТХС). Для горизонтальных фронтальных границ присуща ступенчатая тонкая структура: на верхней границе — в режиме послойной дифференциально-диффузионной конвекции (ДДК), а на нижней — ДДК в режиме солевых пальцев. Вертикальные фронтальные области характеризуются интрузионным типом ТТХС. Постоянное наличие тонкой структуры на периферии вихрей и практическое отсутствие ее в центральных частях ВТВ дает основание полагать, что эффекты ТТХС играют важную роль в эволюции ВТВ.

При выраженной плотностной неоднородности вихря по отношению к окружающей жидкости тепло- и солеобмен происходит через горизонтальные фронтальные границы ВТВ. В [2] разработана модель формирования ступенчатой ТТХС на этих границах, где ведущим механизмом генерации тонкой структуры предполагается ДДК. При этом формирование ступенчатой структуры схематично представляется следующим образом. На основе натурных данных предполагается, что вертикальная термохалинная стратификация исходной водной массы благоприятна для развития ДДК. При появлении скачков температуры и солености на гладких вертикальных профилях (например, вследствие обрушения

внутренних волн или интрузий инородных вод) формируется поток плавучести через эти скачки, обусловленный ДДК. Далее для краткости будем рассматривать процессы, которые развиваются ниже исходных скачков температуры и солености, так как аналогичные рассуждения справедливы для развития структуры и выше этих скачков. Под действием потока плавучести вследствие ДДК образуется конвективный перемешанный слой (КПС), в котором развито турбулентное движение, ограниченное толщиной КПС. Развитие КПС на начальной стадии происходит в режиме непроникающей маргинальной конвекции, т. е. при отсутствии скачка плавучести через нижнюю границу слоя. После достижения КПС идет в режиме проникающей турбулентной конвекции. Толщина слоя в этом режиме увеличивается за счет вовлечения нижележащей нетурбулентной жидкости. Характерной особенностью вовлечения является наличие резкой границы, разделяющей турбулентную и невозмущенную области. При достижении определенных значений перепадов температуры и солености через нижнюю границу КПС реализуется поток плавучести вследствие ДДК. Это приводит к выносу энергии из первого слоя и формированию второго КПС. Второй КПС повторяет этапы развития первого слоя; позднее образуется третий слой и т. д. Таким образом осуществляется формирование ступенчатой ТТХС. Оценки, проведенные на модели, показали, что для этого необходимо около десяти суток, после чего ТТХС достигает квазистационарного состояния, при котором вертикальные потоки тепла и соли значительно уменьшаются. Тогда слой, охваченный структурообразованием, становится изолирующим для тепло- и солепереноса. Таким образом, он предохраняет ВТВ от быстрых потерь тепла и соли. Модельные эксперименты показали, что данный релаксационный механизм может действовать в течение нескольких лет и, возможно, является решающим в существовании ВТВ.

После исчезновения различий плотности между вихрем и окружающей жидкостью за счет вертикальных потоков тепла и соли через слой с ТТХС остаются заметные отличия температуры и солености воды ВТВ и окружающих вод в горизонтальном направлении, скомпенсированные в поле плотности. Тогда наступает следующая стадия эволюции вихря. На ней основным механизмом тепло- и солеобмена является интрузионное расслоение через боковые границы вихревого образования. Термохалинные интрузии образуются квазигоризонтальными движениями с периодичным по глубине направлением при наличии скомпенсированных в поле плотности средних горизонтальных градиентов температуры и солености. Интрузионный процесс в океане представляет собой особый вид гидродинамической неустойчивости, его суть состоит в существовании следующей обратной связи: при обмене теплом и солью между интрузиями вследствие ДДК генерируются аномалии плотности, которые обуславливают горизонтальные градиенты давления, поддерживающие интрузионные движения [11].

Аналитические решения модели, описывающей интерливинг, позволили установить некоторые закономерности этого процесса:

— горизонтальные скорости интрузий прямо пропорциональны плавучести в интрузии (избыток или недостаток плавучести будет определять направление) и обратно пропорциональны фоновой частоте Брента — Вайсяля;

— вертикальный масштаб интрузий прямо пропорционален частоте Брента — Вайсяля и обратно пропорционален фоновому градиенту солености (температуры), достигая десятков метров, что подтверждается натурными наблюдениями;

— горизонтальный масштаб интрузии не превышает первых десятков километров, что также подтверждается измерениями в океане;

— построение интрузионной структуры происходит за несколько десятков часов.

Зона интрузионного расслоения отделяется от вихря, в результате чего уменьшаются горизонтальные размеры ВТВ и на вертикальных границах вновь складываются условия для интерливинга. Многократное повторение описанных процессов в зависимости от горизонтальных размеров вихря приводит к его разрушению за время от нескольких месяцев до года.

В заключение отметим, что исчерпывающей теории формирования, эволюции и разрушения ВТВ еще нет. Исследования в этом направлении находятся в начальной стадии и их необходимо всемерно развивать.

ЛИТЕРАТУРА

1. Емельянов М. Ф., Федоров К. Н. Структура и трансформация внутренних вод Средиземного моря в Атлантическом океане. — Океанология, 1985, вып. 25, с. 206—214.
2. Жадобин А. В. Влияние тонкой термохалинной структуры на эволюцию внутритермоклинного вихря. — В сб.: Моделирование и экспериментальные исследования гидрологии шельфовых морей. Л., изд. ЛГМИ, 1988, вып. 100, с. 162—164.
3. Карлин Л. Н., Ключков Е. Ю., Кутько В. П. Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана. — М.: Гидрометеониздат, 1988. — 162 с.
4. Костяной А. Г., Шапиро Г. И. Эволюция и структура внутритермоклинного вихря. — Изв. АН СССР, ФАО. 1986, т. 22, № 10, с. 1098—1105.
5. Шапиро Г. И. О долгоживущих одиночных вихрях в океане. — ДАН. 1987, т. 297, № 3, с. 11—71.
6. Armi L., Hebert D., Oakey N., Price I. F., Richardson P. L., Rossby H. T. and Ruddick B. 1989. Two years in the life of a Mediterranean salt lens. — J. Phys. Oceanogr. 18.
7. Csanady G. T. The birth and death of a warm core ring. — J. Geophys. Res., 1979, C 84, N 2: 777—780.
8. McDowell S. E. and Rossby H. T. 1978. Mediterranean water: An intense mesoscale eddy off the Bahamas. Science, 202: 1085—1087.
9. Nof D. On the movements of deep mesoscale eddies in the North Atlantic. — J. Mar. Res., 1982, 40, N 1: 57—74.
10. McWilliams J. C. 1985. Submesoscale, coherent vortices in the ocean. Reviews of Geophysics, 23: 165—182.
11. Журбас В. М., Кузьмина Н. П., Лозовацкий И. Д. Роль бароклинности в интрузионном расслоении океана. — Океанология, 1988, т. 28, № 1, с. 50—53.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ШТОРМОВЫХ ЗОНАХ МОРЯ

В ряде работ, например [1—3], экспериментально и теоретически исследуются магнитогидродинамические (МГД) эффекты при морском волнении, возбуждаемые взаимодействием движущейся проводящей жидкости с магнитным полем Земли (МПЗ). Закономерности формирования этих эффектов в последнее время интенсивно изучаются как в общефизическом, так и в прикладных аспектах, особенно применительно к процессам в приповерхностном слое моря.

При этом в рамках традиционного рассмотрения МГД эффектов обычно принято пренебрегать электрофизическими особенностями приводного слоя атмосферы, примыкающего к поверхности раздела. Хотя известно, например [4, 5], что этот слой в условиях волнения содержит значительное количество аэроионов (разноименно заряженных аэрозолей) и, тем самым, не может рассматриваться как электрически нейтральная среда. Также известны результаты отдельных экспериментов, например [6, 7], где выявлены значительные (до 40—60 В) вариации электрического потенциала в воздухе на фиксированном расстоянии от колеблющейся поверхности моря.

В наших работах [8—11] сообщалось об экспериментально установленных эффектах возбуждения вариаций электрического поля над волнами, их распространения по приводному слою атмосферы («электростатические волны»), а также формирования специфического амплитудно-модулированного электромагнитного поля в диапазоне несущих частот 4—12 Гц при спектральном составе сигнала амплитудной модуляции, соответствующем спектральному составу волнения (электромагнитный «голос моря»).

В работе [11] предложена физическая интерпретация эффекта возбуждения вариаций электрического поля над волнами, в основу которой положено рассмотрение электрофизической структуры приводного слоя в виде трех взаимодействующих систем: нейтральной среды (воздуха), системы положительных зарядов, сосредоточенных в аэрозольных частицах (аэроионах) с массой M_1 и радиусом R_1 , и системы отрицательных зарядов, соответственно на частицах с массой M_2 и радиусом R_2 , причем $R_2 < R_1$. Объемные плотности аэроионов n_1 и n_2 считаются достаточно малыми, что позволяет пренебречь эффектами рекомбинации зарядов.

Системы аэроионов формируются в результате баллоэлектрического эффекта, сопутствующего выбросу в атмосферу аэрозольных частиц при разрушении воздушных пузырьков на поверхности.

Как известно, например [4], образующиеся при баллоэффекте разноименно заряженные частицы обладают различными размерами.

Совместное решение уравнений движения аэроионов в обеих системах

$$\begin{aligned} M_1 \frac{d^2 z_1(\tau)}{d\tau^2} - 6\pi\eta R_1 \left(\frac{d\xi}{d\tau} - \frac{dz_1(\tau)}{d\tau} \right) &= 0, \\ M_2 \frac{d^2 z_2(\tau)}{d\tau^2} - 6\pi\eta R_2 \left(\frac{d\xi}{d\tau} - \frac{dz_2(\tau)}{d\tau} \right) &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

и уравнения Пуассона

$$\vec{\nabla} E = \frac{\rho_v(z)}{\epsilon_0 \epsilon} \quad (2)$$

позволяет получить в линейном приближении характеристики возбуждаемых вариаций электрического поля, в том числе в условиях исходной электрической нейтральности совокупности систем:

$$E_{zH} = E_{z0} + \frac{\rho_{v0}^H \xi_0 (A_1 - A_2) \omega}{\epsilon_0 \epsilon \sqrt{(1 + A_1^2 \omega^2)(1 + A_2^2 \omega^2)}} \cos(\omega\tau + \theta). \quad (3)$$

В приведенных выражениях $z_1(\tau)$ и $z_2(\tau)$ — ординаты перемещений систем зарядов; η — динамическая вязкость воздуха; ξ — ордината перемещений поверхности моря, причем $\xi = \xi_0 \cos \omega\tau$; $\vec{E}$ — вектор напряженности электрического поля; $\rho_v(z)$ — объемная плотность зарядов; ϵ_0 — электрическая постоянная; ϵ — диэлектрическая проницаемость среды; E_{zH} — напряженность вертикальной составляющей электрического поля на некотором отслеживаемом уровне z_H , т. е. при $(z_H - \xi) = \text{const}$; E_{z0} — напряженность поля в свободной атмосфере; ρ_{v0}^H — объемная плотность зарядов в каждой из систем на уровне z_H при исходной электронейтральности, т. е. $\rho_{v0}^H = (\rho_{v0}^H)_1 = (\rho_{v0}^H)_2$, где индексы, как и ранее, относятся к соответствующим системам; A_1 и A_2 — характеристики «инерционности» заряженных систем.

Физической основой возбуждения вариаций вида (3) в условиях исходной электрической нейтральности являются различия характеристик «инерционности», которые, в свою очередь, обусловлены различиями размеров R_1 и R_2 аэроионов в обеих системах. В результате таких различий возникает неадекватность вертикальных движений систем и на уровне z_H периодически формируется знакопеременный нескомпенсированный объемный заряд, который, собственно, и создает вариации E_{zH} .

Из-за использованных упрощений в рассмотрении механизма возбуждения эти вариации E_{zH} вида (3) оказываются «привязанными» к волнам и лишь сдвинуты по фазе на угол θ . В случае

распространяющихся, а не потенциальных ($\xi = \xi_0 \cos \omega \tau$) волн, электрические вариации также получаются распространяющимися, но по-прежнему без отрыва от волн.

Рассмотрим более сложную ситуацию, когда в приводном слое оказываются значимыми горизонтальные электростатические взаимодействия в выделенных выше системах заряженных аэроионов. Используя предыдущие результаты, а также закон Ома для ионизированной среды и первые два уравнения Максвелла в формах

$$\frac{M_2}{q_2^2 n_2} \frac{\partial \vec{J}_{np}^2}{\partial \tau} = \vec{E} + \frac{1}{q_2 n_2} (\nabla P_2), \quad (4)$$

$$\text{rot } \vec{H} = \vec{J}_{np} + \epsilon_0 \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial \tau}, \quad (5)$$

$$\text{rot } \vec{E} = -\mu_0 \mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial \tau} \quad (6)$$

и выполнив ряд преобразований с использованием известных взаимосвязей, получим волновое уравнение вида

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial \tau^2} - \frac{1}{\epsilon_0 \epsilon \mu_0 \mu} \nabla^2 \vec{E} + \frac{1}{\epsilon_0 \epsilon \mu_0 \mu} \nabla (\nabla \vec{E}) - c_2^2 \nabla (\nabla \vec{E}) + \frac{q_2^2 n_2}{M_2 \epsilon_0 \epsilon} \vec{E} = 0. \quad (7)$$

Здесь $\vec{J}_{np}$ — вектор плотности тока переноса; q_2 — средний заряд аэроионов в «отрицательной» системе; n_2 — их объемная плотность; P_2 — парциальное давление отрицательных аэроионов; $\vec{H}$ — вектор напряженности магнитного поля; μ_0 — магнитная постоянная; μ — магнитная проницаемость; c_2 — скорость распространения вариаций давления.

Решение уравнения (7) при распространении возмущений по оси x является периодическим

$$E \sim \exp i (\alpha x - \omega \tau)$$

и характеризуется дисперсионным соотношением

$$\frac{\omega^2}{\alpha^2} = \frac{q_2^2 n_2}{\epsilon_0 \epsilon M_2 \alpha^2} + c_2^2. \quad (8)$$

Таким образом, в рассматриваемой структуре приводного слоя оказывается возможным возбуждение специфических электростатических волн (ЭС волн), не «привязанных» к поверхностным волнам. Область существования таких волн в рамках описанной упрощенной модели ограничивается следующим условием, получаемым из соотношения (8):

$$\tau_w^2 < \frac{16 \pi^2 \epsilon_0 \epsilon R_2^3 \rho_w}{3 q_2^2 n_2} = \tau_0^2, \quad (9)$$

где τ_p — период ЭС волн; τ_0 — характерный колебательный период для системы аэроионов с параметрами: R_2 — радиус, q_2 — заряд, n_2 — объемная плотность частиц в системе.

Натурные эксперименты позволили подтвердить наличие таких ЭС волн. Регистрация производилась в защищенной бухте при местном состоянии поверхности моря, близком к штилевому («рябь» либо 1—2 балла). Удалось выявить ЭС волны, возбуждаемые зыбью в открытой части моря, а также более длиннопериодными (~ 60 — 70 с) волнами. О характерных результатах этих экспериментов сообщается, в частности, в работе [9].

Как следует из выражения (9), условия, обеспечивающие распространение ЭС волн из-за сильной зависимости от R_2 , q_2 и n_2 не могут являться стационарными и не существуют повсеместно. К сожалению, надежные экспериментальные данные по R_2 , q_2 и n_2 в настоящее время чрезвычайно ограничены (например [5]). Дальнейшие исследования ЭС волн требуют разработки специальных методов и средств измерений этих характеристик. Причем следует отметить, что для электрофизических задач методы и средства, развиваемые при традиционном изучении взаимодействия океана и атмосферы (например [12]) малоперспективны.

Анализ имеющихся экспериментальных данных, а также выявленных выше взаимосвязей, позволяет предполагать, что ЭС волны генерируются преимущественно длиннопериодными колебаниями поверхности моря и могут регистрироваться в основном в окрестностях штормовых зон.

Экспериментально подтвержденное существование значительных (до 10^2 В/м) вариаций напряженности электрического поля в приводном слое атмосферы над взволнованной морской поверхностью, связанных с периодическим формированием некомпенсированного объемного заряда, приводит к задаче изучения возможностей возбуждения в штормовых зонах моря электромагнитных полей на более высоких частотах. Основанием для постановки такой задачи служит известный факт генерации инфразвука (инфразвукового «голоса моря») при взаимодействии ветра с взволнованной поверхностью, выявленный В. В. Шулейкиным и до сих пор чрезвычайно мало исследованный.

Эффект возбуждения инфразвукового «голоса моря», по мнению В. В. Шулейкина, обусловлен турбулентными вихрями в за-гребневой зоне морских волн. Рассматривая этот процесс в электрофизическом аспекте, следует полагать, что на периодически формирующийся некомпенсированный объемный заряд $\rho_v^n(\tau)$ на уровне z_n при $(z_n - \xi) = \text{const}$ дополнительно накладываются турбулентные пульсации с некоторой средней частотой Ω при $\Omega \gg \omega$, где ω — средняя круговая частота вариаций $\rho_v^n(\tau)$.

В таком случае выражение для объемного заряда на уровне z_n может быть представлено в виде

$$\rho_{vp}^n = (1 + \gamma e^{i\Omega\tau}) \rho_v^n(\tau), \quad (10)$$

где γ — коэффициент, учитывающий вовлечение объемного заряда в турбулентные пульсации с частотой Ω .

Такое представление учитывает все возможные ситуации. Здесь при $\gamma < 1$ в турбулентные пульсации вовлекается только часть заряда и ρ_{vp}^H не меняет знака по сравнению с $\rho_v^H(\tau)$; при $\gamma = 1$ вовлекается весь заряд, но ρ_{vp}^H по-прежнему не меняет знака; при $\gamma > 1$ происходит дополнительное разделение зарядов систем за счет участия «сверхлегких» аэроионов и ρ_{vp}^H в части периода меняет знак.

Воспользуемся решением уравнения Пуассона, полученным в работе [11] для уровня z_H :

$$E_{zH} = E_{z0} - \frac{\rho_{v1}^H(\tau)}{\alpha_1 \varepsilon_0 \varepsilon} + \frac{\rho_{v2}^H(\tau)}{\alpha_2 \varepsilon_0 \varepsilon}, \quad (11)$$

где $\rho_{v1}^H(\tau) = q_1 n_{01} e^{-\alpha_1 [z_H + \xi_1(\tau) - z_0]} = M (\rho_{v1}^H)_0 e^{-\alpha_1 \xi_1(\tau)}$;

$$\rho_{v2}^H(\tau) = q_2 n_{02} e^{-\alpha_2 [z_H + \xi_2(\tau) - z_0]} = N (\rho_{v2}^H)_0 e^{-\alpha_2 \xi_2(\tau)};$$

$$\xi_1(\tau) = [z_1(\tau) - \xi] < (z_H - z_0); M = e^{-\alpha_1 (z_H - z_0)};$$

$$\xi_2(\tau) = [z_2(\tau) - \xi] < (z_H - z_0); N = e^{-\alpha_2 (z_H - z_0)};$$

q_1 и q_2 — средние заряды аэроионов в «положительной» (1) и «отрицательной» (2) системах; n_{01} и n_{02} — объемные плотности аэроионов в каждой из систем; α_1 и α_2 — коэффициенты.

Определив по уравнениям (1) характеристики взаимного смещения «положительной» и «отрицательной» систем и учитывая выражение (10), можно получить на основании выражения (11) следующее обобщенное решение (в линейном приближении) для рассматриваемых турбулентных условий:

$$E_{zH} = \left[E_{z0} - \frac{\rho_{v0}^H (M\alpha_2 - N\alpha_1)}{\varepsilon_0 \varepsilon \alpha_1 \alpha_2} \right] - \frac{\rho_{v0}^H G_m}{\varepsilon_0 \varepsilon} \cos(\omega \tau + \theta) - \left[\frac{\gamma \rho_{v0}^H (M\alpha_2 - N\alpha_1)}{\varepsilon_0 \varepsilon \alpha_1 \alpha_2} + \frac{\gamma \rho_{v0}^H G_m}{\varepsilon_0 \varepsilon} \cos(\omega \tau + \theta) \right] e^{i\Omega \tau}; \quad (12)$$

при $(\rho_{v1}^H)_0 = (\rho_{v2}^H)_0 = \rho_{v0}^H$;

$$\rho_v^H(\tau) = \rho_{v1}^H(\tau) - \rho_{v2}^H(\tau).$$

Здесь G_m — амплитудное значение взаимного смещения «отрицательной» и «положительной» систем на уровне z_H ; ω — круговая частота вариаций этого смещения; θ — фазовый сдвиг относительно колебаний поверхности моря.

Таким образом, в приводном слое атмосферы в рассмотренных условиях формируются, во-первых, изменения стационарной составляющей электрического поля (1-й член в выражении (12)), во-вторых, вариации электрического поля на частоте ω , отслеживающие колебания поверхности моря с фазовым сдвигом θ , (2-й член) и, в-третьих, амплитудно-модулированные вариации с несущей частотой Ω , существенно превышающей круговую частоту колебаний поверхности моря (3-й член).

Такой спектральный состав выявляется и в результатах натуральных экспериментов. При этом особый интерес вызывают вариации на частоте Ω . Ввиду того, что $\Omega \gg \omega$, а плотность тока переноса

(оцениваемая как $\vec{J}_{пр} \approx \gamma \vec{v}_* \rho_v^n$ (τ), где v_* — скорость перемещения зарядов)

оказывается на несколько порядков превышающей аналогичную плотность тока в вариациях на частоте ω , магнитный компонент поля на частоте Ω может достигать значений порядка $10^{-1} — 10^0$ нТ. Это позволяет использовать в натуральных экспериментах сравнительно простые и весьма надежные индукционные магнитоизмерительные устройства. О характерных результатах таких экспериментов по выявлению магнитного компонента вариаций на частоте Ω сообщается, в частности, в наших работах [9, 10].

Естественно, что в реальных условиях регистрируются электромагнитные вариации не на конкретной частоте Ω , а в некоторой полосе частот. По имеющимся данным экспериментов эту полосу можно указать как 4—12 Гц с энергетической модой в области 6—8 Гц. Такая же полоса характерна и для инфразвукового «голоса моря». Однако, в отличие от инфразвукового, электромагнитный «голос моря» является амплитудно-модулированным. Причем спектральный анализ выделяемого магнитометром сигнала амплитудной модуляции позволяет установить, что частоты модуляции соответствуют частотам наблюдающегося в пункте измерений ветрового волнения, например [9].

Дополнительно следует отметить, что рассматриваемый эффект важен не только в чисто гидрофизическом аспекте, а имеет и общегеофизическое значение. В настоящее время в геофизике придерживаются мнения, высказанного еще Шуманом (Шуман и Кениг, 1954), что постоянная «подкачка» энергии в естественное электромагнитное поле (ЕЭМП) резонатора Земля-ионосфера ($\approx 6—8$ Гц) обусловлена сверхнизкочастотным «хвостом» молниевых разрядов (атмосферики). Однако многие экспериментальные данные, например [14], говорят о том, что атмосферики приводят лишь к импульсным всплескам напряженности, а цуги колебаний на частоте порядка 8 Гц не коррелированы с ними. Также не выявляется устойчивая корреляция с грозовой деятельностью при длительных наблюдениях ЕЭМП в диапазоне «шумановских резонансов». Такие факты приводят к необходимости привлечения дополнительных (еще не установленных) источников «подкачки» энергии. Однако искать их, в основном, предлагается

вне Земли, в частности, в явлениях верхней атмосферы [14]. На наш взгляд, здесь никак нельзя пренебрегать значительно более мощными источниками, существующими в нижней атмосфере, в том числе рассмотренным здесь электромагнитным «голосом моря», которые могут вносить преимущественный вклад в энергию резонатора.

Таким образом, имеющиеся экспериментальные данные о специфических электромагнитных эффектах в приводном слое атмосферы в штормовых зонах могут быть физически интерпретированы без привлечения магнитогидродинамических механизмов, в основном в рамках представлений о структуре приводного слоя, включающей разноименно заряженные системы аэроионов, обладающие различными характеристиками «инерционности» в результате различий размеров частиц. При таком представлении реализуются механизмы возбуждения вариаций вертикального электрического поля, «привязанных» к поверхностным волнам, распространяющихся по приводному слою электростатических волн и амплитудно-модулированного электромагнитного «голоса моря» в диапазоне несущих частот порядка 4—12 Гц. Дальнейшее исследование выявленных эффектов и механизмов их возбуждения позволит оценить их вклад в формирование естественного электромагнитного поля Земли в крайне низкочастотном диапазоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фонарев Г. А. Прикладные аспекты морских электромагнитных исследований. В сб.: Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. — М.: ИЗМИРАН, 1981, с. 99—107.
2. Савченко В. Н. Собственные электромагнитные поля морских гидродинамических источников и использование их в морской геофизике и гидрофизике. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. докт. физ.-мат. наук. Л., ЛГУ, 1989. — 19 с.
3. Кукушкин А. С., Карнаушенко Н. Н. Исследование изменчивости естественного электромагнитного поля в Черном море. В сб.: Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях. — М., 1983, с. 55—59.
4. Чалмерс Дж. Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 420 с.
5. Blanchard D. C. The electrification of the atmosphere by particles from bubbles in the sea. — Woods Hole Oceanogr. Institute, Reference, 1961, p. 61—90.
6. Vonnegut B. Electric potential above ocean waves. — J. Geoph. Res., 1974, 79, N 24, p. 3480—3481.
7. Latham D. J., Miksad R. W. Electric field perturbations of the marine atmosphere by horizontal role vortices. — J. Geoph. Res., 1974, 79, N 36, p. 5592—5597.
8. Степанюк И. А. Использование инфранизкочастотных электромагнитных полей для целей получения гидрофизической информации. — В сб.: Исследование и освоение Мирового океана. — Л., изд. ЛГМИ, 1982, вып. 77, с. 135—140.
9. Степанюк И. А. Вариации электрического и магнитного полей в приводном слое атмосферы при морском волнении. — В сб.: Структура и динамика вод Мирового океана. — Л., изд. ЛГМИ, 1983, вып. 80, с. 140—146.

10. Степанюк И. А. Измерения КНЧ-электромагнитного поля над взволнованной морской поверхностью. Физика радиоавроры и авроральная суббуря. — Апатиты, 1985, с. 102—104.

11. Степанюк И. А. Формирование вариаций электрического поля в приводном слое атмосферы в условиях волнения. — В сб.: Моделирование и экспериментальные исследования гидрологии шельфовых морей. Л., изд. ЛГМИ, 1988, вып. 100, с. 135—142.

12. Бортковский Р. С. Тепло- и влагообмен атмосферы и океана при шторме. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 159 с.

13. Шулейкин В. В. Физика моря. — М.: Наука, 1968. — 1083 с.

14. Владимиров Н. П., Клейменова Н. Г. О структуре естественного электромагнитного поля Земли в диапазоне 0,5—100 Гц. — Известия АН СССР. Физика Земли. М., 1962, № 10, с. 1368—1374.

УДК 551.466.62

Н. Л. ПЛИНК

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ЦУНАМИ

В декабре 1987 г. Генеральная Ассамблея ООН приняла резолюцию 42/169, в которой указывалось, что ближайшее десятилетие 1990—2000 гг. объявляется декадой борьбы за уменьшение опасности природных стихийных бедствий. Принятие этой резолюции, по мнению экспертов ООН, должно привлечь внимание международного научного сообщества к проблеме природных катастроф, последствия которых подчас связаны с многочисленными человеческими жертвами и значительным материальным ущербом [7]. В общем перечне стихийных бедствий важное место занимают катастрофы, связанные с процессами, происходящими в Мировом океане. Это прежде всего тропические циклоны, штормовые нагоны и цунами. Цунами в статистике мировых стихийных бедствий занимают по числу погибших примерно пятое место. Большая часть цунами (около 85%) вызвана подводными землетрясениями в зонах повышенной сейсмичности, связанной с взаимодействием материковых и океанических плит. Подавляющее большинство волн цунами зарегистрировано в Тихом океане, около 1000 случаев, причем примерно раз в 10 лет в Тихом океане наблюдается цунами со средней высотой 8 м [1]. Самое разрушительное цунами в СССР произошло 4 ноября 1952 г., когда волной с высотой порядка 10—12 м был практически уничтожен г. Северо-Курильск на о. Парамушир.

Учитывая возможные катастрофические последствия, к которым может приводить появление волн цунами, в целом ряде стран, в первую очередь Японии, США, Чили, созданы национальные службы цунами, основная цель которых заключается в про-

ведении мероприятий по предупреждению и защите населения от воздействия волн цунами. Теоретические и экспериментальные исследования этого природного явления проводятся в рамках целого ряда национальных и международных научных программ. Причем в последние годы в области изучения цунами все большее значение приобретает международное сотрудничество ученых. Так, например, на совещании Международной ассоциации физических исследований в океане (IAPSO) в Акапулько (Мексика) в августе 1988 г. в рамках декады борьбы за уменьшение опасности стихийных бедствий была организована специальная комиссия по морским природным катастрофам [7]. В международной общественной научной организации Всемирная лаборатория (World Laboratory) разрабатывается проект «Терра-2», связанный с исследованиями европейских цунами и созданием службы цунами для обеспечения безопасности населения стран Средиземноморья.

В СССР при Научном Совете программы «Изучение океанов и морей и использование их ресурсов» создана комиссия по цунами, возглавляемая членом-корреспондентом АН СССР С. Л. Соловьевым, координирующая в нашей стране усилия ученых в области исследования цунами. Проводится большая работа по совершенствованию службы цунами на Дальневосточном побережье СССР. На начало 90-х годов запланировано введение в эксплуатацию Единой автоматизированной службы предупреждения цунами (ЕАСЦ).

Исследования в области цунами включают в себя три крупные задачи: генерацию волн цунами в очаге и разработку методов прогнозирования цунамигенных землетрясений, распространение и трансформацию цунами при распространении от очага до берега, выход волны на сухой берег и взаимодействие с гидротехническими сооружениями. Кроме того, в качестве отдельной задачи следует отметить необходимость разработки современных технических средств для экспериментальных исследований в области цунами, включающих в том числе и информационно-измерительные системы для регистрации волн как на побережьях, так и в открытом океане. Одним из направлений в исследовании по проблеме цунами, связанным с уменьшением степени риска от воздействия цунами, является цунамирайонирование побережья, включающее в себя исследование распространения волн из зоны очага в условиях реальной морфометрии, выявление роли различных факторов трансформации, получение количественных данных по распределению вдоль побережья высоты цунами и величины заплеска сухого берега. В ЛГМИ работы по исследованию цунами проводятся уже более двадцати лет. Исследования, выполненные в ЛГМИ, были направлены на изучение основных закономерностей трансформации волн цунами в зоне Курило-Камчатского шельфа и получения материала для оценки цунамиопасности побережья. Учитывая недостаток, а в целом ряде случаев полное отсутствие

натурных наблюдений, в качестве метода исследования использовалось численное моделирование. Был разработан целый ряд математических моделей, основанных на численном решении уравнений мелкой воды, предназначенных для описания поведения цунами на различных стадиях, от ее генерации до наката на сухой берег [2, 8]. Основное внимание в ходе выполняемых в ЛГМИ исследований уделялось вопросу влияния крупномасштабных неоднородностей рельефа дна на распространение и трансформацию цунами. Поэтому при описании процессов образования цунами и выхода волны на сухой берег предпочтение отдавалось простым моделям типа «поршневого» механизма генерации цунами или линейного наката, которые, в случае необходимости, могли бы легко быть подключены к основной модели, описывающей распространение длинной волны. Исследования в ЛГМИ по проблеме цунами в рамках Договоров о творческом и научном сотрудничестве выполнялись в контакте с академическими институтами Прикладной физики (г. Горький) и Морской геологии и геофизики (г. Южно-Сахалинск).

Результаты расчетов, выполненных на основе одномерной численной модели теории мелкой воды с использованием предварительно построенных рефракционных диаграмм, позволили получить распределение вдоль побережья Курило-Камчатской зоны высот цунами на изобате 10 м, от гипотетического, так называемого «обобщенного очага цунами», соответствующего наиболее вероятному положению источника цунами и неблагоприятным условиям излучения энергии из очага. Эти данные были использованы совместно с Е. Н. Пелиновским (ИПФ АН СССР) для составления схемы цунамирайонирования побережья Курило-Камчатской зоны по величине вертикального заплеска цунами [3]. Кроме того, одномерная численная модель была использована для исследования частотных свойств шельфа и влияния резонансных эффектов на распределение подъемов уровня вдоль побережья, а также оценки роли нелинейных эффектов и трения [4, 5].

Однако выполненное в одномерном приближении моделирование не позволяет исследовать целый ряд важных, с точки зрения понимания условий формирования колебаний уровня, процессов, связанных с топографическим захватом волновой энергии шельфом, образованием краевых волн и перераспределением волновой энергии вдоль побережья. Расчеты распространения цунами, основанные на численном решении двумерных уравнений теории мелкой воды, проводились с использованием реальной морфометрии для областей с различными пространственными масштабами. Крупномасштабная модель, имеющая пространственный шаг $\Delta x = 10$ км, включала основную часть Курильской гряды от Камчатки до о-ва Итуруп. Мезомасштабная модель ($\Delta x = 5$ км) предназначена для более детального исследования распространения цунами в системе отдельных островов, составляющих часть Курильской гряды. В частности, мезомасштабная модель исполь-

зовалась для моделирования распространения цунами в районе южной части Курил. Мелкомасштабная модель была использована для исследования процесса захвата волновой энергии вокруг отдельного острова.

Некоторые результаты, иллюстрирующие влияние направленности излучения энергии из очага цунами на подъемы уровня вблизи побережья и полученные с использованием крупномасштабной модели, представлены в таблице.

Влияние направленности излучения очага цунами на характеристики подъемов уровня в районе о-ва Парамушир

Вариант очага	Время подхода фронта T , мин	Высота первого подъема H_1 , см	Высота максимального подъема $H_{\text{макс}}$	Номер максимальной волны
Статический	17	96	151	2
$\alpha=0^\circ$	17	248	325	2
$\alpha=90^\circ$	18	12	181	4
$\alpha=30^\circ$	17	180	316	4

Как видно из этого примера, характерного для участков побережья, расположенных близко к очагу цунами, первый подъем уровня в случае излучения, направленного в сторону берега ($\alpha=0^\circ$), в 2,6 раза превышает подъем, вызванный статическим очагом, соответствующим изотропному излучению. В случае $\alpha=90^\circ$ (преобладающее излучение направлено вдоль берега) величина H_1 составляет всего лишь десятую часть от подъема, вызванного статическим очагом. Однако высота первого подъема уровня в данном случае не является информативной, с точки зрения выяснения цунамиопасности побережья. Вторичные эффекты, связанные с суперпозицией падающей и отраженных волн, а также образование вторичных (захваченных) волн приводит к возрастанию подъемов уровня даже в том случае, если высота исходной первой волны была незначительной. Специфическая форма рельефа дна, характеризующаяся наличием резкого свала глубин вдоль западного склона Курильской впадины, приводит к уменьшению интенсивности излучения энергии цунами в открытый океан и способствует ее распространению вдоль Курильской гряды в виде краевой волны. Причем, как показали расчеты, порядковый номер волны, имеющей максимальную высоту, будет тем больше, чем больше угол между направлением преобладающего излучения и направлением на данный пункт наблюдений. Специально выполненные расчеты показали, что в процессе распространения волн примерно 20—30% энергии проникает через глубоководные Курильские проливы в Охотское море и вызывает

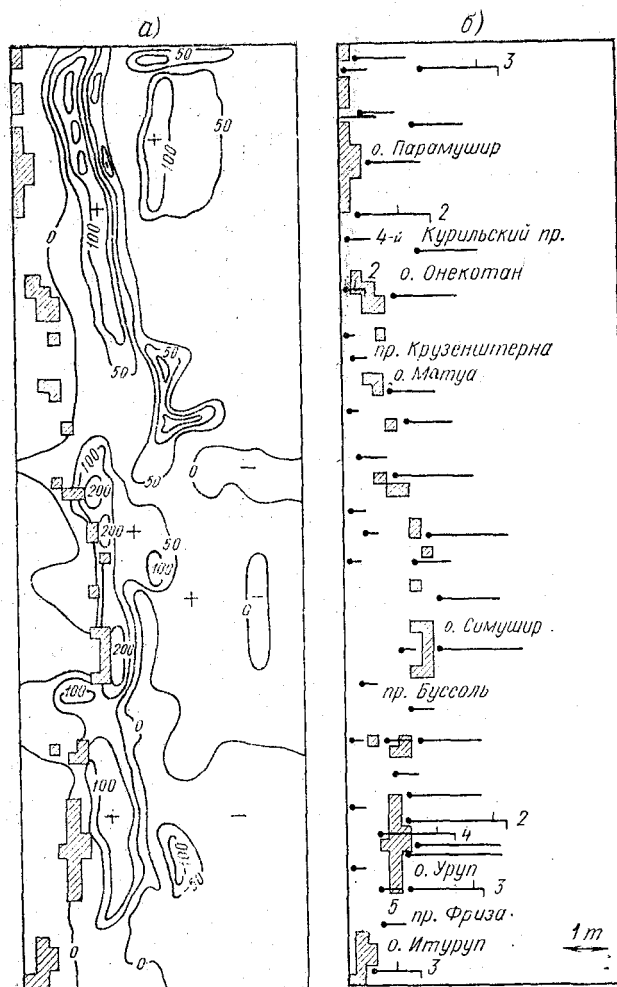
появление цунами не только на внешнем, но и на «теновом» по отношению к очагу побережье, что делает необходимым проведение дополнительных исследований по цунамирайонированию Охотоморского побережья Курильских о-вов [9].

На рисунке приведены результаты численного расчета, выполненного с использованием крупномасштабной модели, включающей большую часть о-вов Курильской гряды. В качестве начального условия задавался «обобщенный очаг», представляющий собой начальное статическое возмущение уровня, имеющее в сечении вид положительной части синусоиды высотой 2 м и шириной 60 км и генерирующего одиночную волну высотой около 1 м, распространяющуюся в сторону берега. Рельеф свободной поверхности, характеризующий волновое поле через 800 с после начала распространения цунами (рисунок, а), хорошо иллюстрирует процесс проникновения цунами в Охотское море. В центральной части области, где фронт волны уже прошел проливы, намечается разворот фронта, являющийся следствием захвата волновой энергии островами, приводящего в дальнейшем к образованию на полях уровня локализованных денивеляций различного знака, «вращающихся» вокруг островов. В частности, начало этого процесса наблюдается в районе о. Симушир. Процесс рефракционного захвата волновой энергии на шельфе в районе о-в Шумшу — Парамушир определяет появление в волновом поле второго положительного гребня, имеющего практически такую же высоту, что и исходная волна, уже подошедшая к берегу.

Рассмотрим распределение вдоль Курильских о-вов подъемов уровня (рисунок, б). Как показал расчет, в большинстве мареографных точек максимальным оказался первый подъем. Однако в зонах интенсивного рефракционного захвата в ряде точек происходит увеличение подъемов уровня по сравнению с первым. Подъемы в таких точках отмечены на рисунке б дополнительным штрихом, указывающим разницу между первым подъемом уровня и максимальным. Цифры, стоящие на рисунке около таких точек, указывают номер максимальной волны. Возрастание колебаний уровня является следствием интерференции отраженной от берега основной волны и волн, образовавшихся в результате захвата. Об этом косвенно свидетельствует и возрастание номера максимальной волны.

Как видно из рисунка б подъемы уровня на «теновой» по отношению к очагу стороне побережья могут достигать в некоторых случаях довольно больших значений, как, например, это наблюдается на охотоморском побережье о. Уруп. Причем максимальные подъемы на обратной стороне этого острова соответствуют 4-й и даже 5-й волне, что свидетельствует о сложном характере интерференции захваченных волн между собой.

В статье сделан обзор лишь некоторых результатов, полученных при проведении численного моделирования распространения цунами в Курило-Камчатской зоне. Анализ условий формирования



Результаты расчета распространения цунами от «обобщенного очага цунами»: а — поле уровня в момент времени 800 с, характеризующее подход волны к побережью островов и начало проникновения волны в Охотское море; б — распределение первого и максимального подъемов уровня в различных точках Курильской гряды (цифры указывают номер волны, имеющей наибольшую высоту, если первый подъем уровня не является максимальным)

ния колебаний уровня применительно к реальной морфометрии может служить физическим обоснованием полученных оценок цунамиопасности. Некоторые методические разработки, выполненные в ходе исследования цунами, связанные с оценкой точности разностных схем, использованием неоднородных граничных условий [6], могут быть полезны при решении других океанологических задач теории мелкой воды, поскольку физические процессы, определяющие распространение и трансформацию цунами, являются достаточно общими для всех длинных волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соловьев С. Л. Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане. — В кн.: Волны цунами: Тр. СахКНИИ, Южно-Сахалинск, 1972, вып. 29.
2. Бухтеев В. Г., Плинка Н. Л. Использование математических моделей в целях прогнозирования изменения параметров цунами при реальном рельефе дна. — Тр. ЛГМИ, 1980, вып. 71.
3. Пелиновский Е. Н., Плинка Н. Л. Предварительная схема цунамирайонирования побережья Курило-Камчатской зоны на основе одномерных расчетов (модельный очаг). — Препринт № 5, ИПФ АН СССР, Горький, 1980.
4. Плинка Н. Л. Исследование частотных свойств шельфа с целью цунамирайонирования. — В сб.: Теоретические и экспериментальные исследования по проблеме цунами. М., Наука, 1977.
5. Бухтеев В. Г., Плинка Н. Л. Трансформация волн цунами на шельфе и перераспределение энергии. — В кн.: Изучение цунами в открытом океане. М., Наука, 1978.
6. Белянцев М. А., Кайстренко В. М., Плинка Н. Л. Использование неоднородного импедансного граничного условия при расчетах цунами. — В сб.: Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов. Владивосток, 1985.
7. IAPSO Commission on Natural Marine Hazards. — News and Announcements, Eos, vol. 69, N 44, 1988.
8. Doronin Yu. P., Bukhteev V. G., Plink N. L. Mathematical model of tsunami propagation and transformation over the real bottom topography. — «Symposium on tsunami, Man. Report Series 48, Ottawa, 1978.
9. Bukhteev V. G., Nekrasov A. V., Plink N. L. Numerical investigation of tsunami propagation in the Kuril region. — Abstracts of International Tsunami Symposium, Novosibirsk, 1989.

УДК 551.(465+466)

Б. А. КАГАН, Г. А. КИВМАН

О ДИССИПАЦИИ ПРИЛИВНОЙ ЭНЕРГИИ, ОБУСЛОВЛИВАЕМОЙ ОСТРОВНЫМИ ЭФФЕКТАМИ

В [4] было установлено, что существующие оценки диссипации приливной энергии в Мировом океане в целом и в зоне континентального шельфа заметно отличаются между собой и что эти отличия не могут быть устранены ни за счет перехода энергии от океанских приливов к внутренним приливным волнам, ни тем

более за счет перехода энергии от океанских к атмосферным гравитационным приливам. Спрашивается: какова причина обнаруживаемых систематических расхождений? Одно из самых простых объяснений — наличие каких-то не учитываемых до сих пор источников рассеяния приливной энергии. Наиболее реальным кандидатом на эту роль являются острова. Проверим такую возможность.

Предварительно выпишем уравнение бюджета приливной энергии в океане без островов. Если эффекты эластичности океанского дна исключить из рассмотрения, а границу океана совместить с береговой линией континентов, на которой оправдано задать условие непротекания, то проинтегрированное по площади S океана и времени t в течение приливного цикла уравнение бюджета приливной энергии будет иметь вид [4]

$$-\dot{E} = \rho_0 \int_S \left\langle U \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right\rangle dS, \quad (1)$$

где $-\dot{E}$ — глобальная диссипация приливной энергии, определяемая как

$$-\dot{E} = -\rho_0 \int_S \langle (\vec{v}/H) \vec{F} \rangle dS, \quad (2)$$

U — потенциал приливообразующей силы; $\vec{v} = \vec{u}H$ — интегральный по вертикали перенос; $\vec{u}$ и ζ — скорость приливного течения и приливное возмущение уровня; $\vec{F}$ — ускорение сил трения; H — глубина океана; ρ_0 — средняя плотность морской воды; угловые скобки означают усреднение в течение приливного цикла.

Пусть теперь $S = S_0 \cup S_1$ — площадь одиночных островов и окаймляющих их шельфов. Тогда, описывая ускорение сил трения линейным законом сопротивления и заменяя острова подводной банкой (такой, что ее поперечные размеры считаются равными размерам включающей остров ячейки сетки, а глубина и коэффициент трения — некоторым эквивалентным им значениям, обеспечивающими равенство интегрального переноса при наличии острова с шельфом и подводной банки [2]), получаем следующее выражение для $-\dot{E}$:

$$-\dot{E} = -\rho_0 \int_S \left\langle \frac{r_0}{H_0^2} |\vec{v}|^2 \right\rangle dS + \rho_0 \int_{S_1} \left\langle \frac{r_0}{H_0^2} |\vec{v}_0|^2 \left(1 - \frac{r_1}{r_0} \frac{H_0^2}{H_1^2} \frac{|\vec{v}_1|^2}{|\vec{v}_0|^2} \right) \right\rangle dS_1, \quad (3)$$

Здесь первый член в правой части представляет собой диссипацию приливной энергии в океане без островов, второй — вклад эффектов одиночных островов в глобальную диссипацию приливной энергии; r — коэффициент трения в линейном законе сопротивления; индексы «0» и «1» указывают соответственно на принадлежность к открытому океану и к подводной банке.

Поскольку r_1/r_0 , H_0/H_1 и $|\vec{v}_1|/|\vec{v}_0|$ по определению, больше единицы, то из (3) следует, что трансформация океанских приливов одиночными островами должна сопровождаться увеличением глобальной диссипации приливной энергии. Аналогичное заключение можно сделать и в отношении эффектов архипелагов и цепочек островов.

Действительно, составим уравнение бюджета приливной энергии в области S_1 , занятой архипелагом островов. С этой целью

умножим уравнение движения, записанное в терминах $\vec{v}$ на $A^{-1}\vec{v}/H$, а уравнение неразрывности — на $g\zeta$, затем сложим их и проинтегрируем по площади S_1 и по времени в течение приливного цикла. Здесь g — ускорение свободного падения; A — матрица коэффициентов, зависящих от взаимного расположения и плотности упаковки островов в архипелаге. Понятно, что в общем случае матрица A не является диагональной, и потому трансформация океанских приливов при их взаимодействии с архипелагом островов может сопровождаться возникновением анизотропии, аналогичной той, которая имеет место при распространении электромагнитных волн в кристаллах.

Учтем, что $S = S_0 \cup S_1$, и соответственно привлечем уравнение бюджета приливной энергии в открытом океане. В результате вновь приходим к (1). Однако теперь

$$-\dot{E} = -\rho_0 \int_S \left\langle \frac{r}{H^2} |\vec{v}|^2 \right\rangle dS + \rho_0 \int_{S_1} \left\langle \frac{r}{H^2} |\vec{v}|^2 \left(1 - \frac{\vec{v} A^{-1} \vec{v}}{|\vec{v}|^2} \right) \right\rangle dS_1. \quad (4)$$

Это выражение отличается от традиционного (полученного для океана без островов) вторым слагаемым в правой части, знак которого определяется величиной отношения $\vec{v} A^{-1} \vec{v} / |\vec{v}|^2$, а она — собственными числами матрицы A . Последние, как было показано в [1], меньше единицы, так что второй член в правой части (4) имеет отрицательный знак. Отсюда следует, что взаимодействие приливов с архипелагами островов должно сопровождаться дополнительным рассеянием приливной энергии.

То же самое можно сказать и в отношении взаимодействия приливов с цепочками островов. Для подтверждения сказанного выпишем выражение для интегральной по площади океана дивергенции горизонтального переноса приливной энергии. Если граница океана по-прежнему совпадает с береговой линией континентов, то в силу условия непротекания искомое выражение принимает вид

$$\int_S g \nabla (\zeta - g^{-1} U) \vec{v} dS = - \sum_i \oint_{\gamma^{(i)}} g (\zeta - g^{-1} U) \vec{v} \cdot \vec{n} d\gamma^{(i)}, \quad (5)$$

где $\gamma^{(i)}$ — граница i -й цепочки островов (последняя определяется как область, объединяющая острова и проливы между ними), $\vec{n}$ — внутренняя нормаль к $\gamma^{(i)}$.

Стянем i -ю цепочку островов в линию $L^{(i)}$. Тогда, учитывая, что в соответствии с [3] перепады уровня $(\zeta^+ - \zeta^-)$ и нормальной составляющей $(\vec{v}^+ - \vec{v}^-) \cdot \vec{n}$ интегрального переноса массы по обе стороны от цепочки островов имеют порядок $O(\varepsilon)$, где ε — малый параметр, равный отношению длины $L_1^{(i)}$ звена цепочки островов к длине приливной волны в открытом океане, получаем с точностью до членов порядка $O(\varepsilon^2)$

$$\oint_{\gamma^{(i)}} g (\zeta - g^{-1} U) \vec{v} \cdot \vec{n} d\gamma^{(i)} = \int_{L^{(i)}} g [(\zeta_0 - g^{-1} U) (\vec{v}^+ - \vec{v}^-) + (\zeta^+ - \zeta^-) \vec{v}_0] \vec{n} dL^{(i)}, \quad (6)$$

где индексом «0» отмечены характеристики невозмущенного движения, т. е. движения при отсутствии цепочки островов.

Воспользуемся соотношениями

$$(c_+^{(i)} - c_-^{(i)}) \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{r}{H} \right) v_{0n} + l (d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) v_{0s} = - \frac{gH}{L_1^{(i)}} (\zeta^+ - \zeta^-),$$

$$m^{(i)} \frac{\partial \zeta_0}{\partial t} - (d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) \frac{\partial v_{0s}}{\partial s} = \frac{v_n^+ - v_n^-}{L_1^{(i)}}, \quad (7)$$

вытекающими из приведенных в [3] условий на цепочке островов при переходе в них от безразмерных комплексных амплитуд к мгновенным значениям размерных переменных. Здесь $m^{(i)}$ — удельная (отнесенная к единице длины цепочки) площадь островов; $(d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) = -L_2^{(i)} / L_1^{(i)}$; $(c_+^{(i)} - c_-^{(i)}) = L_2^{(i)} / L_3^{(i)}$; L_2 — ширина цепочки островов, L_3 — ширина проливов между островами; (v_{0n}, v_{0s}) и (v_n, v_s) — составляющие векторов v_0 и v вдоль нормали и касательной к $L^{(i)}$, ds — элемент касательной; l — параметр Кориолиса.

После подстановки (7) в (6) имеем

$$\oint_{\gamma^{(i)}} g(\xi - g^{-1}U) \vec{v} \cdot \vec{n} d\gamma^{(i)} = L_1^{(i)} \int_{L^{(i)}} \left[-m^{(i)} U \frac{\partial \xi_0}{\partial t} + m^{(i)} \frac{\partial}{\partial t} \frac{g\xi_0^2}{2} - \right. \\ \left. - (c_+^{(i)} - c_-^{(i)}) \left(\frac{\partial}{\partial t} \frac{v_{0n}^2}{2H} + \frac{r}{H^2} v_{0n}^2 \right) - l (d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) \frac{v_{0n} v_{0s}}{H} - \right. \\ \left. - g(\xi_0 - g^{-1}U) (d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) \frac{\partial v_{0s}}{\partial s} \right] dL^{(i)}. \quad (8)$$

Преобразуем последний член в правой части (8). Для этого проинтегрируем его по частям и пренебрежем разностью значений касательной составляющей горизонтального переноса приливной энергии на концах цепочки островов. Тем самым положим, что ширина цепочки островов немного меньше ее длины. Тогда

$$-L_1^{(i)} \int_{L^{(i)}} g(\xi_0 - g^{-1}U) (d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) \frac{\partial v_{0s}}{\partial s} dL^{(i)} = L_1^{(i)} \int_{L^{(i)}} g (d_+^{(i)} - \\ - d_-^{(i)}) v_{0s} \frac{\partial}{\partial s} (\xi_0 - g^{-1}U) dL^{(i)}.$$

Однако на основании уравнения движения для касательной составляющей вектора $\vec{v}_0$

$$g \frac{\partial}{\partial s} (\xi_0 - g^{-1}U) = -\frac{1}{H} \left[\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{r}{H} \right) v_{0s} - l v_{0n} \right],$$

так что подстановка полученного выражения в (8), последующее изменение знаков в обеих частях равенства и усреднение его по времени в течение приливного цикла дают окончательно

$$-\oint_{\gamma^{(i)}} \langle g(\xi - g^{-1}U) \vec{v} \rangle \cdot \vec{n} d\gamma^{(i)} = L_1^{(i)} \int_{L^{(i)}} m^{(i)} \left\langle U \frac{\partial \xi_0}{\partial t} \right\rangle dL^{(i)} + \\ + L_1^{(i)} \int_{L^{(i)}} \left\langle \frac{r}{H^2} [(d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) v_{0s}^2 + (c_+^{(i)} - c_-^{(i)}) v_{0n}^2] \right\rangle dL^{(i)}. \quad (9)$$

Приведенное уравнение есть не что иное, как уравнение бюджета приливной энергии в пределах цепочки островов. В нем левая часть характеризует горизонтальный перенос приливной энергии, члены в правой части — соответственно работу, совершаемую приливообразующей силой за единицу времени, и диссипацию приливной энергии.

Просуммируем (9) по i и объединим выражение для последнего из названных членов с выражением для диссипации приливной энергии в открытом океане. В результате будем иметь

$$-\dot{E} = -\rho_0 \int_S \left\langle \frac{r}{H^2} |\vec{v}_0|^2 \right\rangle dS + \rho_0 \sum_i L_1^{(i)} \int_{L^{(i)}} \left\langle \frac{r}{H^2} [(d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) v_{0s}^2 + (c_+^{(i)} - c_-^{(i)}) v_{0n}^2] \right\rangle dL^{(i)}. \quad (10)$$

Отсюда и из определений $(d_+^{(i)} - d_-^{(i)})$ и $(c_+^{(i)} - c_-^{(i)})$ следует, что существование дополнительных стоков приливной энергии на цепочках островов эквивалентно выполнению неравенства $(v_{0n}/v_{0s})^2 < [-(d_+^{(i)} - d_-^{(i)}) / (c_+^{(i)} - c_-^{(i)})]$. Этот факт сам по себе интересен, но для нас важно другое.

Обсудим результаты двух численных экспериментов, выполненных без учета и с учетом островных эффектов (в последнем случае островные эффекты параметризуются в форме, рекомендуемой в [1—3]). Задачу будем решать численно с использованием модифицированной разностной схемы HN -метода и регулярной перемежающейся сетки Ричардсона с 5-градусным угловым разрешением. Отличие модифицированной разностной схемы от стандартной состоит в аппроксимации членов, содержащих параметр Кориолиса. Упомянутые члены определяются путем усреднения по четырем соседним узловым точкам с весом $H \sin \theta$ (здесь θ — коширота) для меридиональной и $H \sin \theta \cos \theta$ для зональной составляющей ускорения Кориолиса, что гарантирует сохранение свойства антисимметрии конечно-разностного аналога приливного оператора Лапласа. На береговом контуре Γ океана будем задавать импедансное граничное условие $\vec{u} \cdot \vec{n}|_\Gamma = \varepsilon(g/H)^{1/2} \xi$ типа условия Праудмена, где $\varepsilon = (h_0/H)^{1/2}$, h_0 — глубина полного поглощения приливной энергии, полагаемая равной 6,2 м. Одновременно предположим, что коэффициент придонного трения в линейном законе сопротивления обратно пропорционален локальной глубине с множителем пропорциональности $3 \cdot 10^{-5}$ м/с, что статический эффект земных приливов можно учесть введением редуцированного множителя Лява в выражении для горизонтальной составляющей приливообразующей силы и что эффектами нагрузки и самопритяжения океанских приливов, равно как и горизонтального турбулентного трения, можно пренебречь.

Судя по результатам этих численных экспериментов, глобальная диссипация приливной энергии равна $2,29 \cdot 10^{12}$ Вт в первом случае и $2,83 \cdot 10^{12}$ Вт во втором. Оговоримся сразу же, что сообщаемая здесь оценка глобальной диссипации приливной энергии за счет островных эффектов является ориентировочной, поскольку по чисто техническим соображениям из всех многочисленных одиночных островов, встречающихся в Мировом оке-

ане, мы ограничились лишь некоторыми. Именно к таковым мы отнесли Азорские, Багамские, Оркнейские, Фолклендские. Зеленого мыса и Южная Георгия в Атлантике, Сейшельские, Маскаренские, Крозе и Кергелен в Индийском океане и Тасмания. Фиджи, Самоа, Галапагос и Маркизские в Тихом океане. Мало того, из всех архипелагов островов мы оставили только один, расположенный в Австрало-Азиатском секторе океана, а из всех цепочек островов — четыре, объединяющие острова Куоа, Гаити и Малые Антильские в Атлантике, Мальдивские острова в Индийском океане, а также острова Новая Каледония, Новые Гебриды и Соломоновы в южной и Гавайские острова в северной частях Тихого океана. Однако, несмотря на столь серьезные упрощения, увеличение глобальной диссипации приливной энергии оказалось соизмеримым с величиной невязки между оценками диссипации для Мирового океана в целом и для зоны континентального шельфа. Таким образом, учет островных эффектов способствует замыканию глобального бюджета приливной энергии или, другими словами, решению проблемы диссипации приливной энергии,

ЛИТЕРАТУРА

1. Готлиб В. Ю., Кивман Г. А. Параметризация взаимодействия приливной волны с архипелагом островов. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1989, т. 25, № 7, с. 758—763.
2. Готлиб В. Ю., Каган Б. А., Кивман Г. А. Параметризация эффектов взаимодействия приливной волны и одиночного острова. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1988, т. 24, № 2, с. 170—178.
3. Готлиб В. Ю., Каган Б. А., Кивман Г. А. Параметризация цепочки островов в глобальных моделях океанских приливов. — Океанология, 1989, т. 29, вып. 4, с. 574—579.
4. Марчук Г. И., Каган Б. А. Динамика океанских приливов. — Л.: Гидрометеониздат, 1983. — 359 с.

УДК 551.463+551.4

В. Н. ВОРОБЬЕВ, П. П. ПРОВOTORОВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

В последние годы (1987—1989 гг.) в зимне-весенний период субтропическая и умеренная зоны восточной части Северной Атлантики стали традиционными для натурных исследований протекающих здесь гидрометеорологических процессов, проводимых экспедициями ЛГМИ на УЭС «Профессор Сергей Дорофеев».

Гидрологические программы всех состоявшихся научных рейсов предусматривали изучение структуры и изменчивости гидрофизических полей в различных пространственно-временных масштабах в Канарском бассейне и на Ирландском полигоне (рис. 1). В Канарском бассейне основное внимание уделялось выявлению закономерностей распространения и трансформации средиземноморских вод (СМВ) в Атлантическом океане. Исследования же в районе склоновых вод к западу от о. Ирландия проводились в связи с необходимостью получения более детальных сведений о гидрологическом режиме этого региона и оценки внутрисезонной и межгодовой изменчивости термохалинных условий в интересах развития рыбного промысла.

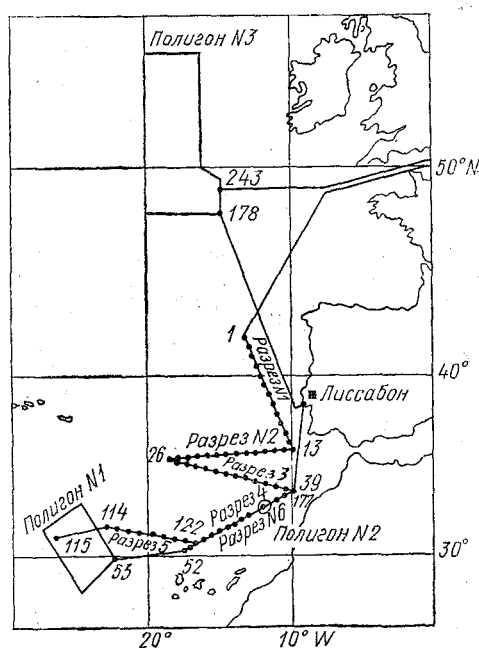


Рис. 1. Схема расположения разрезов и полигонов в восточной части Северной Атлантики, выполненных экспедициями ЛГМИ в 1987—1989 гг.

Сбор данных по синоптической и мезоструктуре полей температуры и солености проводился путем постановки батометрических серий и вертикального зондирования термосолевондом с разрешением от 5 до 1 м. Обработка T-, S-информации включала

в себя диагностику характеристик стратификации гидростатической устойчивости, плотностного соотношения и другие характеристики, а также корреляционно-спектральный анализ.

В районе Канарского бассейна фоновые поля температуры и солёности были типичными [1]. Их вертикальная структура может быть подразделена на следующие основные слои (рис. 2, а): верхний перемешанный, толщиной 100—200 м, имеющий температуру 13,5—16,0 °С и солёность 35,7—36,2‰, холодный промежуточный, подстилающий слабовыраженный сезонный термоклин с температурой 10,0—11,0 °С и солёностью около 35,5‰, охватывающий толщу воды до глубины 500—600 м; средиземноморские трансформированные воды в виде сплошного слоя или отдельных прослоек, характеризующиеся температурой 11,0—12,0 °С и солёностью 36,0—36,3‰; слой холодной глубинной воды, имеющей температуру 3,0—4,0 °С и солёность до 35,4‰, занимающего объём вод глубже 1600 м. В западных районах Канарского бассейна вертикальная расслоенность постепенно ослабевает, а следы СМВ практически исчезают. Об ареале распространения СМВ можно судить по распределению температуры и солёности на горизонте 1200 м [рис. 3, а]. Положение изохалины 36,0‰ и изотермы 10,5 °С с достаточной надёжностью указывает западную границу распространения СМВ, за которой они дробятся на отдельные локальные неоднородности. Наиболее мощные из них образуют закрученные в антициклонические вихри изолированные интрузионные линзы, которыми осуществляется транспорт СМВ в Атлантическом океане вплоть до Карибского моря. Структура и динамика одной из таких внутритермоклинных линз, обнаруженной экспедицией ЛГМИ в 1987 г., подробно проанализированы в [2, 3]. Фоновые особенности термохалинной структуры вод в этом слое океана можно рассматривать как результат их постепенного рассасывания по пути транзита.

Чаще всего транзит термохалинных неоднородностей средиземноморского происхождения осуществляется через зону, расположенную между Азорскими и Канарскими островами [4]. Выполненные в этом районе наблюдения показали наличие ярко выраженной пятнистости в слое 800—1500 м в распределении температуры и солёности. И хотя четких линзообразных структур обнаружено не было, несомненно, что отмеченные очаги с повышенной, хотя и незначительно, температурой и солёностью являются следствием разрушения интрузионных образований инородной воды.

Анализ вертикальных профилей условной плотности воды и некоторых других характеристик стратификации указывает на положительную в целом гидростатическую устойчивость слоев и взаимную скомпенсированность обратных по знаку вкладов градиентов температуры и солёности в изменения плотности.

Район Ирландского полигона охватывает северо-восточную часть субтропического антициклонического круговорота вод с его относительно вялыми пограничными потоками — ответвлениями Се-

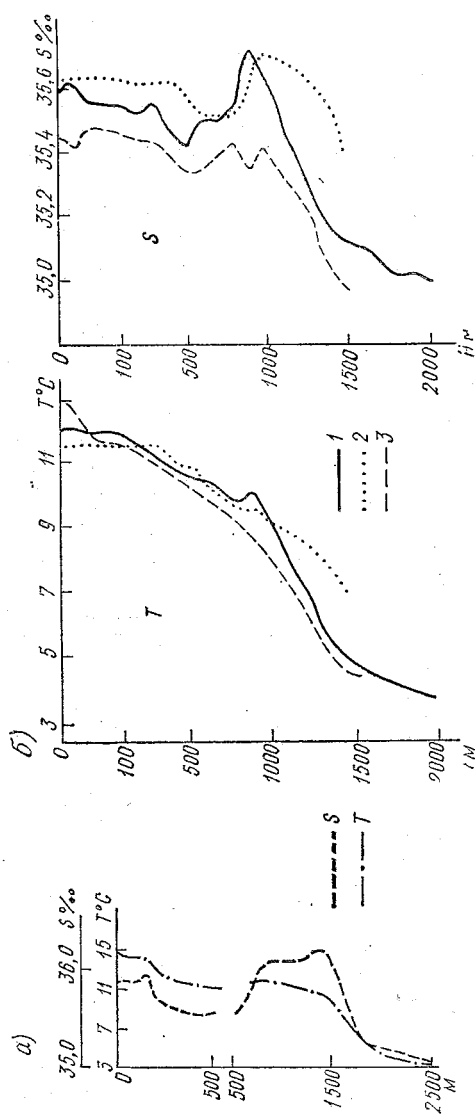


Рис. 2. Вертикальные профили температуры и солёности в Канарском бассейне (а) и на Ирландском полигоне (б) на станции с координатами: $\Phi=48^\circ$ с. ш.; $\Lambda=15^\circ$ з. д. 1 — 13.04.1987; 2 — 16.02.1988; 3 — 23.04.1988

веро-Атлантического течения [5, 6]. Внутри локальных круговоротов формируются внутримассовые фронты, хотя и обостряющиеся с глубиной, но все же размытые в сравнении с главными

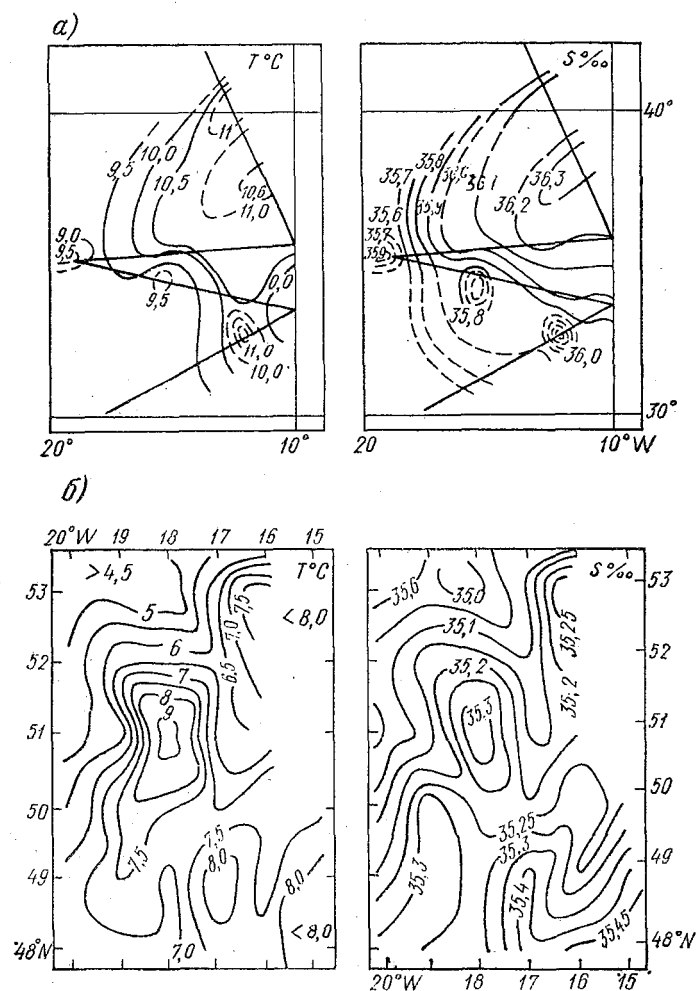


Рис. 3. Поля температуры и солёности в Канарском бассейне на горизонте 1200 м (а) и на Ирландском полигоне на горизонте 1000 м (б)

квазистационарными фронтами. Их положение и структура определяются в основном меандрированием циркуляционных ветвей и напряжением ветра. Свободная зимняя конвекция выравнивает стратификацию до глубины 400—500 м.

При анализе конкретных съемок (февраль 1988 г. и апрель 1987—1988 гг.) фоновые черты гидрологического режима должны проявиться прежде всего в строении вертикальных профилей температуры T и солености S , а также в их пространственном распределении на разрезах (рис. 2, б, 4). Действительно, по данным

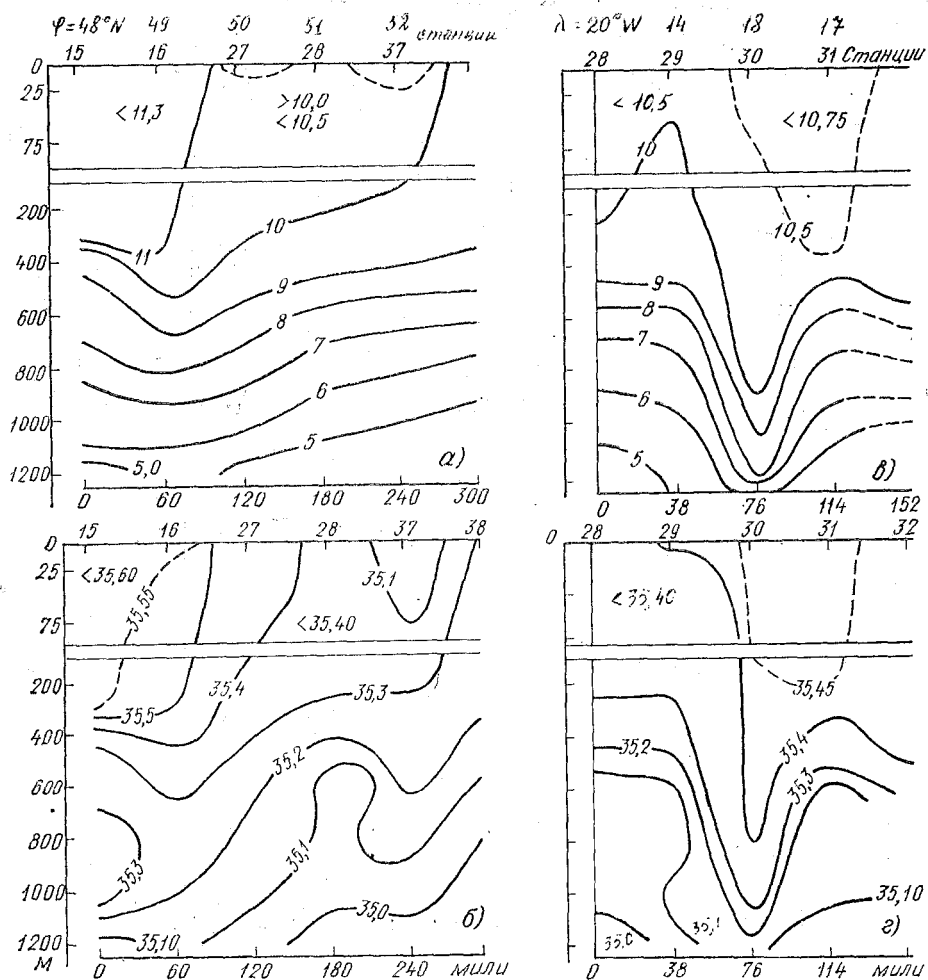


Рис. 4. Поля температуры (а, в) и солености (б, г) на разрезах по меридиану 20° з. (слева) и параллели 51° с. (справа). Съемка 17 — 23.02.1988

февральской съемки, мощность слоя конвективного перемешивания достигала 300—500 м, возрастающая в восточном и южном направлениях (рис. 4). В зоне между южной и северной границами полигона температура изменялась от 10 до $11,3^\circ\text{C}$, а соленость

в диапазоне 35,40—35,60‰. Плотностная стратификация в конвективном слое почти повсеместно близка к безразличной, с переходом на отдельных станциях к слабонеустойчивой.

Верхний перемешанный слой подстилается устойчиво стратифицированной по T и неустойчивой по S толщей, переходящей затем в слой главного термоклина. Значительные колебания глубин залегания T -, S -изолиний указывают на сильную бароклинность основной толщи вод, а локальные очаги резких зональных градиентов свойств — на развитие возмущений различного происхождения. Примечателен в этом отношении рельеф изоповерхностей в окрестности ст. 30 (рис. 4, в, г). Отмечающийся здесь провал изолиний T и S вызван скорее всего прохождением мощного теплового вихря.

По типичным для полигона T -, S -диаграммам выделяются две-три, а в южной части — четыре водные массы: 1) поверхностная северо-атлантическая (зимняя модификация), занимающая конвективный слой; 2) промежуточная — продукт смешения поверхностных и глубинных вод с переменными по акватории индексами и нередко вырождающаяся в северной части полигона; 3) глубинная — собственно атлантическая вода, занимающая нижний (слой 1500—2000 м) отрезок кривой смешения. На отдельных станциях южных разрезов в слое 500—800 м по инверсионным участкам профилей, особенно соленостных, выделяется сильно трансформированная средиземноморская водная масса.

Распределение T и S на фиксированных уровнях становится с глубиной все более контрастным, так что наибольшие градиенты отмечаются на горизонте 1000 м (рис. 3, б), где они достигают соответственно 0,35°C и 0,03‰ на 10 миль. Периферийные области полигона заняты фронтальными зонами, разделяющими различные структуры водных масс. Поле плотности на всех горизонтах в большей степени согласовано с температурным полем. Можно считать, что термический фактор — выхолаживание с поверхности и адвекция тепла неустойчивыми течениями — главный в формировании гидрологических условий в зимне-весенний период.

Попеременные затоки теплых соленых или холодных распределенных вод определяют также значительную внутрисезонную изменчивость термохалинной структуры. Пример тому — вертикальные профили T и S для станции, выполненной в одной и той же точке в разные сезоны (рис. 2, б). За промежуток около 70 суток (с февраля по апрель 1988 г.) структура водной толщи претерпела существенную перестройку. В верхнем 200-метровом слое произошел естественный прогрев, а глубже вплоть до 800 м вся толща охладилась на 0,3—0,4°C, соленость понизилась на 0,1—0,2‰. Если по данным февральской съемки слой 0—500 м имел соленость 35,6‰ вплоть до 48-й параллели, то в апреле того же года такая соленость отмечалась лишь южнее 43-й параллели. Подобного рода эффекты возможны за счет адвекции вод с се-

вера при одновременном ослаблении или отклонении далеко на северо-запад ветвей Северо-Атлантического течения.

Согласованность изменений полей температуры и солёности (между одним и тем же полем на различных горизонтах или же между различными полями на фиксированном горизонте) можно оценить с помощью так называемого коэффициента близости ρ_{ij} , аналогичного по определению коэффициенту корреляции [5, 7, 8]. Корреляционные связи между полями T (или S) поверхностного и глубинных слоев имеют важное прикладное значение, ибо по ним можно судить, насколько глубоко проникают возмущения и насколько информативны спутниковые или авиасъемки. Для грубой их оценки при условии горизонтальной однородности полей подходят квазисинхронные гидрологические съемки на полигонах.

Поскольку количество вошедших в обработку станций Ирландского полигона не превышало 50, пороговый уровень значащей корреляции при 95%-ной обеспеченности составляет около 0,5. Элементы корреляционной матрицы вместе со средними $\bar{T}$, $\bar{S}$ и среднеквадратическими отклонениями σ_T , σ_S для трех горизонтов по данным февральской (1988 г.) съемки приведены в табл. 1. В среднем для полигона преобладала стратификация по типу солевых пальцев, так как значения T , S уменьшаются с глубиной. Возмущенность же полей в терминах σ_T, σ_S почти монотонно растет с глубиной, что отражает возрастающую горизонтальную неоднородность. В верхних же слоях термохалинные неоднородности подавлены процессом конвекции.

Таблица 1

Взаимосвязь возмущений полей температуры и солёности к западу от о. Ирландия (февраль 1988 г.)

z м	$\bar{T}^{\circ}\text{C}$	$\bar{S}^{\text{‰}}$	$\sigma_T^{\circ}\text{C}$	$\sigma_S^{\text{‰}}$	ρ_{TT}	ρ_{SS}	ρ_{TS}
0	10,55	35,44	0,41	0,07	0,59 (1—2)	0,53	0,83
500	9,62	35,32	0,86	0,12	0,53 (1—3)	0,75	0,96
1000	6,74	35,20	1,20	0,14	0,83 (2—3)	0,62	0,86

Согласованность между полями одного и того же элемента по вертикали характеризуется довольно низкими коэффициентами корреляции — от 0,53 до 0,83 (табл. 1). Это может быть вызвано различными факторами, главные из них (если исключить погрешности измерений) — фазовый сдвиг в развитии возмущений по глубине, наличие фронтальных зон, вихревых образований и внутренних волн. В совокупности они могут привести к ослаблению

корреляции в промежуточных слоях, которая затем может восстановиться на более глубоких горизонтах [10]. Пример тому — более высокая корреляция между поверхностным полем солености и полем на горизонте 1000 м, нежели между первым и на горизонте 500 м.

Взаимосвязь полей температуры и солености ρ_{TS} на фиксированных уровнях (табл. 1) была тесной, например, для горизонта 500 м — $\rho_{TS}=0,96$. Это свидетельствует также об изопикничности возмущений термохалинных полей и, следовательно, скомпенсированности в поле плотности термохалинных вкладов.

Для диагностики возможной тонкоструктурной активности необходимо прежде всего выяснить фоновые условия стратификации. Используем для этого такие обобщенные параметры, как составляющие гидростатической устойчивости E_T , E_S — температурная и соленостная соответственно, плотностное соотношение R_ρ и его тригонометрический аналог — угол Тернера T_u [9, 10]. В общем случае диапазон изменений этих параметров весьма широк ($-\infty < E_T, E_S, E_\rho < \infty$; $-180^\circ < T_u < 180^\circ$), но каждому району Мирового океана свойственны их определенные значения, отражающие реальные условия формирования вертикальной термохалинной структуры. Так, для осредненных условий в толще вод открытого океана выявлены лишь три типа сочетаний E_T и E_S [10] и соответствующие им диапазоны значений R_ρ и T_u .

Как уже отмечалось, в зимне-весенний период фоновая стратификация вод в исследуемом районе характеризуется уменьшением T и S с глубиной, т. е. благоприятна для формирования тонкой структуры по типу солевых пальцев, вносящих пикнический перенос тепла и соли в глубь океана. Более наглядно типы условий стратификации выявляются на диаграмме, координатами которой служат компоненты устойчивости E_T и E_S [10]. Преобладающая часть точек на такой диаграмме, построенной по данным станций февральской съемки, сосредоточена в левом верхнем секторе (рис. 5), соответствующем случаю солевых пальцев. Повторяемость же остальных возможных типов — полной устойчивости (ПУ), полной неустойчивости (ПН) и послойной конвекции (ПК) — весьма мала.

Сгущение точек в нуле координат на диаграмме (рис. 5) отражает близость суммарной вертикальной устойчивости к безразличной. В целом для полигона значения E_T , E_S по абсолютной величине не превосходят подсчитанных по средним многолетним данным [10]. Сведения о повторяемости типов стратификации по девяти слоям толщи 0—1000 м приведены в табл. 2. Подсчет числа случаев n , как и разноска точек на рис. 5, производился, исходя из условий:

тип 1 (СП) $E_T > 0$, $E_S < 0$,

тип 2 (ПК) $E_T < 0, E_S > 0,$

тип 3 (ПУ) $E_T > 0, E_S > 0,$

тип 4 (ПН) $E_T < 0, E_S < 0.$

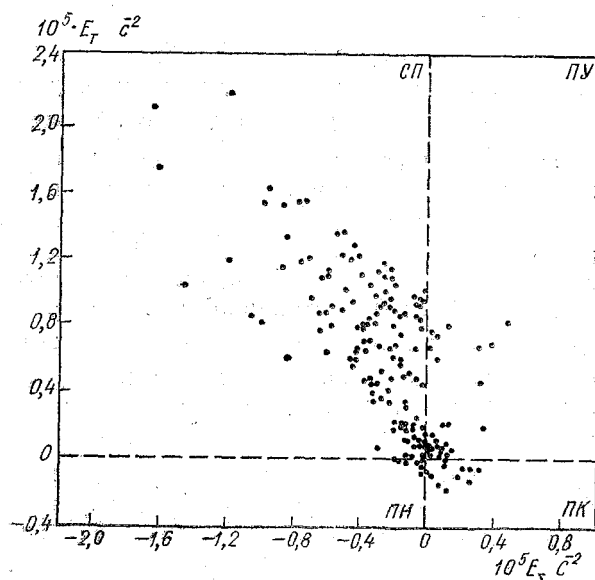


Рис. 5. Распределение типов термохалинных условий стратификации на Ирландском полигоне по данным наблюдений на стандартных горизонтах в толще 0—1000 м. Съемка 16—27.02.1988

Промежуточные случаи (подтипы) не учитывались. Среди них несколько случаев, когда $E_T = E_S = 0$ (безразличная стратификация); $|E_T| > E_S$ или $|E_S| > E_T$ — неустойчивость по T или S , но по формальным условиям соответственно ПК или СП. Такие варианты удобнее распознавать по значениям R_p или T_u . Из табл. 2 видно, что наибольшее число случаев (129 из 191) приходилось на тип 1, т. е. преобладала фоновая стратификация по типу солевых пальцев.

В толще до глубины 300—400 м за счет выхолаживания с поверхности нередко случаи полной неустойчивости. Основной диапазон значений плотностного соотношения и угла Тернера составляет $0 \leq R_p \leq 1$, $45^\circ \leq T_u \leq 90^\circ$, что также подтверждает преобладание фоновой стратификации по типу СП.

Приведем для сравнения данные о повторяемости типов термохалинных условий стратификации для ряда станций в Канарском бассейне в зоне от $34^\circ 47'$ с. ш., $12^\circ 00'$ з. д. и $36^\circ 35'$ с. ш., $13^\circ 32'$ з. д. в апреле 1988 г. (табл. 3).

Таблица 2

Повторяемость типов термохалинной стратификации вод
к западу от о. Ирландия (февраль 1988 г.)

Слой	Тип 1 (СП)		Тип 2 (ПК)		Тип 3 (ПУ)		Тип 4 (ПН)	
	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%
0—50	7	5,4	3	25	5	16,1	6	31,6
50—100	10	7,7	3	25	4	12,9	4	21,0
100—200	10	7,7	2	16,7	4	12,9	5	26,3
200—300	12	9,3	2	16,7	6	19,4	2	10,5
300—400	16	12,4	1	8,3	3	9,7	1	5,3
400—500	19	14,7	1	8,3	0	0	1	5,3
500—600	18	14,1	0	0	4	12,9	0	0
600—800	17	13,2	0	0	4	12,9	0	0
800—1000	20	15,5	0	0	1	3,2	0	0

Таблица 3

Повторяемость типов стратификации в Канарском бассейне
(апрель 1988 г.)

№ станций зондирования	Повторяемость типов, %			
	ПУ	СП	ПК	НС
1	32,5	52,5	7,5	7,5
2	27,5	50,0	10,0	12,5
3	37,5	42,5	5,0	15,0
4	27,5	52,5	7,5	12,5
5	20,0	57,5	12,5	10,0
6	22,5	52,5	12,5	12,5
7	20,0	57,5	10,0	12,5

Подсчет повторяемости производился по 50-метровым слоям
толщи 0—2000 м, исходя из тех же условий, что и для Ирланд-
ского полигона.

Из табл. 3 следует, что в целом для данного района преобладала стратификация по типу СП, свойственная более всего нижней части слоя средиземноморской воды (СМБ). Тип ПК, соответствующий инверсионным участкам профилей *T* и *S* (верхняя часть слоя СМБ), имеет наименьшую повторяемость. Относительно велико (до 15%) число случаев с неустойчивостью по солености за счет, возможно, дифференциально-диффузионной конвекции.

Таким образом, использование стратификационных критериев значительно расширяет информативность стандартных гидрологических наблюдений, помогает полнее раскрыть роль отдельных структурообразующих процессов в формировании гидрологических условий. Для отыскания же количественных взаимосвязей между характеристиками тонкой структуры и гидрологического фона необходимо проводить измерения высокоразрешающими термосондами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Атлантического и Индийского океанов. М., ГУНМО МО СССР, 1977. — 306 с.
2. Воробьев В. Н., Ключков Е. Ю., Овчинников Е. М., Провоторов П. П. Термохалинная структура линзы средиземноморской воды в Канарском бассейне. — *Океанология*, 1988, т. XXVIII, вып. 6, с. 925—932.
3. Карлин Л. Н., Ключков Е. Ю., Кутько В. П. Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана. — М.: Гидрометеиздат, 1988. — 164 с.
4. Armi L., Zenk W. Large Lenses of high saline Mediterranean water. — *J. of Phys Oceanogr.* 1984, V. 14, N 10, p. 1560—1575.
5. Алексеев Г. В., Зыков И. Д., Крон И. Г. Особенности структуры и динамики вод в районе корабля погоды «С». — *Тр. ААНИИ*, 1983, т. 382, с. 58—64.
6. Суховой В. Ф., Голинько А. И. Тепловое состояние вод в зонах восточных пограничных течений Северного полушария. — *Метеорология и гидрология*, 1987, № 3, с. 72—81.
7. Алексеев Г. В. Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 112 с.
8. Федоров К. Н., Гинзбург А. И. Приповерхностный слой океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 303 с.
9. Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкости. — М.: Мир, 1976. — 367 с.
10. Федоров К. Н., Перескоков А. И. Типизация термохалинных условий стратификации в Мировом океане. — *Метеорология и гидрология*, 1986, № 12, с. 71—77.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
1. Л. Н. Карлин. Предисловие	3
2. А. А. Алимов. Проблемы социальной экологии и историческая наука	7
3. В. И. Воробьев. Исследования макроструктуры планетарных облачных полей по спутниковым данным	19
4. Л. Г. Качурин. Опасные природные явления как проявление необратимости термодинамических и электрических процессов	25
5. В. В. Клемин. Управление фазовой скоростью движения волн Россби	32
6. Л. Т. Матвеев, С. А. Солдатенко. Модели синоптических вихрей и их облачных систем в бароклинической атмосфере	44
7. Б. Д. Панин. Результаты численных экспериментов с прогностической моделью, основанной на полных уравнениях	56
8. Г. Г. Тараканов, И. Н. Русин. Перспективы диагноза синоптической ситуации без карт погоды	65
9. Л. А. Хандожко. Метеорологические факторы экономии топливных ресурсов в теплоэнергетике	75
10. Н. Б. Барышников. Современное состояние проблемы речных пойм	82
11. А. М. Владимиров. Системный подход в гидрологических исследованиях	95
12. С. А. Чечкин, Н. А. Бродская. Режим и статистическая структура антропогенно измененных уровней грунтовых вод	103
13. В. В. Коваленко. Алгоритмы развития гидрологических процессов	108
14. Ю. А. Федоров. О состоянии и перспективе подготовки специалистов по использованию аэро- и космических методов исследований в гидрометеорологии	114
15. Н. П. Смирнов, П. А. Вайновский, Ю. Э. Титов. Современное состояние и перспективы развития методов многомерного статистического анализа в практике океанологических исследований	118
16. М. И. Масловский, Е. Ю. Ключков, Ю. В. Суставов. Научные исследования ЛГМИ на учебно-экспедиционном судне «Профессор Сергей Дорофеев»	128
17. Ю. П. Дорогин. Моделирование гидрологических процессов шельфового моря	134
18. Л. Н. Карлин, А. В. Жадобин. Природа внутритермоклинных вихрей средиземноморского происхождения (Meddy)	146
19. И. А. Степанюк. Электромагнитные эффекты в штормовых зонах моря	152
20. Н. Л. Плинка. Исследования по проблеме цунами	159
21. Б. А. Каган, Г. А. Кивман. О диссипации приливной энергии, обусловливаемой островными эффектами	165
22. В. Н. Воробьев, П. П. Провоторов. Некоторые результаты натурных исследований термохалинной структуры вод в восточной части Северной Атлантики	171
	183

CONTENTS

	Стр.
1. L. N. Karlin. Introduction	3
2. A. A. Alimov. Problems of social ecology and historical science	7
3. V. I. Vorobjev. Research of the planetary cloud fields macro- structure on satellite data	19
4. L. G. Kachurin. Dangerous nature phenomena as a manifestation of irreversibility of thermodynamical and electrical processes	25
5. V. V. Clemin. Control of phase velocity of Rossby waves movement	32
6. L. T. Matveev, S. A. Soldatenko. Models of synoptic vortices and their cloud systems in the baroclinic atmosphere	44
7. B. D. Panin. Prognosis model on the basis of the complete equation: numerical experiment results	56
8. G. G. Tarakanov, I. N. Rusin. Prospects for synoptical situation diagnosis without weather maps	65
9. L. A. Khandozhko. Meteorological factors of fuel resources saving in heatpower engineering	75
10. N. B. Baryshnikov. Contemporary state of the problem of river plain	82
11. A. M. Vladimirov. Systematic approach to the hydrological investigations	95
12. S. A. Chechkin, N. A. Brodskaja. Regime and statistical structure anthropogenically changed level of ground water	103
13. V. V. Kovalenko. Algorithms of hydrological processes development	108
14. Ju. A. Fjodorov. On the state of and prospects for training specialists in aerospace methods of hydrometeorological research	114
15. N. P. Smirnov, P. A. Vainovski, Ju. E. Titov. Contemporary state of and prospects for the development of multidimensional statistical analysis method in oceanological research	118
16. M. I. Maslovskiy, E. Ju. Kluikov, Ju. V. Sustavov. Research carried out by LHMI on board r. v. «Prof. S. Dorofeev»	128
17. Ju. P. Doronin. Modelling of hydrological processes of shelf sea	134
18. L. N. Karlin, A. V. Zhadobin. The nature of intrathermocline eddies of the mediterranean origin (Meddy)	146
19. I. A. Stepanjuk. Electromagnetic effects in the storm sea zones	152
20. N. L. Plink. The problem of tsunamis	159
21. B. A. Kagan, G. A. Kivman. On the problem of tide energy dissipation, caused by island effects	165
22. V. N. Vorobjev, P. P. Provotorov. Some results of the research of thermohaline structure of water masses in the eastern North Atlantic	171

Сборник научных трудов, вып. 106

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ — НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОМУ ПРОГРЕССУ

Редактор *О. С. Крайнова*

Корректор *Е. Е. Федорова*

Сдано в набор 10.05.90.	Подписано в печать 5.11.90.
Формат бумаги 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бум. тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 11,6.	Уч.-изд. л. 12,0. Тираж 300 экз. Заказ 74.
Темплан 1990 г.	Цена 1 р. 80 к.
ЛГМИ, 195196, Малоохтинский пр., 98.	

Типография ВСОК ВМФ

[Faint, mostly illegible text covering the upper and middle portions of the page. Some fragments are visible, such as "The following information was obtained from..." and "The results of the investigation..."]

1. The following information was obtained from the records of the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964:

2. The results of the investigation conducted by the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964, are as follows:

3. The following information was obtained from the records of the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964:

4. The results of the investigation conducted by the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964, are as follows:

5. The following information was obtained from the records of the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964:

6. The results of the investigation conducted by the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964, are as follows:

7. The following information was obtained from the records of the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964:

8. The results of the investigation conducted by the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964, are as follows:

9. The following information was obtained from the records of the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964:

10. The results of the investigation conducted by the Department of the Interior, Bureau of Land Management, for the year 1964, are as follows: