

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.Н. Малинин, С.М. Гордеева

ПРОМЫСЛОВАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Том I. Изменчивость факторов среды обитания

Монография



Санкт-Петербург
2009

УДК 551.46:639.24

ББК 26.221

Малинин В.Н., Гордеева С.М. Промысловая океанология юго-восточной части Тихого океана. Том I. Изменчивость факторов среды обитания. – СПб.: РГГМУ, 2009. – 278 с.

ISBN 978-5-86813-249-0

Рецензент: д-р геогр. наук, профессор А.В. Родин

В монографии дается современное состояние промыслово-океанологической изученности данного района Мирового океана, являющегося зоной высокой биологической продуктивности, в котором добывается более 4 млн.т/год рыбы. Рассматриваются закономерности крупномасштабной изменчивости океанологических и метеорологических процессов в их взаимосвязи и оценка их влияния на состояние промысловых биоресурсов. Предложены методы долгосрочного прогноза такого важнейшего абиотического фактора, как температура поверхности океана.

Книга предназначена для специалистов в области промысловой океанологии, географии океана, гидробиологии, гидрохимии, а также аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

V.N. Malinin, S.M. Gordeeva. Fishery oceanology of south-east Pacific. Volume 1. Variability of habitat factors. RGGMU Publishing House, 2009. 278 pp.

Modern condition of the fishery-oceanological state of knowledge of this region of the World Ocean, being the zone of high biological productivity where more than 4 million tons of fish per year are caught, is given in this monograph. The regularities of large-scale variability of oceanological and meteorological processes in their interrelation and the estimation of their influence on condition of industrial bioresources are considered. The methods of large-scale forecasting of the most important abiotic factor, ocean surface temperature, are proposed.

The book is designed for the specialists in the field of fishery oceanology, ocean geography, hydrobiology, hydrochemistry, as well as for post-graduate students and students of appropriate professions.

ISBN 978-5-86813-249-0

© Малинин В.Н., 2009

© Гордеева С.М., 2009

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2009

Российский государственный
гидрометеорологический университет

БИБЛИОТЕКА

195196. СПб. Малоохтинский пр., 98

у2.к. 1424

ПРЕДИСЛОВИЕ

Юго-восточная часть Тихого океана вследствие уникальных физико-географических условий, способствующих формированию здесь высокой биопродуктивности, относится к важнейшим районам рыбного промысла. Так, вылов ставриды в 90-х годах XX столетия в данном районе всеми странами достигал 4–4,5 млн. т. в год. Нашей страной за период с 1979 по 1991 г. было выловлено около 13 млн. т рыбы, в том числе 10,8 млн. т ставриды. И хотя по экономическим причинам после 1991 г. наш рыболовственный флот был вынужден уйти из этого района, тем не менее возвращение его сюда стоит на повестке дня. Действительно, обеспечение населения страны морепродуктами без их добычи в океанических районах за пределами собственной экономической зоны и экономических зон иностранных государств практически невозможно.

Именно задаче создания научного обеспечения ведения стабильного рыбного промысла в данном районе посвящена данная книга. Основной целью первого тома книги является изучение пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических факторов, обеспечивающих формирование условий высокой концентрации промысловых скоплений ставриды. Главным объектом исследования послужил южный подрайон юго-восточной части Тихого океана (ЮВТО), простирающийся от экономической зоны Чили до 105° ю.ш. по широте и от 33 до 48° ю.ш. по долготе.

Глава 1 носит методический характер и содержит краткий обзор методов многомерного статистического анализа, используемых при решении разнообразных задач, связанных с анализом пространственно-временной структуры полей основных факторов и построением статистических моделей, предназначенных для долгосрочного прогноза температуры поверхности океана (ТПО).

В главе 2 обсуждаются закономерности формирования, временной изменчивости, пространственных миграций и фаз развития южнотихоокеанского антициклона. Кроме того, большое внимание уделено анализу пространственно-временной структуры поля давления, временной изменчивости антарктического колебания и атмосферной циркуляции.

Закономерности крупномасштабной циркуляции в ЮВТО рассматриваются в главе 3. По глубоководным данным в слое 0–200 м дается анализ крупномасштабной структуры течений, в том числе оценка водного баланса ЮВТО в системе средней (адвективной) циркуляции. На основе экспедиционных данных 1979–1991 и 2002–2003 гг. приводятся результаты геострофической циркуляции для ряда гидрологических съемок, а также особенности циркуляции по данным спутниковой альтиметрии. Следует отметить, что значительный вклад в написание главы 3 внес канд.геогр.наук, старший научный сотрудник лаборатории промысловой океанологии АтлантНИРО Е.Н. Тимохин, которого мы считаем полноправным автором данного раздела.

В главе 4 дается комплексный анализ водных масс на основе температуры и солености в слое 0–1000 м и с дополнительным учетом гидрохимических показателей (содержание нитратов, фосфатов, силикатов и растворенного кислорода) в слое 0–100 м в различные сезоны года. Кроме того, обсуждаются гидрохимические условия формирования высокой биологической продуктивности вод океана, включая анализ стехиометрического соотношения биогенных элементов. Подробно рассматривается система гидрологических фронтов в ЮВТО. По градиенту температуры воды выделен за многолетний период южный субтропический фронт и анализируется пространственно-временная изменчивость его характеристик.

Крупномасштабная пространственно-временная структура ТПО и долгосрочный прогноз ее сезонных и межгодовых колебаний подробно рассматривается в главе 5. С этой целью осуществлено: районирование акватории ЮВТО по характеру межгодовых колебаний температуры поверхности океана, разбиение межгодовой изменчивости ТПО на градации, выявление в годовом ходе ТПО климатических сезонов, а также типизация полей аномалий ТПО, их распознавание и оценка связи с климатическими феноменами региона. Большое внимание уделено разработке методов долгосрочного прогноза ТПО с различной заблаговременностью и их верификация на независимом материале.

Предполагается, что второй том монографии будет включать подробный анализ промысловых ресурсов пелагических рыб в

ЮВТО, условия формирования биологической и промысловой продуктивности вод океана, особенности пространственного распределения, миграции и современные представления о статусе ставриды, взаимосвязи ее характеристик с гидрометеорологическими параметрами и разработке методов долгосрочного прогноза вылова и промысловых скоплений ставриды.

Отметим, что написание данной книги стало возможным благодаря многолетнему плодотворному сотрудничеству с АтлантНИРО, в том числе в результате выполнения в последние годы хозяйственных тем, связанных с диагнозом и прогнозом параметров гидроклимата океана, влияющих на биологическую и промысловую продуктивность вод в промысловых районах ЮВТО на основе методов многомерного статистического анализа. Авторы считают необходимым выразить огромную благодарность руководителю отдела океанических биоресурсов АтлантНИРО, докт.геогр.наук, проф. П. П. Чернышкову за многолетнюю поддержку, постоянное обсуждение проблем изучения ЮВТО, за конструктивную критику, за искреннюю заинтересованность в результатах работы.

Авторы признательны студентам и магистрам океанологического и экологического факультетов, принявшим самое активное участие в выполнении расчетов: для них эта работа стала первой ступенькой в познании закономерностей природных процессов. Особенно хотелось бы отметить В. В. Иванова, И. Ю. Митина, О. М. Халип, Л. В. Волынскую.

Выражаем также искреннюю признательность рецензенту проф. А. В. Родину за полезное обсуждение результатов работы, конструктивные советы и высказанные замечания, которые способствовали улучшению содержания этой книги.

ВВЕДЕНИЕ

Мировое рыбное хозяйство играет важную роль в продовольственном обеспечении населения рыбными продуктами питания и как крупный поставщик технической и кормовой продукции для нужд народного хозяйства. Рыбная отрасль во многих странах мира в продовольственном и промышленном отношении занимает весомое место в силу своей природно-экономической и социальной значимости. В ряде стран, имеющих протяженное побережье, она является приоритетной отраслью. Действительно, стремительный рост населения планеты, истощение почвенных ресурсов на суше и быстрое ухудшение экологической ситуации придают особое значение обеспечению населения морепродуктами, потенциальные возможности которых не идут ни в какое сравнение с производством продуктов сельского хозяйства.

Вылов рыбы и морепродуктов ведущими странами мира, включая аква- и марикультуры и водорослей, на протяжении ряда последних лет возрастает быстрыми темпами. По данным ФАО в 1990 г. мировой вылов составил 103,3 млн. т, в 1993 г. – 112,1 млн. т, в 1996 г. – 129,8 млн. т. В последующие годы он продолжал увеличиваться, в то время как в России произошло его резкое сокращение. Так, фактический вылов рыбы составил 7,8 млн. т в 1990 г. (при доступном для отечественного флота вылове не менее 9 млн. т), 4,7 млн. т – в 1997 г. и 4,5 млн. т – в 1998 г. Примерно на этом уровне остается вылов рыбы и в начале XXI в. Снижение отечественных уловов произошло по всем укрупненным районам. Особенно катастрофическое – в открытых районах Мирового океана, где он снизился с 1 млн. т до 0,1 млн. т, т.е. в 10 раз. Полностью оставлены районы ранее интенсивного лова в юго-восточной части Тихого океана (с потенциальным выловом 1,2 – 1,5 млн. т), воды южной части Атлантического океана, его антарктическая часть с потенциальным выловом – не менее 3 млн. т в год криля, а также прекращен тунцовый промысел.

Отметим, что максимальный вылов рыбы и морепродуктов отечественным рыбопромысловым флотом приурочен к середине 70-х годов XX в., когда он составлял около 10 млн. т ежегодно,

причем примерно 90 % из них добывались в морях и океанах [Алексеев и др., 2005]. Однако в результате введения всеми прибрежными государствами исключительных экономических зон, юрисдикция которых распространялась на 200 морских миль от берега, флот лишился значительной части сырьевой базы, что могло создать угрозу продовольственной безопасности государства.

Поэтому перед рыбохозяйственной наукой руководством страны была поставлена задача выявления новых промысловых районов за пределами экономических зон. Все усилия бассейновых научно-исследовательских институтов рыбного хозяйства и океанографии и научно-промысловых разведок были направлены на тщательное изучение биологической и промысловой продуктивности вод практически на акватории всего Мирового океана за пределами экономических зон. Основной формой работы были научно-поисковые экспедиции, в состав которых вместе с научно-исследовательскими и поисковыми судами зачастую входили и промысловые суда. За очень короткий срок были открыты и освоены десятки новых промысловых районов и объектов промысла. Главной особенностью этих работ было то, что параллельно с промыслом в новых районах велись широкомасштабные промыслово-океанологические исследования, направленные на познание механизмов формирования биологической и промысловой продуктивности вод, определение величин общего допустимого вылова и ведение стабильного и эффективного промысла. В результате уже в середине 80-х годов XX века годовой вылов СССР превысил уровень начала 70-х.

Подобного результата удалось добиться в значительной степени благодаря тому, что важнейшим достижением отечественной промысловой океанологии в 70-е годы XX столетия стало открытие нового района промысла ставриды в южной части Тихого океана. В августе 1978 г. научно-поисковой экспедицией, организованной бассейновым производственным объединением «Запрыба» и управлением «Запрыбпромразведка» (г. Калининград), в юго-восточной части Тихого океана над океаническими глубинами за пределами экономических зон Перу и Чили были обнаружены скопления ставриды. Возможности нового промыслового района позволили уже с 1979 г. начать там круглогодичную работу груп-

пы крупнотоннажных траулеров численностью до 70–80 единиц. Производительность лова ограничивалась только возможностями переработки. Поэтому с 1979 по 1991 г. включительно в южной части Тихого океана велся крупномасштабный промысел с выловом, превышающим в некоторые годы 1 млн. т.

За годы промысла в данном районе был выполнен не имеющий аналогов в истории промысловой океанологии объем научных исследований: состоялось около 200 научно-поисковых и научно-исследовательских экспедиций, выполнены десятки тысяч океанологических станций и контрольных тралений, большое число акустических и гидробиологических съемок. Это позволило получить огромное количество научных данных, корректное использование которых, к сожалению, весьма затруднено вследствие крайней пространственно-временной неравномерности экспедиционных исследований и разрозненности биолого-статистической информации промышленного лова, обусловленной специфическими условиями работы промыслового флота. Поэтому тщательный анализ полученных данных до конца не выполнен и, очевидно, вряд ли возможен. Однако важнейший практический вывод исследований биопродуктивности состоял в том, что была доказана возможность круглогодичного промысла ставриды вплоть до экономической зоны Новой Зеландии.

В результате научно-поисковых и исследовательских работ (с 1978 по 1991 г.) было установлено, что в полосе широт 30–40° в южной части Тихого океана от Южной Америки до Новой Зеландии существует так называемый «ставридный пояс» – акватория, на которой обитает ставрида на всех стадиях жизненного цикла (рис. В1). Её годовой вылов в период с 1979 по 1990 г. стабильно находился на уровне 1 млн. т и ограничивался только количеством работающего флота. По некоторым оценкам вылов мог достигать 4–5 млн. т. Максимальный вылов рыбы отмечался в 1984, 1989 и 1990 г., когда он превышал 1,3 млн. т. (табл. В1). Всего за период с 1979 по 1991 г. было выловлено около 13 млн. т рыбы, в том числе 10,8 млн. т ставриды.

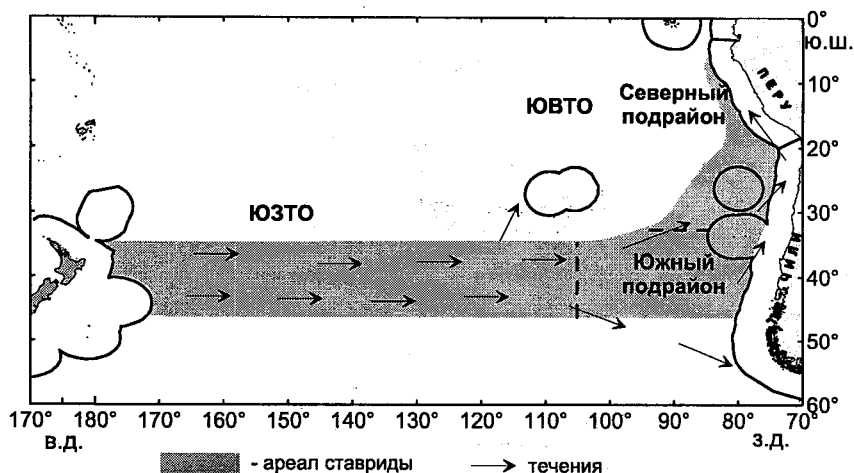


Рис. В1. Схема формирования промысловых подрайонов и ареал распространения ставриды

Таблица В1

Суммарная добыча рыбы за 1979–1991 гг. в южной части Тихого океана (оперативные данные)

Год	Вылов, тыс.т	Год	Вылов, тыс.т
1979	539,9	1986	1113,7
1980	642,5	1987	994,8
1981	870,2	1988	1039,7
1982	940,0	1989	1300,2
1983	990,9	1990	1381,8
1984	1349,3	1991	586,6
1985	1074,3	—	—

На рубеже 1990-х годов по данным чилийских исследователей суммарный вылов ставриды всеми странами в данном районе достигал 4–4,5 млн.т [Research and management..., 2007]. При этом доля России до 1990 г. составляла примерно 27 % от общего вылова рыбы (рис. В2). Максимальная добыча рыбы приходилась на долю Чили. В дальнейшем после ухода России из этого района в период с 1990 по 2005 г. Чили стала занимать доминирующее положение (86 % общего вылова) по добыче ставриды.

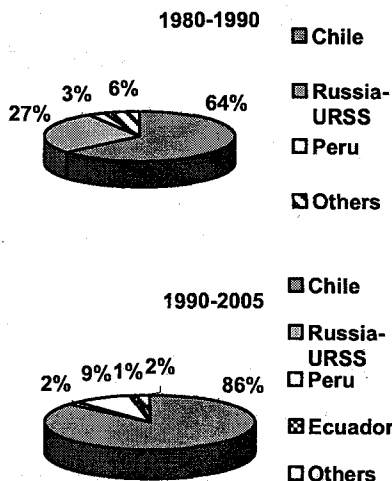


Рис. В2. Оценки вклада различных стран в вылов ставриды в южной части Тихого океана по данным работы [Research and management..., 2007].

Основным итогом выполненных за последние 30 лет отечественных научно-поисковых и исследовательских работ стало получение следующих результатов:

- выявлено, что основу сырьевой базы во всех районах ЮВТО составляет ставрида, другие виды рыб имеют характер прилова;

- ареал ставриды во всех стадиях ее жизненного цикла (икра, личинки, молодь, половозрелые особи) простирается от берегов Чили до Новой Зеландии;

- наблюдается явно выраженная пространственная неоднородность в распределении ставриды внутри ареала, причем максимальная частота ее встречаемости приурочена к трем циркуляционным ячейкам (в восточной, центральной и западной части ареала) промежуточных вод антарктического происхождения, выявленных по результатам международной программы изучения циркуляции вод Мирового океана (WOCE);

— очаги максимальной встречаемости ставриды можно рассматривать как своеобразные биотопы, формирующие относительно изолированные единицы запаса ставриды в южной части Тихого океана, каждая из которых требует своей стратегии управления промыслом.

Учитывая огромное промысловое значение ЮВТО, в настоящее время создается международная организация по управлению рыболовствам в южной части Тихого океана (SPRFMO) и разрабатывается соответствующая Конвенция, регламентирующая ведение промысла в данном районе.

Уникальность физико-географических условий и явлений, способствующих формированию сырьевой базы региона, определила своеобразие его ихтиофауны, видовой состав, численность, распределение и миграции гидробионтов [Каширин и др., 1980]. Но если ареалы распространения одних из них (прежде всего, анчоуса) строго локализованы в пределах определенных акваторий, то ареалы ставриды и скумбрии занимают огромные площади, простирающиеся от побережья Южной Америки до Новой Зеландии. Однако численность ставриды и скумбрии не сопоставима, ибо вылов скумбрии в целом по региону не превышал 5 % от общего вылова в регионе. При этом основная ее масса добывалась в водах, прилегающих к экономической зоне Перу. Таким образом, ставрида является доминирующим видом. Ее промысловая биомасса в 1980-е годы оценивалась в восточном районе до 105° з.д. от 8 до 10 млн.т, между меридианами 105° и 160° з.д. — от 9 до 14 млн.т, а во всем «ставридном поясе» — приблизительно от 18 до 25 млн.т [Нестеров, Назаров, 1991; Елизаров и др., 1992; Промысловое описание..., 1992; Нестеров и др., 2004]. В табл. В2 приводятся оценки общей и промысловой биомассы ставриды для ЮВТО, рассчитанные в АтлантНИРО за период с 1983 по 1992 г.

В южных 40-х широтах биологическая продуктивность определяется интенсивностью фронтогенеза в системе Южно-Тихоокеанского течения. Промысловые скопления ставриды формируются на участках деформации субтропического фронта струями субтропических или антарктических вод и порождаемых этим очагов апвеллинга. В этих условиях ставрида проходит все

этапы жизненного цикла, совершая на обширной акватории сезонные миграции [Елизаров и др., 1992].

Таблица В2

Биомасса ставриды (млн.т) в южном подрайоне (от 33 до 48° ю.ш., от экономической зоны Чили до 105° з.д.) ЮВТО за период с 1983 по 1992 г. по данным виртуально-популяционного анализа (расчеты АтлантНИРО)

Биомасса	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	Биомасса средняя
Общая	12,3	12,3	11,5	10,9	10,9	10,9	10,7	10,4	10,2	10,7	11,08
Промысловая	9,8	9,7	9,5	9,3	7,6	6,9	9,3	8,9	7,2	7,6	8,58

Нерест ставриды происходит преимущественно на широтах от 36 до 40° ю.ш., а для нагула рыба спускается южнее 40° ю.ш., где воды с пониженной температурой обладают более богатыми кормовыми ресурсами. При этом пространственные миграции ставриды наблюдаются практически от берегов Чили до берегов Новой Зеландии (рис. В3).

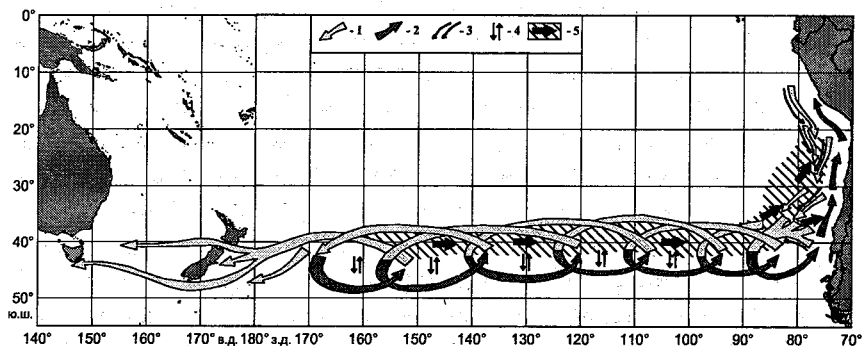


Рисунок В3. Генерализованная схема миграций особей океанической субпопуляции перуанской ставриды в течение жизненного цикла [Елизаров и др., 1992]

1 – нерестовые миграции половозрелых рыб; 2 – нагульные миграции половозрелых рыб; 3 – миграции особей на 2–3-м годах жизни; 4 – миграции отдельных скоплений после вымета очередной порции икры на нагул и обратно; 5 – распределение и направление миграций мальков и сеголеток.

Итак, скопления ставриды в полосе широт 30–50° ю.ш. формируются единой самовоспроизводящейся популяцией, обитающей в открытом океане и экономической зоне Чили. В этих широтах прослежены все фазы жизненного цикла ставриды, включая нерест, и все возрастные группировки от мальков до самых старших. Нерест прослежен до экономической зоны Новой Зеландии. Наличие молоди (7–15 см) отмечено от зоны Чили до 140° з.д., т.е. на протяжении почти трех тысяч миль. Возможно, что западнее меридиана 140° з.д. мальки и молодь не были прослежены лишь по той причине, что полоса исследований охватывала только область наибольшей вероятности обнаружения крупной рыбы для промыслового флота. Поэтому есть основания предполагать наличие не менее двух квазистационарных очагов повышенной плотности концентрации ставриды, являющихся своего рода генераторами ее воспроизводства.

В процессе промысла сформировались три подрайона (рис. В1), которые отличаются друг от друга не только гидрологическими условиями в силу пространственной и широтной разобщенности, но и набором промысловых видов рыб, особенностями сезонных условий формирования скоплений:

1. Северный подрайон ЮВТО (от 5 до 31° ю.ш.), простирающийся вдоль экономических зон Перу и Чили;
2. Южный подрайон ЮВТО (от 33 до 48° ю.ш.), простирающийся от экономической зоны Чили до 105° ю.ш.;
3. Юго-западная часть Тихого океана, или ЮЗТО (от 33 до 50° ю.ш.) – от 105° з.д. до Новой Зеландии.

К сожалению, с начала 1992 г., в связи с переходом экономики страны на рыночные отношения, приведшие к резкому увеличению стоимости топлива и себестоимости работы траулеров в отдаленных океанических районах, промысел в южной части Тихого океана был полностью прекращен. Результатом 11-летнего разрыва в промысле и рыбохозяйственных исследованиях явились [Аналитический обзор..., 2002]: 1) утрата Россией уникальной сырьевой базы, ею же выявленной и освоенной; 2) утрата Россией позиций в океаническом рыболовстве в южной части Тихого океана (ЮТО).

Последний факт представляется важным в свете тенденции к квотированию сырьевых ресурсов Мирового океана и дискрими-

национных мер со стороны международных организаций, не соответствующих ни вкладу России в исследования океана, ни достигнутому ранее уровню добычи, ни потребности страны в рыбе [Аналитический обзор..., 2002]. Промысловые ресурсы ЮТО в последнее время активно эксплуатируются большим количеством стран, пришедшим в этот регион после ухода России. Свое присутствие в районах промысла в ЮТО уже обозначили Исландия, Шотландия, Испания, Украина, Грузия, Норвегия, а в 2004 г. здесь появились и супертраулеры из США [Пафатнов, Дарницкий, 2006].

Кроме того, усиливающийся пресс промысла на сырьевые ресурсы 200-мильной исключительной экономической зоны и континентального шельфа России с учетом происходящих здесь время от времени снижений запасов массовых объектов лова под влиянием океанографических факторов вызывает снижение количества рыбной продукции в общей продовольственной корзине страны [Алексеев и др., 2005]. В результате стало очевидным, что вследствие истощения рыбных запасов в районах традиционного промысла обеспечение населения страны морепродуктами без их добычи в океанических районах за пределами собственной экономической зоны и экономических зон иностранных государств практически невозможно.

Именно поэтому в «Морской доктрине России», утвержденной в июле 2001 г. Президентом России [Морская доктрина..., 2001], говорится о необходимости расширения масштабов исследований и возобновления промысла в открытой части Мирового океана и прежде всего в юго-восточной части Тихого океана. Исходя из долгосрочных политических и экономических интересов Российской Федерации, имея в виду продовольственную безопасность страны в рыбе, Госкомрыболовство РФ приняло решение о возобновлении рыбохозяйственных исследований в юго-восточной части Тихого океана как первого шага в возрождении океанического рыболовства. В 2002 г. в ЮВТО была направлена научно-исследовательская экспедиция Атлантического научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (АтлантНИРО), которая выяснила, что численность ставриды в южном подрайоне ЮВТО в настоящее время находится на высо-

ком уровне и может обеспечить производительность промысла, близкую к таковой в 80-е годы XX в. [Отчет научно-поисковой экспедиции..., 2003].

Вследствие этого перед российской промысловой океанологией поставлена задача – обеспечить научно ведение стабильного и экономически выгодного промысла в данном районе. Безусловно, огромное значение при решении данной задачи имеет выполненный в течение 1978–1990 гг., как уже указывалось выше, не имеющий аналогов в истории промысловой океанологии, объем научных исследований. В результате этих комплексных экосистемных исследований южной части Тихого океана сделаны крупнейшие биологические и океанографические открытия второй половины XX в. [Итоги реализации морской доктрины..., 2008]:

1) собрана обширная многолетняя информация о состоянии основных промысловых запасов гидробионтов;

2) обследовано свыше 150 подводных гор, 40 из которых открыты и впервые описаны в ходе этих исследований;

3) благодаря достоверной научной информации о структуре и динамике запасов в сезонной межгодовом аспектах несмотря на активный промысел ни один запас не был не только подорван, но даже переловлен;

4) накоплен массив информации по ТПО за период с января 1986 г. по настоящее время;

5) получено целостное представление об абиотической и биотической структурах экосистем южной части Тихого океана, их функциональной организации и пространственной дифференциации, выявлен целый ряд неизвестных ранее особенностей биологических сообществ;

6) детально описаны биогеографические зоны, местоположение их границ, состав и структура населяющих их сообществ;

7) установлены особенности адаптаций сообществ и популяций наиболее массовых видов к условиям перемежающегося апвеллинга, при которых периоды чрезвычайно высокой первичной продукции закономерно сменяются периодами ее резкого спада.

Нетрудно видеть, что «гидрометеорологическая составляющая» комплексных экосистемных исследований южной части Тихого океана в действительности крайне слаба и состоит лишь в

накоплении информации по температуре поверхности океана (ТПО). Несмотря на то, что за годы промысла в ЮВТО получено огромное количество натурных данных, в том числе по ТПО, корректное использование их в численных статистических расчетах весьма затруднено вследствие крайней пространственно-временной неравномерности экспедиционных исследований и их разрозненности. В то же время роль абиотических факторов в формировании биопродуктивности трудно переоценить. Именно комплексный анализ закономерностей крупномасштабной изменчивости океанологических и метеорологических процессов, влияющих на все стадии жизненного цикла ставриды, является основной целью данной книги.

Как установлено в процессе работы Рабочей группы по перуанской ставриде, собиравшейся в Сантьяго, Чили 30 июня–4 июля 2008 г. [Report of the South Pacific..., 2008], основное влияние на формирование промысловых скоплений ставриды в ЮВТО оказывают такие океанографические факторы, как распределение поверхностной температуры воды и особенности циркуляции вод. Основным источником данных об абиотических факторах в нашей работе послужили различные глобальные архивы гидрометеорологической информации, находящиеся в свободном доступе в сети Интернет. Это позволило оперировать с полями большой размерности за длительный период времени, использование которых делает возможным решение многочисленных задач промысловой океанологии, в том числе прогностического характера.

Отметим, что подробный промыслово-океанологический обзор ЮВТО сделан в двухтомной монографии коллектива авторов под редакцией проф. В.Н. Яковлева [Промыслово-океанологические исследования..., 2002]. В ней приводится история открытия промыслового района южной части Тихого океана, описание промысловой ихтиофауны, влияние океанологических факторов на формирование и динамику скоплений ставриды и океанологические основы формирования высокой биологической продуктивности. При этом В.Н. Яковлев рассматривает данную монографию как некую “информационно-историческую летопись”, основанную преимущественно на публикациях и научно-технических отчетах сотрудников АтлантНИРО и Запрыбпромраз-

ведки еще в советский период. В связи с этим выполнение обзора в данной работе не представлялось необходимым.

В 2007 г. А.Б. Бендиком и В.Н. Яковлевым издана монография «Структурные особенности атмосферных и океанических процессов в юго-восточной части Тихого океана» [Бендик, Яковлев, 2007], в которой на качественном уровне обсуждаются механизмы процессов крупномасштабного взаимодействия системы океан-атмосфера и их взаимосвязи с явлением Эль-Ниньо. Для нескольких гидрологических съемок приводятся результаты расчетов и картирования значений доступной потенциальной энергии, которая, по мнению авторов, является важнейшим фактором формирования высокой биологической продуктивности вод океана данного района. К сожалению, каких-либо количественных расчетов, подтверждающих данный тезис, авторами не представлено.

УЗК-1424

Глава 1.

КРАТКИЙ ОБЗОР МЕТОДОВ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

1.1. Классификация методов

В данной работе анализ экспериментальных данных осуществлялся преимущественно в рамках многомерного статистического анализа (МСА), который относится к числу наиболее интенсивно развивающихся направлений математической статистики. Он представляет собой совокупность строгих математических методов, основанных на представлении исходной информации в многомерном геометрическом пространстве и позволяющих определить скрытые (латентные), но объективно существующие закономерности во внутренней структуре и динамике развития рассматриваемых процессов. Несмотря на сравнительно короткий период своего становления (наиболее активное развитие фундаментальной теории МСА приходится на 20–50-е годы XX в.), можно без преувеличения сказать, что МСА стал уже классическим методом анализа данных. Во многом это связано с тем, что в настоящее время нет ни одного универсального пакета прикладных статистических программ, который в той или иной мере не содержал бы методы МСА.

Теоретической основой МСА служат высшая математика и математическая статистика. Очевидно, всю совокупность методов МСА можно разделить на два направления (рис. 1.1). Первое направление — это методы вероятностного анализа многомерных данных, к которым относятся установление законов распределения многомерной случайной величины, статистическое оценивание многомерных явлений и процессов и проверка многомерных статистических гипотез.

Ко второму направлению принадлежат методы логико-алгебро-геометрического анализа, большинство из которых основано на представлении исходных данных в многомерном пространстве признаков и основными целями ставит сжатие данных, их визуализацию, группирование по существенным признакам и

т.п. К этим методам относятся множественный регрессионный анализ, многомерное шкалирование, метод главных компонент, факторный анализ, дискриминантный анализ и др.

Если первое направление можно рассматривать как обобщение классической статистики на многомерный случай, то второе направление – это в основном реализация чисто математических методов в статистических рамках.

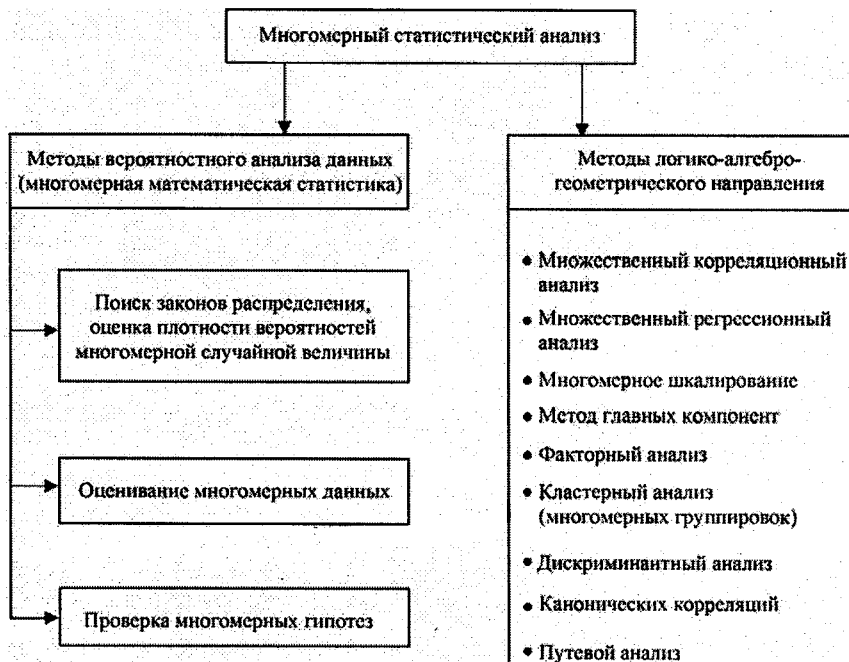


Рис. 1.1 – Классификация методов многомерного статистического анализа

В основе практического применения методов МСА лежит ряд основополагающих принципов [Многомерный статистический анализ..., 1999]:

- эффект существенной многомерности;
- лаконичное описание наблюдаемых многомерных объектов;
- максимальное использование обучения в настройке математических моделей;
- оптимизация задач МСА.

Учитывая гибкость и многофункциональность МСА, вряд ли возможна разработка универсальных рекомендаций по их использованию в практических расчетах. Совершенно понятно, что в каждом конкретном случае необходим поиск наиболее оптимальных решений. Отметим целый ряд обобщающих исследований по использованию методов МСА при решении различных задач промысловой океанологии [Малинин, Гордеева, 2003; Малинин и др., 2002; Смирнов и др., 1992; Методы многомерного..., 2005]. Поэтому здесь рассмотрим кратко те методы МСА, которые непосредственно применялись в данной работе.

1.2. Множественный регрессионный анализ

Общие сведения. Метод множественного регрессионного анализа используется практически во всех прикладных науках как наиболее универсальный метод анализа исходных данных, причем для решения конкретных задач разработаны сотни различных модификаций метода. В силу своей гибкости, простоты и теоретической разработанности он является составной частью многих других методов МСА.

В общем случае любую регрессионную зависимость можно представить в следующем виде:

$$y = f(b_i, x_j^i), \quad i = \overline{1, k}; j = \overline{1, m}, \quad (1.1)$$

где y – независимая переменная (функция отклика); x_j – зависимая переменная (фактор); k – степень уравнения регрессии; m – число независимых переменных.

Задав численные значения величин k и m , можно получить различные виды уравнений регрессии. При $k=1$, $m \geq 2$ имеем модель множественной линейной регрессии (МЛР):

$$y = b_0 + \sum_{j=1}^m b_j x_j + \varepsilon_j, \quad (1.2)$$

где ε_j – вектор остатков (ошибок), которые не описываются уравнением регрессии.

Для построения эффективной модели МЛР необходимо выполнение следующих условий:

- ошибки МЛР должны иметь нулевое среднее;
- гомоскедастичность регрессионных остатков, т.е. их дисперсия должна быть постоянной;
- ошибки должны быть независимы (некоррелированы) с факторами и функцией отклика;
- отсутствие мультиколлинеарности между независимыми переменными;
- желательно, но не обязательно, нормальное распределение остатков;
- анализ регрессионных остатков.

При выполнении первых четырех условий получаем классическую модель МЛР. Если дополнительно постулируется нормальный характер распределения регрессионных остатков, то имеем нормальную классическую модель МЛР. В том случае, когда наблюдается гетероскедастичность, т.е. дисперсия регрессионных остатков меняется во времени, получаем обобщенную модель МЛР.

Очевидно, нет необходимости останавливаться на вычислительных аспектах построения модели МЛР, которые достаточно хорошо известны и реализованы практически во всех пакетах прикладных статистических программ (ППСП). Это делает доступным использование различных вариантов МЛР в практических расчетах.

Требования к исходным данным. Совершенно понятно, что если набор исходных предикторов не отвечает определенным условиям, то, вообще говоря, построение надежной модели МЛР становится бесполезной затеей. Поэтому исходные данные должны отвечать ряду требований:

- нормальность;
- стационарность;
- длина выборки должна существенно превосходить число предикторов;
- линейность связей между функцией отклика и предикторами;
- вариабельность факторов;
- погрешности функции отклика и предикторов должны быть одного порядка;
- независимость (некоррелированность) предикторов между собой.

Многие из перечисленных требований вполне очевидны. Отметим также, что не все из них являются одинаково важными, причем в зависимости от характера поставленной задачи их приоритет может быть существенно различен. Например, если нас интересует только модель какого-либо процесса, то в этом случае условие стационарности исходных данных не представляется принципиальным. Напротив, если модель МЛР используется для прогноза, то стационарность приобретает исключительно важное значение.

Действительно, добиваясь высокой точности описания предиктанта на зависимой выборке, при переходе к независимым данным можно получить результаты, далекие от первоначальной точности, если исходные данные существенно нестационарны по математическому ожиданию. Очень важным, особенно при большом числе предикторов, является требование их независимости, напрямую связанное с проблемой мультиколлинеарности.

Заметим, что в большинстве пакетов прикладных статистических программ одновременно с обычными коэффициентами регрессии вычисляются их стандартизированные аналоги. Для этого предварительно производится расчет стандартизированных переменных (предикторы и предиктант) по формуле $z_{ij} = (x_{ij} - \bar{x}_j) / \sigma_j$, т.е. из каждого наблюдения переменной вычитается средняя арифметическая и результат делится на ее стандартное отклонение. Стандартизованная переменная обладает тем свойством, что ее среднее значение равно нулю, а дисперсия равна единице. В результате применения метода наименьших квадратов к новым переменным, получаем следующее стандартизированное уравнение МЛР:

$$z_y = \beta_1 z_1 + \beta_2 z_2 + \dots + \beta_m z_m = \sum \beta_j z_j \quad (1.3)$$

Здесь z_y , β_j , z_j — стандартизированные значения функции отклика, коэффициентов регрессии и предикторов соответственно. Нетрудно видеть, что свободный член в уравнении (1.3) равен нулю. Физический смысл стандартизованных коэффициентов регрессии состоит в том, что они показывают относительную роль каждого предиктора в описании изменчивости функции отклика. Между коэффициентами в уравнениях (1.2) и (1.3) существует функциональная взаимосвязь:

$$\beta_j = b_j(\sigma_{x_j}/\sigma_y), \quad (1.4)$$

где σ_{x_j} — стандартное отклонение j -го предиктора.

Итак, чем больше изменчивость предиктора, тем больше величина β_j .

Оценивание параметров модели МЛР. Перечислим основные критерии качества модели МЛР. К ним относятся:

1. *Множественный коэффициент линейной корреляции*, представляющий собой аналог обычного парного коэффициента корреляции. Он характеризует меру линейной связи между фактически и вычисленными по уравнению МЛР значениями функции отклика, т.е.

$$R = \frac{1}{n\sigma_y\sigma_{y(x)}} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})(\tilde{y}_i - \bar{\tilde{y}}), \quad (1.5)$$

где $\tilde{y}_i$ — вычисленные по модели МЛР значения отклика; $\sigma_{y(x)}$ — стандартное отклонение значений $\tilde{y}_i$.

Величина R изменяется в пределах $0 \leq R \leq 1$. При $R = 1$ имеем функциональную линейную модель, когда факторы полностью описывают дисперсию функции отклика, вследствие чего остатки равны нулю ($\varepsilon_i = 0$). При $R = 0$, напротив, изменчивость функции отклика полностью определяется остатками ε_i . Это означает, что все коэффициенты парной корреляции вектора столбца $\mathbf{X}'\mathbf{Y}$, характеризующего меру связи переменной y с факторами x_j , равны нулю. Заметим, что поскольку величина R инвариантна относительно невырожденных линейных преобразований исходных переменных, то ее оценки, полученные для «стандартизированной» или «центрированной» моделей, остаются неизменными [Андерсон, 1963].

Следует иметь в виду, что во многих ППСП одновременно с величиной R приводится также скорректированный множественный коэффициент корреляции $R_{ск}$. Дело в том, что, как будет показано ниже, величина R имеет положительное смещение, которое устраняется с помощью следующей формулы:

$$R_{CK} = \sqrt{1 - \frac{D_e(n-1)}{D_y(n-m)}} = \sqrt{1 - \frac{(1-R^2)(n-1)}{n-m}}. \quad (1.6)$$

Здесь D_e , D_y — соответственно, выборочные оценки дисперсии остатков и функции отклика. Разность $(R-R_{CK})$ — это поправка на положительное смещение величины R . Из формулы (1.6) видно, что для случая одномерной регрессии ($m=1$) парный коэффициент корреляции является уже несмещенной оценкой. Хотя использование R_{CK} для сравнения разных регрессионных моделей при изменении в них числа предикторов более корректно, однако «... величина R_{CK} может быть полезной только как первичный грубый индикатор и не более того...» [Дрейпер, Смит, 1986, 1987]. Дело в том, что если разность $(n-m)$ мала, то коэффициент R_{CK} может принимать даже отрицательные значения.

2. *Линейный коэффициент детерминации* представляет квадрат множественного коэффициента корреляции

$$R^2 = D_{y(x)}/D_y = 1 - (D_e/D_x), \quad (1.7)$$

где $D_{y(x)}$ — дисперсия вычисленных по уравнению регрессии значений функции отклика; D_e — дисперсия остатков.

Коэффициент детерминации показывает долю объясненной дисперсии функции отклика. Он функционально связан со стандартизированными коэффициентами регрессии формулой

$$R^2 = \sum \beta_j r_{yj} = \beta_1 r_{y1} + \beta_2 r_{y2} + \dots + \beta_m r_{ym}, \quad (1.8)$$

где r_{yj} — парный коэффициент корреляции между предиктантом и j -м предиктором.

Отсюда следует, что произведение $\beta_j r_{yj}$ представляет собой вклад каждого из предикторов x_j в описание изменчивости функции отклика. Таким образом, влияние факторов x_j на изменчивость y_i зависит не только от коэффициента корреляции между ними, но и от величины стандартизированного коэффициента регрессии. Кроме того, можно отметить еще одно важное свойство: при включении в состав предикторов дополнительной $m+1$ переменной величина R^2 возрастает или, в крайнем случае, остается на том же уровне, т.е. $R^2_{m+1} \geq R^2_m$. Эти величины равны тогда, когда новая переменная линейно зависит от набора из m предикторов, и, сле-

довательно, ее вклад в описание дисперсии функции отклика будет равен нулю.

Заметим, что математическое ожидание R^2 при $b_1 = b_2 = \dots = b_m = 0$, т.е. когда отклик полностью описывается остатками ($D_y = D_\varepsilon$) и, следовательно, величина R^2 должна быть равна нулю, определяется по формуле:

$$M(R^2) = m/(n-1). \quad (1.9)$$

Отсюда видно, что чем меньше разность $m-n$, тем больше величина R^2 отличается от нуля. По существу, это и означает, что коэффициент множественной корреляции имеет положительное смещение.

3. Среднеквадратическое (стандартное) отклонение модели:

$$\sigma_{y(x)} = \sqrt{\sum (y_i - \tilde{y}_i)^2 / (n-m-1)}. \quad (1.10)$$

Можно показать, что данная величина функционально связана с линейным коэффициентом детерминации формулой:

$$\sigma_{y(x)} = \sigma_x \sqrt{1-R^2}. \quad (1.11)$$

4. Стандартные ошибки множественного коэффициента корреляции и коэффициентов регрессии:

$$\sigma_R = \frac{1-R^2}{\sqrt{n-m-1}}, \quad (1.12)$$

$$\sigma_{bj} = \frac{\sigma_y}{\sigma_{xj}} \sqrt{\frac{(1-R^2)D_{yj}}{(n-m-1)D_{yy}}}, \quad (1.13)$$

где σ_{xj} — стандартное отклонение x_j предиктора; D_{yj} — минор главного определителя (детерминанта) у которого вычеркнуты первая строка (y) и j -й столбец; D_{yy} — минор, у которого вычеркнуты первая строка и первый столбец.

Строго говоря, использование формулы (1.12) правомерно только при условии, что выборочные значения R подчиняются нормальному закону, т.е. при сравнительно малых значениях R и большой длине исходных рядов n . При больших значениях R и ма-

лых значениях n следует применять z -преобразование Фишера. Из формул (1.10)–(1.13) вытекает одно важное следствие: с увеличением длины рядов и уменьшением их числа точность модели МЛР повышается, поэтому в практических расчетах необходимо соблюдать условие $n \gg m$.

При проверке параметров R и b_j на значимость, т.е. насколько значимо (существенно) они отличаются от нуля, вначале формулируется нулевая гипотеза вида $H_0: R = 0, H_0: b_j = 0$. Проверка этой гипотезы осуществляется с помощью t -критерия Стьюдента при уровне значимости α :

$$R > t_{\alpha} \sigma_R \quad |b_j| > t_{\alpha} \sigma_{b_j}.$$

Если данное условие выполняется, то нулевая гипотеза отвергается как несостоятельная и выборочные оценки R и b_j считаются значимыми, т.е. отклоняющимися от нуля неслучайным образом. В большинстве ППСП процедура проверки значений b_j на значимость реализуется через p -критерий (p -level), представляющий уровень значимости, который соответствует t -критерию Стьюдента с учетом числа степеней свободы. Например, p -level = 0,032 означает, что рассматриваемый коэффициент регрессии значим на уровне $\alpha = 0,05$ и незначим на уровне $\alpha = 0,01$.

Заметим, что проверка на значимость коэффициента множественной корреляции эквивалентна проверке на значимость всех коэффициентов регрессии, кроме свободного члена, т.е. $H_0: b_1 = b_2 = \dots = b_m = 0$. Если R значим, то хотя бы один из коэффициентов регрессии тоже является значимым.

5. Критерий Фишера, используемый для оценки адекватности (значимости) всей модели МЛР. С этой целью проверяется нулевая гипотеза вида $H_0: D_{y(x)} = D_{\varepsilon}$, т.е. дисперсия вычисленных по уравнению МЛР значений функции отклика равна дисперсии остатков. Нулевая гипотеза проверяется с помощью критерия Фишера:

$$F = \frac{D_{y(x)}(n - m - 1)}{D_{\varepsilon} m}. \quad (1.14)$$

Вычисленное значение критерия Фишера сравнивается с его табличным (критическим) значением $F_{kp}(\alpha, \nu_1, \nu_2)$ при заданном уровне значимости α и степенях свободы $\nu_1 = m, \nu_2 = n - 1$. Если

выполняется неравенство $F > F_{кр}$, то нулевая гипотеза о равенстве дисперсий вычисленных значений функции отклика и остатков отвергается и делается предположение, что дисперсия, описываемая моделью МЛР, неслучайным образом отличается от дисперсии ошибок. Это означает, что рассматриваемая модель является адекватной (значимой), т.е. она хорошо соответствует исходным данным функции отклика. Обратный вывод делается, если $F < F_{кр}$.

Следует иметь в виду, что данный вывод справедлив только в статистическом плане. С точки зрения возможности прогнозирования предиктанта статистической адекватности явно недостаточно. Поэтому вводится понятие прогностической адекватности, которая достигается при увеличении $F_{кр}$ минимум в 4–5 раз [Афифи, Эйзен, 1982; Дрейпер, Смит, 1986, 1987]. Поэтому прием, что модель МЛР адекватна в прогностическом отношении, если выполняется условие $F > 4F_{кр}$. Следует, однако, иметь в виду, что данное условие является очень жестким и на практике выполняется сравнительно редко.

Заметим также, что критерий Фишера функционально связан с коэффициентом детерминации следующей формулой:

$$F = \frac{R^2(n-m-1)}{m(1-R^2)}. \quad (1.15)$$

Отсюда следует, что критерий Фишера может использоваться для проверки нулевой гипотезы о значимости R^2 нулю ($H_0 : R^2 = 0$), которая полностью тождественна гипотезе оценки адекватности модели МЛР.

Проблема мультиколлинеарности. В статистике [Айвазян, Мхитарян, 1998] различают строгую (полную) и реальную (частичную) мультиколлинеарность. Поскольку строгая мультиколлинеарность на практике встречается весьма редко, то рассмотрим только реальную мультиколлинеарность. Суть ее сводится к тому, что если в исходной матрице между большинством исходных факторов отмечается высокая коррелированность, то система нормальных линейных уравнений становится плохо обусловленной, вырождающейся. В результате ее детерминант (главный определитель) стремится к нулю. Вследствие этого коэффициенты регрессии становятся неустойчивыми, ошибки их определения могут уже

существенно превышать сами значения коэффициентов. Поэтому возникает задача исключения дублирующих факторов. Элементарный прием – визуальный анализ корреляционной матрицы. Если между факторами имеется корреляция выше 0,8–0,9, то исключение одного из них может уже повысить точность параметров регрессионной модели.

Естественно, имеются более точные способы оценки мультиколлинеарности. В частности, известен целый ряд численных критериев (*VIF*–показатель, критерий толерантности, критерий Феррара-Глоубера, метод гребневой регрессии и др. [Афифи, Эйзен, 1982; Уланова, Забелин, 1990; Вайновский, Малинин, 1992; Айвазян, Мхитарян, 1998]), однако ни один из них не является универсальным. Радикальное устранение эффекта мультиколлинеарности возможно при ортогонализации переменных, т.е. в результате приведения их к взаимной независимости. Это достигается, например, с помощью метода главных компонент. Причем чем сильнее мультиколлинеарность, тем наблюдается более быстрая сходимость собственных чисел. В результате этого появляется возможность путем отбрасывания последних компонент, дающих малый вклад в дисперсию исходного поля, построить регрессионную модель на главных компонентах существенно меньшей размерности по сравнению с набором из m предикторов.

Структурные противоречия модели МЛР. Предположим, что мы имеем выборку размером $m \times n$, где m – число предикторов, n – их длина. С помощью пошаговой процедуры методом включения переменных можно построить m моделей, каждая из которых имеет на один предиктор больше по сравнению с предыдущей моделью. С одной стороны, с включением новой переменной должно выполняться следующее соотношение: $R_{k+1} \geq R_k$, где k – число переменных в модели. С другой стороны, при включении новой переменной в модель происходит ухудшение точности всех ее параметров, связанных с тем, что в знаменателе соответствующих формул находится выражение $n-k-1$ (например, для расчета стандартной ошибки модели $\sigma_{y(x)}$). Таким образом, имеем очевидное противоречие: при неизменном объеме выборки с включением в модель новой переменной повышается качество описания функции отклика, но при этом ухудшается точность всех параметров

модели. Особенно значительными ошибки параметров модели становятся, когда разность $n - m$ является малой. Отсюда вытекает необходимость построения оптимальных в смысле критериев точности регрессионных моделей и оценивание параметров моделей на всех ее этапах.

Оценка надежности расчетов. Для всех параметров модели МЛР должна проводиться строгая комплексная оценка, ибо в противном случае всегда могут возникать сомнения в правомерности полученных результатов. В эту проверку должны входить:

- оценка стандартных погрешностей самой модели МЛР и ее параметров: коэффициентов регрессии и коэффициента множественной корреляции (детерминации);
- построение доверительных интервалов для параметров МЛР;
- оценка значимости параметров регрессионной модели;
- оценка адекватности модели МЛР по критерию Фишера;
- оценка вклада различных факторов в коэффициент детерминации.

Конкретные способы оценивания параметров моделей МЛР можно найти, например, в работах [Уланова, Забелин, 1990; Вайновский, Малинин, 1992; Гордеева, Малинин, 2003]. В результате всестороннего анализа полученных оценок можно составить объективное представление о степени надежности регрессионной модели.

Выбор эффективных предикторов. Данная задача непосредственно связана с проблемой построения оптимальной модели МЛР и в большинстве современных пакетов ППСР осуществляется одновременно. В настоящее время наиболее эффективным методом считаются пошаговые процедуры, которые включают в себя несколько различных алгоритмов:

- метод включения переменных;
- метод исключения переменных;
- метод включения–исключения;
- метод псевдоперебора.

В основном в ППСР используются первые три алгоритма. Суть метода включения переменных заключается в том, что вначале на первом шаге выбирается наиболее коррелированный с функцией отклика предиктор, и рассчитываются все параметры модели парной регрессии. После этого вычисляются, например, частные коэффициенты корреляции для оставшихся $m - 1$ предик-

торов, которые показывают «чистый» вклад каждой переменной в дисперсию функции отклика. Таким образом, выбирается вторая переменная, имеющая максимальный частный коэффициент корреляции и строится новая модель $y = f(x_1, x_2)$. Данная процедура повторяется до тех пор, пока не будут построены все m моделей.

Метод исключения переменных реализует обратную процедуру. Вначале строится полная (из m переменных) модель МЛР. Затем из нее исключается наименее значимый фактор. После этого следующий фактор. Так продолжается до тех пор, пока не останется самый значимый фактор. Заметим, что если сравнивать результаты расчетов по обоим методам, то даже для одного и того же набора переменных полной тождественности не будет. Это связано прежде всего с формальными (вычислительными) аспектами. На наш взгляд, предпочтения заслуживает первый алгоритм, особенно при большом числе переменных в модели. Действительно, в этом случае нет необходимости строить полную модель МЛР. Хотя в статистической литературе на этот счет есть и противоположное мнение [Дрейпер, Смит, 1986, 1987;].

Метод включения–исключения в определенной степени является синтезом первых двух алгоритмов. Суть его заключается в том, что на каждом шаге после проверки всех коэффициентов регрессии на значимость может быть исключена та переменная, которая имеет уровень значимости (p -level), превышающий пороговое значение. Причем такое исключение осуществляется вне зависимости от того, когда переменная была включена в модель. Причина исключения может заключаться в тех связях, которые существуют между этой и другими переменными, содержащимися в модели.

При использовании пошаговых процедур есть «тонкие» моменты [Малинин, Гордеева, 2003]. Прежде всего – это определенный волюнтаризм в выборе оптимальной модели. В современных пакетах, как правило, отсутствует математическое описание используемых алгоритмов. В результате приходится лишь предполагать, как работает та или иная процедура и какие критерии задействованы в расчетах. Например, можно лишь предположительно говорить о том, что при автоматическом отборе оптимальной модели используется частный критерий Фишера или каким образом

осуществляется ранжирование факторов по их вкладу в дисперсию функции отклика.

Однако главная проблема, на наш взгляд, заключается все же в том, что нет единого объективного критерия для выбора наилучшей модели. Совершенно очевидно, что *нахождение оптимальной модели МЛР – задача неформальная. И чем более сложной является исходная модель, тем большее неформальное участие исследователя требуется для оценки ее оптимального вида* [Малинин, Гордеева, 2003]. Поэтому можно лишь предложить общую схему оценки оптимальности модели. Прежде всего следует рассчитать полный комплекс (от 1 до m) моделей. И если есть возможность, то с помощью разных пошаговых алгоритмов и различным образом ранжируя предикторы. После этого необходим детальный анализ основных параметров моделей (коэффициент детерминации, стандартная ошибка модели, критерий Фишера, p -level для коэффициентов регрессии).

При сравнении разных вариантов моделей нужно дополнительно принимать во внимание и неформальные критерии: стоимость информации, ее доступность и т.п. Несомненно, что важнейшим неформальным критерием является также степень сложности модели. *Следует помнить, что чем проще модель, тем она надежнее.* Поэтому в тех случаях, когда приходится выбирать из нескольких моделей, нужно всегда предпочитать более простую. Кроме того, заметим, что далеко не всегда задача выбора оптимальной модели МЛР имеет однозначное решение.

1.3. Метод главных компонент

Общие сведения. Сущность метода главных компонент (МГК) состоит в расчете неких вторичных признаков или функций, называемых главными компонентами, которые более эффективно описывают структурные закономерности, содержащиеся в матрице исходных данных, по сравнению с заданными переменными. При этом вторичные признаки являются линейными комбинациями от исходных переменных. В результате такого разложения происходит разделение информации на линейно независимые составляющие, причем данный метод обладает максимальной по

сравнению с другим разложением подобного типа скоростью сходимости.

В матричном виде основное уравнение метода главных компонент записывается очень просто:

$$Z = AF, \quad (1.16)$$

где Z – матрица исходных стандартизованных переменных размером $m \times n$ (m – число столбцов, n – число строк), A – матрица коэффициентов линейной связи исходных переменных и главных компонент размером $m \times m$, F – матрица размером $m \times n$, представляющая собой набор ортогональных безразмерных коэффициентов разложения, называемых главными компонентами (m – число главных компонент, n – длина главной компоненты).

Если раскрыть содержание уравнения (1.16), то в поэлементном виде (для j -й переменной) оно может быть записано как

$$z_j = a_{j1}f_1 + a_{j2}f_2 + \dots + a_{jm}f_m = \sum_{k=1}^m a_{jk}f_k, \quad (1.17)$$

где $f_1, f_2, \dots, f_m$ – главные компоненты (ГК).

Матрицу A можно представить в следующем виде:

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1m} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m1} & a_{m2} & \dots & a_{mm} \end{bmatrix}. \quad (1.18)$$

Можно показать, что коэффициенты связи (собственные вектора разложения) a_{ij} определяют величину парного коэффициента корреляции между фиксированной ГК и исходными переменными [Айвазян, Мхитарян, 1998]. Так, для первой ГК имеем

$$a_{11} = r(z_1, f_1), \quad a_{21} = r(z_2, f_1), \quad \dots, \quad a_{m1} = r(z_m, f_1). \quad (1.19)$$

Отсюда видно, что матрица A представляет матрицу коэффициентов парной корреляции, однако в отличие от обычной корреляционной матрицы она не является симметрической, т.е. $a_{ij} \neq a_{ji}$. Заметим также, что сумма элементов любого (j -го) столбца матрицы A равна дисперсии j -й ГК, т.е.

$$a_{1j}^2 + a_{2j}^2 + \dots + a_{mj}^2 = \sum_{i=1}^m a_{ij}^2 = \lambda_j, \quad (1.20)$$

где λ_j – собственное число корреляционной матрицы, соответствующее j -й ГК.

Одновременно с этим сумма квадратов элементов любой (i -й) строки матрицы A равна единице, т.е.

$$a_{i1}^2 + a_{i2}^2 + \dots + a_{im}^2 = \sum_{j=1}^m a_{ij}^2 = 1. \quad (1.21)$$

Исходя из свойств МГК, сумма собственных чисел разложения соответствует суммарной дисперсии исходной матрицы. Это означает, что выполняется условие $\sum \lambda_j = m$. Из геометрической интерпретации МГК следует, что переход из исходного пространства признаков в систему координат ГК осуществляется простым ортогональным поворотом координатных осей на угол α против часовой стрелки. Очень важно, что такое вращение происходит без искажения геометрической структуры облака наблюдений в пространстве ГК.

Вычисление главных компонент. Оставив в стороне математические аспекты решения этой задачи, которые хорошо известны [Айвазян, Мхитарян, 1998; Андерсон, 1963; Естественные составляющие... 1970; Кендалл, Стьюарт, 1976; Смирнов и др., 1992], рассмотрим только структурную схему их расчета (рис. 1.2). В соответствии с этой схемой последовательность получаемых результатов МГК, исходя из задаваемой матрицы исходных данных, состоит в следующем:

1. Матрица исходных данных X , состоящая из m переменных (столбцов) длиной n (строк), преобразуется в стандартизованную матрицу того же размера Z ;
2. Для матрицы Z рассчитывается корреляционная матрица между переменными R (размером $m \times m$);
3. Корреляционная матрица R подвергается разложению на собственные числа λ и собственные векторы A .
4. На основе основного уравнения МГК (1.16), используя собственные векторы A и стандартизованную матрицу исходных данных Z , определяются значения всех главных компонент F .

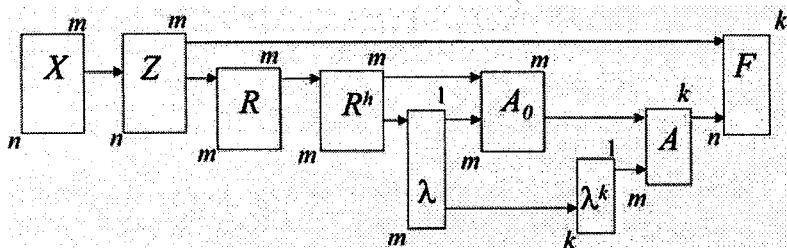


Рис. 1.2. Структурная схема метода главных компонент:

X – матрица исходных данных размером $m \times n$,

Z – стандартизированная матрица того же размера,

R – корреляционная матрица размером $m \times m$,

λ – вектор-столбец собственных чисел матрицы R длиной m ,

A – матрица собственных векторов разложения размером $m \times n$,

F – матрица главных компонент размером $m \times n$.

С математической точки зрения достаточным условием расчета корреляционной матрицы R является выполнение условия $m < n$. Однако со статистической точки зрения желательно, чтобы разность $(n - m)$ была бы максимально большой, ибо это обеспечивает надежность определения собственных векторов и ГК. Другим важным условием практической значимости МГК является скорость сходимости собственных чисел, понимаемая как отношение отобранных собственных чисел к их сумме. Чем ближе эта величина к единице, тем лучше описывается дисперсия исходных переменных. Естественно, если она равна единице, то главные компоненты полностью совпадают с самими переменными. Однако в этом мало смысла, поскольку в данном случае вместе с крупномасштабными закономерностями они будут описывать второстепенные особенности и ошибки переменных. Именно поэтому обычно рассматривают только первые главные компоненты, суммарный вклад которых в дисперсию исходных переменных обычно не превышает 70 – 90 %. С прогностической точки зрения также очень важна стационарность исходных переменных, ибо тогда сохраняется устойчивость (постоянство) собственных векторов разложения и, следовательно, минимизируется ошибка предсказания на независимых данных.

Оценивание параметров МГК. Вообще говоря, МГК считается математическим методом, не требующим в явном виде предварительных гипотез. Однако это не совсем так. Во-первых, МГК

основан на использовании корреляционной матрицы R . Как известно, коэффициент корреляции – это параметрический коэффициент связи, являющийся характеристикой двумерного нормального распределения. Во-вторых, МГК дает истинные оценки только применительно к генеральной совокупности. Поскольку в реальных условиях мы всегда имеем дело с выборочными совокупностями, то возникает необходимость оценивания рассчитываемых характеристик. Эту задачу можно разделить на несколько этапов:

- оценка значимости корреляционной матрицы;
- оценивание собственных чисел корреляционной матрицы;
- оценка значимости собственных векторов;
- оценка значимости главных компонент.

С практической точки зрения чрезвычайно важной представляется оценка числа членов разложения, оптимального для физической интерпретации и количественного описания свойств исследуемых полей. Для этой цели используются различные критерии. Например, критерий информативности МГК имеет вид [Айвазян, Мхитарян, 1998]:

$$CC = (\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_{m'}) / (\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_m), \quad (1.22)$$

где m' – число отобранных чисел.

Нетрудно видеть, что CC характеризует скорость сходимости МГК. Чем быстрее величина CC стремится к 1, тем выше скорость сходимости. К сожалению, не существует каких-либо объективных оценок на выбор величины CC . Обычно в практических приложениях считается достаточным рассматривать такое количество собственных чисел (m'), чье соответствующее CC описывает 70–90 % дисперсии исходного поля.

Кайзер [Многомерный статистический анализ..., 1999] предложил для анализа ГК рассматривать собственные числа, большие 1, т.е. $\lambda_j > 1$. Если $\lambda_j < 1$, то оно опускается, поскольку описывает дисперсию поля, меньшую дисперсии одной переменной. Субъективным моментом использования данного критерия является то, что для малых выборок иногда полезная информация может со-

держаться в ГК, для которых $\lambda_j < 1$, а для очень больших выборок, наоборот, иногда можно пренебрегать теми ГК, когда $\lambda_j > 1$.

В работе [Кендалл, Стьюарт, 1976] для выделения собственных чисел предлагается использовать их среднеквадратическую ошибку, определяемую как:

$$\sigma_{\lambda_j} \approx \lambda_j \sqrt{\frac{2}{m}}. \quad (1.23)$$

При этом если выполняется соотношение $(\lambda_j - \lambda_{j-1}) > \sigma_{\lambda_j}$, то собственное число λ_{j-1} считается значимым и его не следует отбрасывать. Как показывают экспериментальные оценки, во многих случаях данный критерий позволяет сохранять собственные числа, меньшие 1.

На практике очень полезным является визуальный анализ чисел λ_j . Для этого строится график зависимости λ_j и его градиента $\Delta\lambda_j$ от числа переменных. Там, где убывание значений λ_j максимально замедляется, а величина $\Delta\lambda_j$ становится малой, т.е. $\Delta\lambda_j = \lambda_{j+1} - \lambda_j < k$, где k — почти неменяющееся малое число, то ограничиваются выбором собственных чисел до λ_{j-1} включительно. В некоторых случаях вместо λ_j строится график $\ln \lambda_j$, имеющий более резкие границы.

Еще один способ оценки достаточности значений λ_j основан на использовании критерия χ^2 . Для этой цели применяется формула Бартлетта в виде [Иберла, 1980]:

$$\chi^2 = -\left(n - \frac{2m+5}{6} - \frac{2m'}{3}\right) \ln R_{m-m'}, \quad (1.24)$$

где m' — число оставленных собственных чисел λ_j .

При этом величина $R_{m-m'}$ рассчитывается по формуле

$$R_{m-m'} = \frac{|R|}{\lambda_1 \cdot \lambda_2 \cdot \dots \cdot \lambda_{m'} \left(\frac{m - \lambda_1 - \lambda_2 - \dots - \lambda_{m'}}{m - m'} \right)^{m-m'}}, \quad (1.25)$$

где $|R|$ — детерминант корреляционной матрицы.

Число степеней свободы для χ^2 будет $\nu = 1/2(m - m' + 2)(m - m' - 1)$. Если $\chi^2 < \chi^2_{кр}$, то принимается предположение о том, что выделенные m' ГК достаточно точно отражают дисперсию m переменных.

Поэтому остальные λ_{m+j} и соответствующие им ГК в анализе можно не рассматривать из-за незначительного уровня их информативности. Если $\chi^2 > \chi^2_{кр}$, то в анализ нужно включать дополнительно другие ГК.

1.4. Метод факторного анализа

Общие сведения. Идеология факторного анализа базируется на представлении о том, что регистрируемые в природе характеристики не являются сами по себе причиной происходящих изменений. Они скорее представляют собой следствие или индикаторы влияния внешних и внутренних сил, скрытых (латентных) от наблюдателя за сложной динамикой взаимосвязи наблюдаемых переменных. При этом каждая из влияющих сил может воздействовать одновременно более чем на одну переменную. И хотя переменные по-своему реагируют на вынужденное воздействие, их взаимная коррелированность указывает на существование неких общих для них факторов, вызывающих эти изменения. Исходя из этого в методе факторного анализа (МФА) принимается, что связь между переменными может считаться отражением корреляционной зависимости каждой из m переменных с k взаимно независимыми факторами.

Однако следует иметь в виду, что в действительности природные процессы далеко не во всех случаях являются некоррелированными. Это означает, что не всегда факторная модель соответствует действительности. Кроме того, в МФА предполагается, что число факторов k известно априори, поскольку исследователи исходя из некоторых предварительных гипотез в состоянии предсказать число факторов, от которых зависит модель. Если число факторов заранее предсказать нельзя, то разделение дисперсии исходного поля между общими и характерными факторами становится неопределенным.

Если, как указывалось выше, МГК считается математическим методом, не требующим в явном виде предварительных статистических гипотез, то МФА — это уже изначально статистический метод. Основная формула его в матричном виде записывается следующим образом:

$$X = FA' + E, \quad (1.26)$$

где F – матрица значений общих факторов размером $k \times n$; A' – матрица коэффициентов связи общих факторов и исходных переменных размером $k \times m$, называемых факторными нагрузками; E – матрица остатков или характерных факторов ($k \times n$).

Условия, накладываемые на факторную модель (1.26), сводятся к следующему:

- общие факторы должны быть взаимно независимы;
- общие факторы должны быть нормированы и приведены к единичной длине;
- общие факторы не должны быть коррелированы с ошибками;
- ошибки не должны быть коррелированы друг с другом;
- число общих факторов не должно превышать половины количества наблюдаемых переменных, т.е. $k \leq m/2$.

Вычисление общих факторов. Методы факторного анализа принято делить на две группы: упрощенные и современные аппроксимирующие [Многомерный статистический анализ..., 1999]. В настоящее время в основном используются методы второй группы, которые предполагают, что первое, приближенное решение уже найдено и последующими шагами оно каким-либо образом оптимизируется. Наиболее точным, и в то же время самым сложным, считается метод максимального правдоподобия [Харман, 1972; Иберла, 1980]. Однако наиболее широкое распространение получил *метод главных факторов*, который включен в большинство современных ППСР. Основой его служит МГК, который позволяет получить первоначальные факторные нагрузки в m -мерном пространстве признаков. После этого осуществляется переход из m -мерного пространства в k -мерное пространство общих факторов, вследствие чего удаляются те оси, вдоль которых наблюдаемая изменчивость не выходит за рамки принятых ошибок.

Затем проводится вторичное вращение осей уже в пространстве k общих факторов таким образом, чтобы как можно большее число факторных нагрузок оказалось близким к нулю, а остальные факторные нагрузки, наоборот, были бы максимально приближены к ± 1 . Такая процедура получила название *принципа простой структуры*. В результате этого происходит перераспределение дисперсии наблюдений и одновременно искажение геометрической структуры исходных данных. В тех случаях, когда достигает-

ся лучшая интерпретируемость полученных результатов, использование МФА можно считать оправданным.

Таким образом, общая структурная схема вычисления общих факторов может быть представлена следующим образом (рис. 1.3):

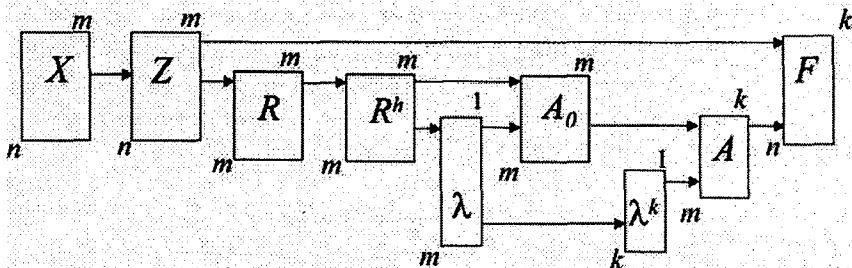


Рис. 1.3. Структурная схема факторного анализа:

- X – матрица исходных данных размером $m \times n$;
- Z – стандартизированная матрица того же размера;
- R – корреляционная матрица размером $m \times m$;
- R^h – редуцированная корреляционная матрица размером $m \times m$;
- λ – вектор-столбец собственных чисел матрицы R^h длиной m ;
- A_0 – матрица первоначальных факторных нагрузок размером $m \times m$;
- λ^k – вектор-столбец собственных чисел матрицы R^h длиной k ;
- A – матрица окончательных факторных нагрузок размером $k \times m$;
- F – матрица главных факторов размером $k \times n$.

Первое отличие МФА от МГК начинается с момента перехода от обычной корреляционной матрицы к редуцированной, в которой на главной диагонали вместо единиц стоят общности. Напомним, *общность* представляет собой долю дисперсии переменных, которая поддается объяснению через общие факторы.

Итак, величина общности может быть записана в виде $h^2 = 1 - u^2$, где u^2 – дисперсия характеристики. Для определения общности используются несколько способов: метод наибольшей корреляции, метод Барта, метод триад, метод малого центроида, метод квадрата множественного коэффициента корреляции [Харман, 1972; Благуш, 1989; Многомерный статистический анализ..., 1999]. Наиболее часто по умолчанию в ППСИ используется последний способ, в соответствии с которым для каждой переменной рассчитывается

величина R^2 со всеми другими переменными и подставляется на главную диагональ вместо единицы.

Другое важнейшее отличие МФА от МГК заключается в осуществлении процедуры вторичного вращения общих факторов для улучшения их интерпретируемости. В соответствии с принципом простой структуры ее главная задача, состоящая в оценке достаточности числа поворотов, обычно решается на основе специальных критериев, которые базируются на представлении величины дисперсии факторных нагрузок как меры сложности структуры факторов. Эта дисперсия рассчитывается по формуле:

$$D(F) = \frac{1}{k} \sum_{q=1}^k (a_{jq}^2 - \overline{a_{jq}^2})^2, \quad (1.27)$$

где a_{jq}^2 – элементы матрицы факторного отображения, т.е. величины факторных нагрузок, k – число общих факторов.

Из формулы (1.27) следует, что величина дисперсии будет максимальной, когда одно из значений квадратов нагрузок равно общности h_j^2 , а все остальные элементы в строке равны нулю. Именно в максимизации критерия (1.27) посредством поворота координатных осей состоит суть ортогонального вращения факторного пространства. С этой целью используются следующие критерии [Благуш, 1989; Многомерный статистический анализ..., 1999]: кватримакс, варимакс, облимакс, кватримин, облимин.

Из указанных критериев наиболее широкое применение получил варимакс, предложенный Кайзером, который наилучшим образом соответствует принципу простой структуры и имеет вид:

$$V_r = \frac{m \sum_{j=1}^m a_{jr}^4 - \left(\sum_{j=1}^m a_{jr}^2 \right)^2}{m^2}. \quad (1.28)$$

Полученные в результате такого ортогонального вращения значения a_{ij} принимаются в качестве окончательных факторных нагрузок. Заметим, что в тех случаях, когда, по мнению исследователя, ортогональное вращение не приводит к достижению «нужных» результатов, могут использоваться процедуры косоугольного вращения (облимакс, кватримин, облимин), при котором факторы

становятся уже коррелированными между собой. Очевидно, это противоречит классической постановке задачи МФА и существенно расширяет исходное множество его допущений.

Следует помнить, что неортогональное вращение вносит элемент субъективности в и без того довольно произвольное вращение задачи, которое целесообразно избегать всем, исключая экспертов. Подчеркнем также, что при вторичном вращении происходит искажение геометрической структуры объектов в факторном пространстве. Это может приводить как к улучшению, так и к ухудшению физической интерпретируемости исходных объектов.

Соображения об интерпретации результатов. Поскольку МГК во многих ППСП считается частью МФА, то вопрос об интерпретации получаемых результатов следует рассматривать одновременно для обоих методов. МГК позволяет разделить информацию об исходном поле на линейно независимые составляющие с существенно различной дисперсией, причем именно первая ГК описывает наиболее главные его особенности (закономерности). Поэтому интерпретация желательна только для первых ГК, дающих максимальный вклад в дисперсию исходного поля. Подчеркнем, она является желательной, но отнюдь не необходимой, ибо возможна далеко не во всех случаях, учитывая формальный характер разложения информации по дисперсии. Особенно плохо поддаются интерпретации главные компоненты при слабой сходимости собственных чисел. Очень сильно возможность интерпретации зависит от матрицы исходных данных. Если ее структура плохо соответствует исследуемому физическому процессу, то интерпретация результатов вряд ли будет возможна. Впрочем, даже если по каким-либо причинам главные компоненты не поддаются физической интерпретации, не стоит огорчаться, так как главная цель МГК – максимальное сжатие исходной информации.

МФА в отличие от МГК уже имеет в качестве главной задачи выделение латентных (скрытых) факторов и поэтому физическая интерпретируемость получаемых результатов уже является обязательной. Как уже отмечалось выше, для этого проводится вращение переменных в факторном пространстве. Если в результате вращения (ортогонального или даже неортогонального) достигается интерпретируемость исходных объектов, то использование

МФА можно считать оправданным, в противном случае использование МФА бесполезно. Возможность интерпретации во многом зависит от правильного задания исходной матрицы (исследователь должен заранее уметь предсказать число факторов) и от результатов вторичного вращения, процедура которого является весьма сложной и неоднозначной.

По сути, после вращения в факторном пространстве исходные переменные классифицируются по типу изменчивости. В такие «классы» попадают переменные, имеющие близкую картину изменчивости (высокие значения коэффициентов корреляции друг с другом). Таким образом, МФА наиболее применим в случаях, когда необходимо разделить и проанализировать отдельно большую совокупность переменных, в корреляционной матрице которых наблюдаются «блоки» с тесными внутренними и слабыми «межблочными» связями. В результате получается количество классов, определяемое количеством выбранных на предварительном этапе факторов; по максимальным значениям факторных нагрузок после вращения, показывающим степень связи переменных и факторов (классов), определяются переменные, входящие в каждый класс; сами значения факторов описывают обобщенную для класса изменчивость, которую можно исследовать самостоятельно.

1.5. Метод кластерного анализа

Общие сведения. В общем случае наиболее адекватным аппаратом решения задач классификации служат метод кластерного анализа (МКА), который в течение длительного времени назывался в отечественной литературе как автоматическая классификация. Впервые данный термин был введен в 1939 г. Трайном. Особенно интенсивное развитие МКА получил в эпоху компьютерной техники. Классификация – это разбиение множества объектов (явлений, процессов, характеристик и т.п.) на ряд однородных подмножеств (классов, районов, таксонов, гомологов и т.д.) по признакам их сходства. При этом объекты, отнесенные к одному и тому же классу, должны быть сходны между собой и отличаться от объектов других классов.

Отсюда следует, что главной целью кластерного анализа является разбиение множества объектов на сравнительно небольшое

число однородных групп (классов) по наиболее существенным признакам их сходства. При этом принципиально важным является понятие однородности. В классической постановке МКА *понятие однородности двух или нескольких объектов означает близость их физических состояний, которая трактуется как геометрическая близость в многомерном пространстве признаков*. Данное положение можно рассматривать как основной постулат МКА. Действительно, чем ближе объекты располагаются друг к другу в пространстве признаков, тем меньше различия в характеристиках, их определяющих.

В классической постановке МКА устойчивое выделение подмножеств возможно при выполнении следующих условий:

- каждое подмножество не должно быть пустым, т.е. в каждом классе должен находиться хотя бы один вектор наблюдений;
- получаемые подмножества не должны пересекаться, т.е. каждый вектор наблюдений может одновременно принадлежать только одному из выделенных классов;
- объекты распределены в пространстве исходных признаков неоднородно, т.е. точки группируются в компактные кластеры. В противном случае всякая классификация теряет свой смысл.

Задачу классификации в общем виде можно разделить на ряд последовательных этапов:

- а) выбор исходной системы признаков;
- б) снижение признакового пространства;
- в) выбор меры близости;
- г) выбор алгоритма классификации;
- д) оценка качества классификации.

Общие сведения об указанных этапах МКА можно найти в работах [Вайновский, Малинин, 1992; Николаев, 1976]. Поэтому ограничимся здесь только описанием алгоритмов, непосредственно используемых в расчетах. Но прежде укажем, что одним из узловых моментов классификации, от которого в значительной степени зависит окончательный результат разбиения объектов на классы при заданном алгоритме, является выбор меры близости.

Выбор меры близости. Как известно, мерой близости объектов может служить любой коэффициент связи, позволяющий численно оценить степень сходства (различия) данной пары объектов

по набору признаков. Наиболее часто в задачах классификации используются метрические показатели близости, характеризующие расстояние между объектами в геометрическом пространстве признаков. Наиболее универсальным метрическим показателем является метрика Минковского:

$$d(x_j, x_{j+1}) = \left[\sum_{i=1}^n p_i (x_{i,j} - x_{i,j+1})^\varepsilon \right]^{1/\varepsilon}, \quad (1.29)$$

где n – число исходных признаков; p_i – вес i -го признака; ε – показатель степени. Поскольку во многих случаях очень сложно отдать предпочтение каким-либо переменным, то обычно принимают $p_i=1$. Показатель степени в (1.29) может быть любым положительным числом. Наиболее часто на практике принимают $\varepsilon=2$. В результате получаем евклидову метрику:

$$d(x_j, x_{j+1}) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{i,j} - x_{i,j+1})^2}. \quad (1.30)$$

В некоторых случаях для оценки расстояния принимают $\varepsilon=1$. Тогда имеем так называемое Манхэттенское расстояние («расстояние городских кварталов»):

$$D(x_j, x_{j+1}) = \sum_{i=1}^m |x_{i,j} - x_{i,j+1}|. \quad (1.31)$$

В подавляющем числе задач классификации используется формула (1.30), которая по существу означает обычное линейное расстояние между двумя точками в геометрическом пространстве. Естественно, что евклидова метрика не учитывает нелинейность связи между признаками, если таковая имеет место.

Следующим по степени применения показателем близости считается коэффициент корреляции:

$$r = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n \sigma_x \sigma_y}. \quad (1.32)$$

Здесь x и y — пара объектов, характеризующаяся n признаками. Так как коэффициент корреляции является параметрическим, то это накладывает на признаки необходимость иметь нормальное распределение, что, как известно, выполняется далеко не всегда. Кроме того, корректное определение величины r возможно лишь при сравнительно большом значении n ($n > 30$).

Если евклидова метрика показывает близость объектов в геометрическом пространстве признаков, то коэффициент корреляции — степень линейной связи колебаний признаков, характеризующих пару объектов. Принципиальное отличие евклидовой метрики от коэффициента корреляции состоит в том, что первая может быть рассчитана практически для любой величины n , включая $n = 1$, и не требует нормальности распределения. Очевидно, эти достоинства евклидовой метрики стали решающим условием ее главенствующего использования в задачах классификации.

Поскольку большинство алгоритмов классификации основано на матрице расстояний между объектами, то при необходимости кластеризации именно колебаний признаков имеет смысл в построении *аналога евклидовой метрики*, имеющей вид:

$$d'(x_j, x_{j+1}) = 1 - r. \quad (1.33)$$

Из формулы (1.33) видно, что при $r = 1$ $d' = 0$, т.е. объекты полностью идентичны и, следовательно, принадлежат одному классу. При $r = -1$ $d' = 2$, т.е. расстояние между объектами является максимальным. Отметим, что учитывая параметрический характер коэффициента корреляции, для малых выборок с неизвестным законом распределения целесообразно использовать ранговые коэффициенты корреляции. Например,

$$d'(x_j, x_{j+1}) = 1 - \rho, \quad (1.34)$$

где ρ — непараметрический коэффициент корреляции Спирмена, изменяющийся в пределах $-1 < \rho < 1$.

Алгоритмы классификации. К настоящему времени известно уже несколько сотен различных алгоритмов классификации, среди которых встречаются весьма экстравагантные. В этих условиях «классификация» их весьма затруднительна. Тем не менее большинство алгоритмов можно, вероятно, разделить на три

большие группы: вероятностные, иерархические, эвристические. Для решения гидрометеорологических задач наиболее приемлемыми, очевидно, являются алгоритмы двух последних групп. Наибольшее распространение получили эвристические алгоритмы, основанные на выделении в многомерном пространстве компактных групп точек в виде геометрических образов. В свою очередь эвристические алгоритмы целесообразно разделить на простые и сложные (итеративные).

Из простых алгоритмов наибольшую известность получил метод кратчайшей связывающей сети (кратчайшего незамкнутого пути) [Вайновский, Малинин, 1992; Николаев, 1976; Смирнов и др., 1992], суть которого состоит в таком построении единой сети отрезков между отдельными объектами, чтобы ее суммарная длина была бы минимальной. Существенными недостатками его служат чувствительность к выбросам и трудности в выборе порогового расстояния при определении оптимального числа классов. Значительно в меньшей степени эти недостатки присущи более сложным методам, таким, например, как метод *k-средних*.

Метод *k-средних* (*k-means*), являющийся типичным представителем итеративных эвристических алгоритмов, внедрен во многие современные пакеты прикладных статистических программ. Название и обоснование метода были сделаны Мак-Куином в 1967 г.

Суть этого метода состоит в следующем [Айвазян, Мхитарян, 1998; Многомерный статистический анализ..., 1999]. Исходную совокупность из n объектов, каждый из которых характеризуется m признаками, требуется разбить на k кластеров. Прежде всего, исходя из каких-либо априорных соображений, исследователем задаются k точек (объектов) или же они отбираются случайным образом в результате работы программы. Эти точки принимаются за первоначальные «эталонные». Каждому из них присваивается порядковый номер, который одновременно является и номером кластера.

На первом шаге из оставшихся $n-k$ объектов извлекается любая точка X_i и на основе матрицы расстояний строится вектор этих расстояний до всех эталонов. Данная точка присоединяется к тому эталону (центру), которому соответствует минимальное расстояние до выбранной точки. При этом эталон заменяется новым, пересчитанным с учетом присоединенной точки, а вес его увеличи-

вается на единицу. На следующем шаге выбирается новая точка X_{i+1} и для нее повторяются аналогичные процедуры. В результате через $n-k$ шагов все точки окажутся разнесенными по кластерам.

Однако процесс классификации на этом не заканчивается. Чтобы добиться устойчивости разбиения, все точки $X_1, X_2, \dots, X_n$ заново присоединяются к выделенным кластерам, причем веса продолжают накапливаться. Новое разбиение сравнивается с предыдущим. При их совпадении работа алгоритма заканчивается, в противном случае она продолжается. Доказано, что такой итеративный процесс не может быть бесконечным и быстро сходится. Заметим, что при случайном отборе кластеров центры их тяжести обычно не совпадают с эталонами.

При решении многих задач полезными могут оказаться также алгоритмы иерархической классификации, для которых характерно последовательное объединение (разъединение) объектов до тех пор, пока все они не соединятся в единый кластер или не разъединятся таким образом, чтобы каждому классу соответствовал один объект. Процедуры первого типа, наиболее часто используемые на практике, получили название агломеративных, а второго типа — дивизимных. Отличительной чертой их является контраст между чрезвычайной математической простотой основных алгоритмов и сложностью окончательной программы. Например, алгоритм программы MULBET может быть записан в несколько строк, в то время как сама программа содержит около 1500 операторов на языке фортран [Статистические методы..., 1986].

Суть наиболее часто используемых в практических расчетах агломеративных алгоритмов состоит в следующем. На первом шаге вычисляется матрица расстояний для n объектов и выбирается та пара, которая имеет наименьшую меру различия. После этого пересчитывается расстояние от центра тяжести этой пары до остальных точек и вставляется в матрицу расстояний. Затем определяется минимальное расстояние и если оно стягивает пару точек, не связанную с первой парой, то формируется новая группа. На следующем шаге производится пересчет расстояния от новой группы до оставшихся точек. Указанная процедура повторяется до тех пор, пока все точки не объединятся в одну группу. Именно пересчетом матрицы расстояний на каждом шаге иерархические

процедуры отличаются от эвристических, сохраняющих их неизменными в течение всей классификации. Заметим, что последовательность объединения легко поддается геометрической интерпретации и может быть представлена в виде древовидной схемы, называемой дендрограммой.

В настоящее время известно большое число различных модификаций иерархических алгоритмов. Наиболее распространены методы одиночной связи, полной связи, средней связи, Уорда, описание которых дается в работе [Многомерный статистический анализ..., 1999]. В свою очередь каждый из них использует ту или иную стратегию объединения. Например, стратегии «ближайшего соседа», «дальнего соседа», средней связи, центроидная стратегия и т.д. Использование разных стратегий приводит к различным кластерным структурам и тем самым заметно влияет на качество классификации. Так, стратегия «ближайшего соседа» сильно сжимает признаковое пространство, а стратегия «дальнего соседа», наоборот, сильно его растягивает. Все это необходимо учитывать при иерархической классификации.

На наш взгляд, при решении задач промысловой океанологии наиболее перспективен алгоритм Уорда, который отличается от других процедур тем, что использует методы дисперсионного анализа для оценки расстояний между кластерами. Он минимизирует сумму квадратов (SS) для двух кластеров, формирование которых происходит на каждом шаге. При этом сумма квадратов вычисляется как

$$SS = \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^p (x_{ij} - \overline{x_{jk}})^2, \quad (1.35)$$

где k – номер кластера; j – номер объекта; i – номер признака; p – число признаков, характеризующих каждый объект; n – число объектов в k -м кластере.

Данный метод приводит к образованию кластеров приблизительно равных размеров с минимальной внутриклассовой дисперсией. Этим он близок к эвристическим алгоритмам, минимизирующим внутриклассовую дисперсию и максимизирующим межклассовую дисперсию. В целом алгоритм Уорда весьма эффективен, но он стремится создавать кластеры малого размера, что прак-

тически не сказывается на качестве классификации при относительно небольших размерах исходной выборки.

Принципиальный недостаток большинства иерархических процедур, в том числе и алгоритма Уорда, заключается в невозможности автоматического выбора оптимального числа классов. Считается, что исследователь должен сам выполнять эту операцию, исходя из каких-либо априорных физических представлений, либо задавая тем или иным способом пороговое (критическое) расстояние. В последнем случае при выполнении численных расчетов довольно часто возникает ситуация неопределенности, когда возможно несколько вариантов определения оптимального числа классов. На наш взгляд, возможен однозначный выход из данного положения. Для этого достаточно дополнительно задавая то или иное число классов на основе метода *k-средних* оценить наиболее оптимальное их количество. Поэтому *совместное использование иерархических и эвристических процедур – наиболее рациональный и перспективный подход при решении многих задач промысловой океанологии.*

Критерии качества классификации. При получении результатов классификации всегда возникает вопрос об оценке ее качества. Классификацию следует считать оптимальной в том случае, когда достигается экстремальное (минимальное или максимальное) значение целевой функции – функционала качества. Отметим, что выбор такого критерия осуществляется обычно весьма произвольно и опирается скорее на эмпирические и профессионально-интуитивные соображения, чем на какую-либо строгую формализованную систему. Из опыта оценивания оптимальности классификации следует, что чисто статистические критерии могут играть лишь вспомогательную роль в классификационных процедурах. В принципе, они позволяют отбраковать заведомо неудачные группировки, но в то же время оптимальная по этим критериям классификация может не иметь содержательной ценности.

При заданном числе классов в качестве функционалов качества наиболее часто используется минимизация сумм внутриклассовых дисперсий, внутриклассовых расстояний и др. Второй критерий целесообразно применять, когда число исходных объектов сравнительно невелико. При неизвестном априори числе классов

для не очень больших выборок критерий качества обычно выбирают в виде простой алгебраической комбинации (разности, суммы, произведения, отношения) двух факториалов, один из которых является убывающей функцией числа классов (межклассового рассеяния), а второй — возрастающей функцией числа классов (внутриклассового рассеяния).

Например, для простых эвристических алгоритмов при сравнительно малом числе исходных объектов удобно использовать такое расстояние, которое максимально при среднем минимальном внутриклассовом расстоянии γ_{BK} и среднем максимальном межклассовом расстоянии γ_{MK} . Исходя из этого, можно записать

$$\gamma_{opt} = \gamma_{MK} - \gamma_{BK} \rightarrow \max \text{ или } \gamma'_{opt} = \gamma_{MK} / \gamma_{BK} \rightarrow \max. \quad (1.36)$$

Заметим, что в принципе оба критерия равнозначны. Однако в некоторых случаях при решении одной и той же классификационной задачи они могут давать различные результаты. Поэтому выбор оптимального числа классов — прерогатива исключительно самого исследователя, который для этого может использовать не только формальные, но и неформальные соображения [Вайновский, Малинин, 1992]. Кроме того, отметим, что существуют алгоритмы классификации, в которых задача оценки ее качества принципиально не ставится. К ним относятся, например, иерархические процедуры, для которых главное — это более детальный анализ структуры исходного множества объектов и возможность ее визуальной интерпретации.

Как известно, особенностью иерархических алгоритмов является возможность визуального анализа результатов классификации, причем это можно одновременно рассматривать и как достоинство, и как недостаток. Действительно, опыт и знания исследователя позволяют по хорошо структурированной дендрограмме во многих случаях непосредственно оценить число классов. Однако далеко не всегда определение оптимального числа классов визуально оказывается возможным. Естественно, что при этом неизбежны ошибки. Как осуществлять оценку качества классификации иерархических процедур?

На наш взгляд, для этого могут быть использованы статистические критерии. Действительно, если по критериям Стьюдента и

Фишера центры классов при их делениях различаются значимо, то это означает, что классы хорошо различимы. Кроме того, дополнительно должен использоваться также и коэффициент корреляции. Если сравниваемые классы имеют высокую положительную корреляцию, то это значит, что классы повторяют друг друга и, следовательно, разбиение на такие классы не имеет смысла.

Что касается метода *k-средних*, то при его использовании возможны следующие критерии качества: межклассовая дисперсия (D_{MK}), внутриклассовая дисперсия (D_{BK}), разность $D_{MK} - D_{BK}$, отношение D_{MK}/D_{BK} , критерий Фишера F_{KK} .

Заметим, что критерий Фишера в данном случае определяется как

$$F_{KK} = \frac{D_{MK}(k-1)}{D_{BK}(N-1-k)}, \quad (1.37)$$

где k – число классов; n – длина выборки.

1.6. Методические аспекты анализа пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических характеристик

В общем случае совокупность гидрометеорологических наблюдений целесообразно представлять в виде «куба данных» (рис.1.4) [Вайновский, Малинин,1992]. Куб данных составляют три рабочих оси: пространство, время, переменные (признаки). Как известно, основой применения многих статистических методов, и прежде всего методов многомерного статистического анализа (МСА), служат матрицы исходных данных, представляющие собой применительно к рассматриваемому кубу его грани (плоскости) с теми или иными параметрами. Количество возможных вариантов построения матриц шесть, и все они приводятся на рис. 1.4.

Наибольший интерес для нас представляют матрицы, представляющие плоскости «время–пространство» и «пространство–время». Если мы имеем длительные наблюдения за температурой поверхности океана (ТПО) в m точках за период времени n , то исходная матрица может иметь вид $m \times n$, или $n \times m$, где первый элемент означает столбцы, а второй – строки. При использовании многих методов МСА довольно часто принимается условие, что $m < n$. Понятно, что задание вида матрицы практически обусловли-

вает постановку задачи. Например, если необходимо решить задачу районирования акватории, то матрица должна иметь вид $m \times n$ и тогда процедура районирования осуществляется в пространстве собственных векторов или факторных нагрузок.

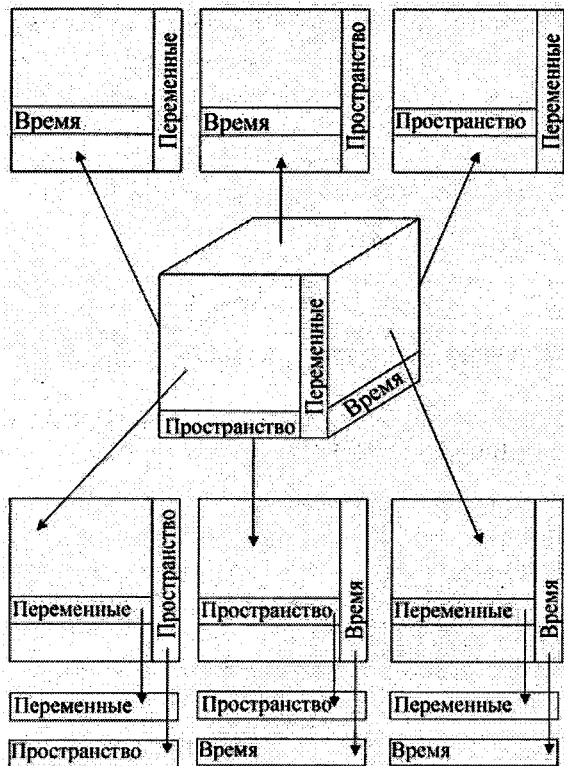


Рис. 1.4. Формирование «куба» гидрометеорологических данных.

В общем случае пространственно-временная классификация крупномасштабной изменчивости гидрометеорологической характеристики (из соображений удобства примем период осреднения равным одному месяцу) может быть разбита на следующие локальные задачи [Малинин, Гордеева, 2003]:

- районирование акватории океана по характеру межгодовых или сезонных колебаний заданной характеристики;

- разбиение межгодового хода заданной характеристики на однородные градации;
- классификация сезонного хода, т.е. выделение квазиоднородных сезонов года;
- типизация временной изменчивости полей гидрометеорологических данных.

Рассмотрим кратко каждую из указанных задач.

1. Районирование акватории по особенностям межгодовых колебаний.

Решение данной задачи в общем случае возможно на основе трех подходов:

- использование алгоритмов кластерного анализа;
- использование методов главных компонент или факторного анализа;
- комбинированный подход, основанный на совместном использовании методов главных компонент (факторного анализа) и кластерного анализа.

Анализ алгоритмов классификации, имеющихся в современных пакетах прикладных статистических программ (Statistica, SPSS и др.), позволил установить, что совместное использование иерархических и эвристических процедур представляет собой наиболее рациональный и перспективный подход при решении многих задач гидрометеорологии [Малинин, Чернышков, Гордеева, 2002]. При этом из иерархических процедур наибольшего предпочтения заслуживает агломеративный алгоритм Уорда, минимизирующий сумму квадратов расстояний для двух кластеров, формирование которых происходит на каждом шаге. Из эвристических алгоритмов, на наш взгляд, наиболее перспективным является итеративный метод *k-средних* (*k-means*).

Районирование на основе методов главных компонент или факторного анализа возможно в том случае, когда удастся настолько сильно сжать исходную информацию, что становится возможным ее визуальная классификация. Например, таким образом было выполнено районирование по характеру межгодовых колебаний ТПО для области Канарского архипелага [Малинин, Чернышков, Гордеева, 2002]. Для этого использовалась исходная матрица размером 16×52, т.е. ТПО в 16 двухградусных квадратах за

период с 1949 по 2000 г. В результате разложения оказалось, что первое собственное число описывает 83,6 % дисперсии, а второе – 8,9 % дисперсии. При этом в распределении первого собственного вектора выявилась высокая однородность в пространстве с малыми изменениями коэффициентов корреляции от точки к точке. В то же время в распределении второго собственного вектора были отмечены два района значимой корреляции: северный район – с положительной корреляцией, южный – с отрицательной корреляцией. Незначимые коэффициенты корреляции сформировали буферную зону, т.е. центральный район. В результате получено однозначное разбиение области Канарского апвеллинга на три района, причем классообразующим признаком оказался второй собственный вектор.

Еще один способ районирования непосредственно в пространстве факторных нагрузок (ФН) состоит в следующем. Пусть мы имеем исходную матрицу размером $m \times n$, где m – число точек, характеризующих пространство, а n – временная реализация ТПО в каждой точке пространства. В результате разложения получаем матрицу факторных нагрузок размером $k \times m$, где k – число общих факторов. В этой матрице последовательно отбирается каждая строка, имеющая длину k , и на ней выбирается максимальное значение факторной нагрузки. Поскольку число строк соответствует числу выделенных точек пространства, то получаем набор из m максимальных значений ФН. Если теперь нанести выделенные значения ФН для 1-го фактора, образующие 1-й класс, на карту, то получим 1-й район. Значения ФН для 2-го фактора будут соответствовать 2-му району и т.д. При условии территориальной связности точек число классов должно соответствовать числу районов.

Данный способ использован нами для районирования акватории Норвежского моря по характеру межгодовых колебаний ТПО [Малинин, Гордеева, 2003]. Исходная матрица ТПО имела размер 51×96 , в которой столбцы означают временной период (с 1951 по 2001 г.), а строки – точки сеточной области. В результате ее разложения было принято решение ограничиться первыми пятью общими факторами, описывающими 67 % дисперсии исходного поля ТПО. В каждой строке 5-мерного пространства были выделены максимальные значения ФН, в результате чего акватория моря

разделилась на пять квазиоднородных районов. Анализ полученных результатов позволил определить единственный латентный фактор, который определяет наиболее крупномасштабные закономерности межгодовых колебаний ТПО. Это – циркуляционный фактор или, другими словами, совокупность поверхностных течений, формирующих сложную систему циркуляции вод моря.

Комбинированный подход заключается в том, что вначале осуществляется сжатие информации, а затем с помощью алгоритмов кластерного анализа выполняется классификация либо в пространстве собственных векторов (факторных нагрузок), либо в пространстве главных компонент (общих факторов) в зависимости от способа построения матрицы исходных данных. Например, таким образом осуществлено районирование акватории Бенгельского апвеллинга по межгодовой изменчивости ТПО [Малинин, 2004]. В результате разложения исходной матрицы ТПО размером 29×54 , где столбцы – двухградусные квадраты, а строки – годы (с 1949 по 2002 г.), получено, что первые три ГК описывают около 90 % дисперсии поля ТПО. Затем в пространстве первых трех собственных векторов с помощью иерархического алгоритма Уорда строилась дендрограмма, которая позволила акваторию Бенгельского апвеллинга разбить на три квазиоднородных района (северный, центральный, южный).

2. Разбиение межгодового хода заданной характеристики на однородные градации.

В общем случае в гидрометеорологии принято делить временной ряд на три градации («ниже нормы», «норма», «выше нормы») или пять градаций, когда дополнительно вводятся градации «значительно ниже нормы» и «значительно выше нормы». При этом чаще всего в качестве критериев служат среднее арифметическое и доли стандартного отклонения. Например, к норме могут быть отнесены значения временного ряда, попадающие в интервал $\bar{X} \pm \sigma$, а те значения, которые лежат выше или ниже этого интервала относятся соответственно к градациям «выше нормы» и «ниже нормы». Отметим, что в качестве границы между классами используются также значения $0,67\sigma$, $0,8\sigma$, $1,5\sigma$, 2σ и т.п. Естественно, такое разделение на градации во многом является искусственным, поскольку не учитывает особенности внутренней структуры времен-

ного ряда. На наш взгляд, наиболее адекватное решение данной задачи может быть получено с помощью алгоритмов кластерного анализа и, прежде всего, методом *k-means*. Действительно, в этом случае значения временного ряда, отнесенные в одну градацию, оказываются наиболее близкими, в то время как различия между разными градациями, напротив, являются максимальными. При этом метод *k-means* обеспечивает возможность оптимального нахождения числа градаций, которое должно быть равно трем или пяти. Оптимальное число градаций находится по максимуму разности (отношения) между средним межклассовым и средним внутрикласовым расстояниями.

3. Выделение в годовом ходе квазиоднородных сезонов.

Обычно выделение однородных сезонов года осуществляется на основе тех или иных физических критериев. Но так же, как и в предыдущем случае, использование алгоритмов кластерного анализа наилучшим образом отвечает сущности данной задачи. При этом возможно несколько вариантов решения задачи, которые отличаются друг от друга главным образом способом задания исходных данных. Например, довольно часто используется вариант, когда для m точек пространства берутся среднесезонные месячные значения заданной характеристики или когда для одной точки пространства выбираются ее средние месячные значения за n лет. Разбиение на квазиоднородные сезоны довольно хорошо осуществляется с помощью алгоритмов иерархической классификации, когда в качестве метрики близости берется евклидово расстояние.

4. Типизация временной изменчивости гидрометеорологических данных

Смысл данной процедуры состоит в разбиении исходных (например, среднесезонных) полей большой размерности на сравнительное небольшое число компактных однородных групп (типов) с последующим распознаванием новых полей и отнесении их к уже известным типам. В этом случае появляется возможность более содержательного физического анализа гидрометеорологических процессов, а также построения новых методов прогноза их характеристик. По сути, речь идет о создании каталога с однородными состояниями заданного гидрометеорологического процесса. Таким

образом, данная задача близка по своему характеру методу аналогов [Груза, Ранькова, 1983], который широко используется в метеорологии в прогностической практике.

В принципе, задачу типизации временной изменчивости можно рассматривать как обратную задаче районирования акватории. Действительно, обе задачи могут быть осуществлены по одной и той же матрице исходных данных. Однако если в первом случае типизация временной изменчивости гидрометеорологической характеристики выполняется с учетом ее пространственных изменений, то в другом случае районирование акватории осуществляется уже по характеру временных колебаний этой характеристики в отдельных узлах акватории.

Указанные выше задачи рассматриваются далее применительно к различным гидрометеорологическим характеристикам ЮВ-ТО, причем для некоторых из них (например, ТПО) в полном объеме, для других (атмосферное давление) – в сокращенном виде.

Глава 2. **ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДАВЛЕНИЯ** **И АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ**

2.1. Формирование и изменчивость южнотихоокеанского антициклона

Достаточно подробное описание метеорологического режима Южного полушария, климатического распределения отдельных характеристик, синоптических процессов, теплового бюджета дается в работе [Метеорология Южного полушария, 1976]. В частности, в ней довольно детально рассматриваются географические закономерности и годовой ход атмосферного давления, которое, несомненно, относится к числу наиболее хорошо изученных метеорологических характеристик.

Ясно, что структура колебаний приземного атмосферного давления в Южном полушарии значительно проще вследствие более равномерного распределения суши и океана, а также наличия непрерывного океанического пространства. Распределение аномалий атмосферного давления на уровне моря и их межгодовой режим связаны с эффектом “seesaw”, или, другими словами, с синхронными противофазными колебаниями между умеренными и высокими широтами Южного полушария [Gong, Wang, 1999]. Кроме того, для Южного полушария характерно отсутствие выраженных квазистационарных центров действия атмосферы. В то же время Уокером еще в 1920 г. рассмотрен градиент давления между островом Таити и г. Дарвин (север Австралии), названный им индексом Южного Колебания (ЮК), не имеющий аналогов в Северном полушарии. По мнению многих исследователей, этот индекс в совокупности с явлением Эль-Ниньо инициирует изменчивость гидрометеорологических процессов чуть ли не в глобальном масштабе.

Вообще говоря, в Южном полушарии можно выделить две главные моды колебаний приземного атмосферного давления – это так называемая Южная Кольцевая мода (Southern Annular Mode [Thompson, Wallace, 2000]) и экваториально-тропическая мода.

Кольцевая мода определяется колебаниями в режиме "seesaw". Южная Кольцевая мода Южного полушария проявляется практически при всех типах колебаний давления в высоких широтах полушария. По существу, она отражает зональность переноса воздушных масс в умеренных и высоких широтах как основную характеристику местной атмосферы. Зонально-симметричное циркумполярное расположение аномалий давления разного знака послужило отправной точкой при вычислении индекса Антарктического Колебания (АК), определяемого как разница между средними величинами приземного атмосферного давления на 40 и 65° ю.ш. [Gong, Wang, 1999], т.е. на параллелях, характеризующих среднее положение стрежней соответствующих зон максимальных альтернативных колебаний давления. Естественно, индекс Антарктического Колебания служит показателем усиления или ослабления интенсивности зонального переноса воздушных масс. Его повышение приводит к усилению зональной компоненты ветра на величину от 1 до 2 м/с. При этом зона интенсивных западных ветров охватывает почти весь Южный океан до материкового шельфа Антарктиды с осью, расположенной вдоль полосы от 51 до 55° ю.ш. [Масленников, 2003]. При ослаблении АК отмечается обратные процессы.

Что касается экваториально-тропической моды, то она характеризуется индексом ЮК и показателями явления Эль-Ниньо. При положительных значениях ЮК, т.е. когда давление на о. Таити больше давления в г. Дарвин, наблюдаются интенсивный юго-восточный пассат, пониженные температуры поверхности океана в экваториальной зоне и вдоль Перуанского побережья, интенсивная циркуляция Уокера и слабо выраженная меридиональная циркуляция Хэдли, сравнительно интенсивный апвеллинг у побережья Америки и повышенный уровень океана на его противоположных берегах. При отрицательных аномалиях этого индекса происходит резкое ослабление юго-восточных пассатов, в результате чего повышенный уровень океана у берегов Азии начинает разрушаться и образуется обратный поток водных масс. Вследствие экваториального подповерхностного течения теплые массы воды довольно быстро достигают восточного побережья океана и здесь разделяются на две ветви. Южная ветвь, распространяющаяся вдоль берегов

Перу и представляет собой Эль-Ниньо [Малинин, 1997; Глобальный климат, 1987].

Заметим, однако, что противофазность в колебаниях давления между умеренными и высокими широтами проявляется неодинаково в разных районах. Так, в восточной части Тихого океана она выражена весьма слабо. По нашим данным корреляция атмосферного давления между 40 и 70° ю.ш. на долготе 100° з.д. оказалась незначимой во все сезоны года. Возможно, причиной этого является наличие высоких горных систем материков Южной Америки, способствующих более частому, чем в других местах, формированию блокирующей перемычки высокого давления [Renwick, 1998; Marques, Brahmananda Rao, 1999]. Тем не менее между этим барическим градиентом на долготе 100° з.д. и АК существует высокая статистическая связь ($r = 0,71$), причем зимой она несколько выше, а летом чуть ниже.

В целом пространственно-временная изменчивость (ПВИ) поля атмосферного давления Южного полушария исследована явно недостаточно. Особенно это касается рассматриваемого нами района ЮВТО, ибо основное внимание исследователи уделяли индексу Южного Колебания. Для изучения ПВИ давления в районе ЮВТО нами использовался архив среднемесячных значений атмосферного давления CDAS Reanalysis [NOAA NCEP-NCAR CDAS-1..., 2008] в узлах географической сетки с шагом 1,875° за период с 1949 по 2007 г. На рис. 2.1 представлена карта атмосферного давления на уровне океана за многолетний период времени. Наиболее важной закономерностью его является наличие достаточно отчетливо выраженного максимума давления – южнотихоокеанского антициклона (ЮТА), центр которого отмечается вблизи 32° ю.ш. и 95° з.д. Другой, более слабый, максимум давления отмечается над Австралией. Несомненно, что ЮТА – это наиболее мощный из всех субтропических антициклонов Южного полушария [Метеорология южного полушария, 1976]. В связи с этим естественно полагать, что изменчивость давления в центре ЮТА и его пространственные миграции будут в значительной мере определять не только метеорологический режим исследуемого района, но и влиять на тепловой бюджет и характер дрейфовых течений верхнего слоя океана.

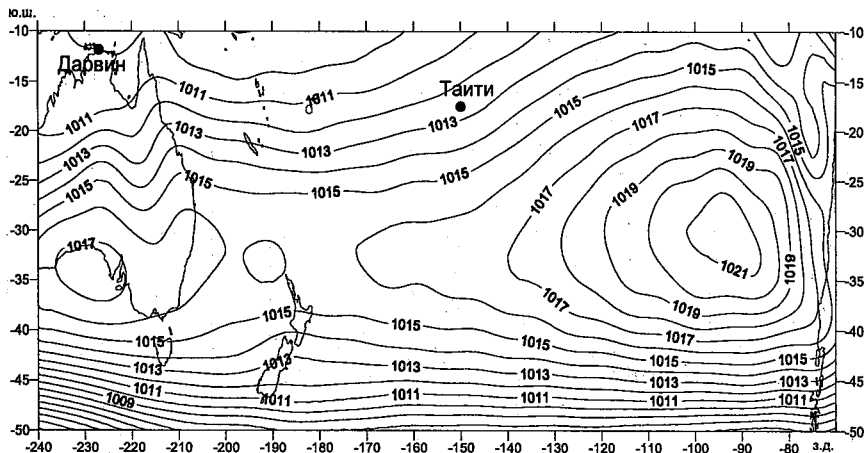


Рис. 2.1. Распределение среднегогодового атмосферного давления в юго-восточной части Тихого океана

Для нахождения числовых характеристик ЮТА определялось максимальное значение давления для каждого месяца. Этот центр давления и принимался за центр ЮТА. После чего снимались координаты широты и долготы центра ЮТА. Отметим, что в некоторых случаях на картах присутствовал второй максимум давления, обычно находящийся заметно западнее, как правило, в окрестностях 50° ю.ш. и 150° з.д., и имеющий большие значения давления в центре. В некоторых случаях первый максимум вообще не отмечался, а присутствовал только второй, который тогда принимался за основной. Однако таких случаев было только 20, что составляет менее 3 % от общей длины ряда. Среднемесячные значения характеристик ЮТА за период с 1949 по 2007 г. представлены в Приложении 1.

В табл. 2.1 приводится годовой ход характеристик ЮТА за рассматриваемый период времени. Как и следовало ожидать, достаточно хорошо выраженный годовой ход отмечается в изменениях давления, минимальное значение которого наблюдается в мае, а максимальное – в сентябре. Правда, размах колебаний сравнительно невелик – всего 4 гПа, в то время как размах колебаний азорского максимума составляет 5,7 гПа, а гавайского – 8,4 гПа [Смирнов, Воробьев, 2002].

Таблица 2.1

Годовой ход характеристик южнотихоокеанского антициклона (ЮТА)

Месяц	Давление	Долгота	Широта	Наличие второго максимума, %
Январь	1022,8	99,5	33,7	12,7
Февраль	1023,1	99,0	35,1	16,4
Март	1021,9	95,7	34,5	25,5
Апрель	1021,3	91,8	32,9	20,0
Май	1020,3	91,7	30,2	23,6
Июнь	1021,8	95,6	28,8	10,9
Июль	1022,4	93,4	28,4	9,1
Август	1023,5	93,7	29,5	14,5
Сентябрь	1024,4	94,3	30,4	5,5
Октябрь	1024,3	95,3	32,1	12,7
Ноябрь	1023,6	95,1	32,2	12,7
Декабрь	1022,8	96,8	33,0	10,9
Год	1022,7	95,2	31,7	14,5

Более существенными в течение года оказываются пространственные миграции ЮТА. Так, крайнее северное положение ЮТА занимает в июле, а крайнее южное – в феврале. В январе ЮТА занимает крайнее западное положение, а в апреле и мае – крайнее восточное. При этом изменчивость ЮТА по долготе существенно выше, чем по широте как внутри года, так и в межгодовом плане. Итак, в течение года ЮТА перемещается из крайнего юго-западного положения (январь–февраль) в крайнее северо-восточное положение (июнь) и обратно.

Рассмотрим более подробно частотную структуру ЮТА на основе гармонического анализа. Среднемесячные значения давления, широты и долготы подвергались классическому разложению Фурье с последующей оценкой полученных гармоник дисперсионным анализом [Вайновский, Малинин, 1991]. Действительно, вклад любой гармоники в общую дисперсию процесса D_x равен $k_i = A_i^2 / (2D_x)$, где A_i – амплитуда i -й гармоники. Одновременно его можно интерпретировать как коэффициент детерминации, поскольку $A_i^2 / 2 = D_i$, где D_i – дисперсия i -й гармоники. Тогда, извлекая корень из k_i , получаем коэффициент корреляции между данной гармоникой и исходным процессом, т.е. $r_i = (k_i)^{1/2}$.

Значимость величины r_i нетрудно оценить по критерию Стьюдента. Определив значимые гармоники и вычтя из дисперсии

исходного ряда их суммарную дисперсию, находим дисперсию остатков следующим образом:

$$D_{\varepsilon} = D_x - D_x \sum_{i=1}^p k_i,$$

где p – число значимых гармоник. Очевидно, в первом приближении величину D_{ε} можно рассматривать как дисперсию случайного процесса, близкого к модели белого шума.

В результате расчетов среднемесячных значений характеристик ЮТА было выяснено, что значимые на уровне $\alpha = 0,05$ гармоники во всех трех характеристиках отмечаются только для периодов 12 и 6 месяцев, причем максимальный вклад, составляющий около 25 %, дает годовая гармоника изменений широты ЮТА. Вклад годовой гармоники для давления в центре ЮТА равен 17,4 %, а изменений долготы ЮТА – только 4 %. Максимальный вклад полугодовой гармоники отмечается для давления (3,6 %), для пространственных смещений ЮТА он еще меньше.

Несколько по иному обстоит дело, если рассчитать указанные гармоники для среднесноголетнего годового хода ЮТА, поскольку в этом случае дисперсия исходных переменных резко уменьшается, а случайные отклонения в значительной степени нивелируются (табл. 2.2). Так, вклад годовой волны для пространственных смещений ЮТА возрастает до 82 % по широте и почти до 49 % по долготе. Резко увеличивается и вклад полугодовой гармоники, которая для смещений ЮТА по долготе превышает 24 %. Из приведенных в табл. 2.2 гармоник только полугодовая для широты положения ЮТА оказывается незначимой на уровне $\alpha = 0,05$.

Таблица 2.2

Оценки гармонического анализа среднесноголетнего годового хода характеристик ЮТА

Характеристика	Годовая гармоника			Полугодовая гармоника		
	амплитуда	дисперсия	коэффициент детерминации, %	амплитуда	дисперсия	коэффициент детерминации, %
Давление, гПа	1,46	1,07	70,8	0,66	0,22	14,4
Широта, °	2,9	4,2	82,0	0,9	0,44	8,6
Долгота, °	2,4	2,91	48,6	1,7	1,47	24,6

На рис. 2.2 приводится климатический годовой ход ЮТА в координатах широта-долгота и его аппроксимация суммой годовой и полугодовой гармоник. Нетрудно видеть, что наилучшее соответствие отмечается в теплый (ноябрь–март) период года, а наибольшие расхождения характерны для зимы. При этом основной вклад полугодовой гармоник проявляется в зимний период (май–октябрь), когда она «уводит» ЮТА на север. В остальные месяцы года годовая гармоника доминирует. В июне отмечается максимальное расхождение между фактическим и вычисленным положением ЮТА, которое проявляется главным образом по долготе. Расхождения по широте существенно меньше почти во все сезоны года, так как сумма обеих гармоник описывает более 90 % дисперсии смещений по широте и только 73 % дисперсии смещений по долготе.

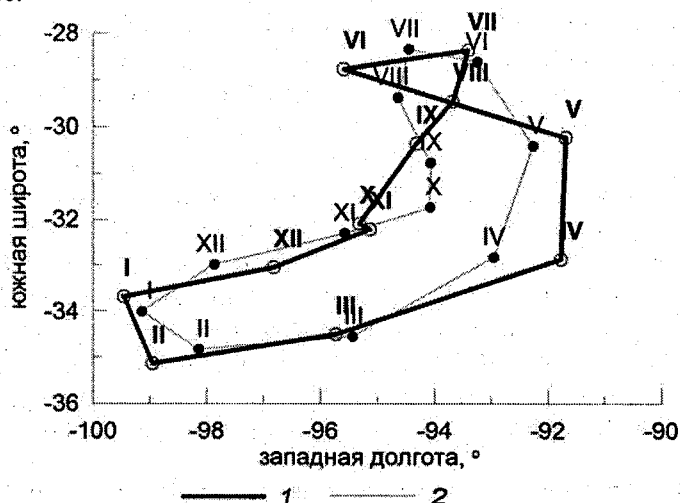


Рис. 2.2. Климатический годовой ход ЮТА (2) в координатах широта-долгота и его аппроксимация суммой годовой и полугодовой гармоник (1).

Первичные статистические характеристики межгодовых колебаний параметров ЮТА приводятся в табл. 2.3, из которой видно, что наибольшая изменчивость характерна для миграций ЮТА по долготе. При этом все три параметра ЮТА имеют резко асимметричные распределения. Но если распределение в давлении и долготе скошено в сторону отрицательных отклонений от среднего, то

распределение по широте скошено в сторону положительных отклонений.

Таблица 2.3.

**Первичные статистические характеристики параметров ЮТА
за период с 1949 по 2007 г.**

Характеристика	Среднее значение	Стандартное отклонение	Коэффициент асимметрии	Коэффициент эксцесса	Коэффициент детерминации линейного тренда
давление, гПа	1022,7	1,1	0,39	-0,15	0,02
широта, °	-31,7	1,2	-0,36	0,01	0,00
долгота, °	-95,2	2,3	0,26	-0,08	0,02

Отметим, что в межгодовых колебаниях характеристик ЮТА отсутствует значимый линейный тренд, но в то же время присутствует нелинейный тренд (рис. 2.3).

Однако значимым по критерию Стьюдента на уровне значимости $\alpha = 0,05$ является только тренд изменений ЮТА по широте. Примерно до середины 70-х годов XX в. ЮТА медленно смещался к северу, а затем начал движение на юг. Анализ внутренней структуры временных рядов с помощью автокорреляционной и спектральной функций показал, что межгодовые колебания давления ЮТА и его смещения по долготе можно рассматривать как случайный процесс, развивающийся по типу модели «белого шума». В тоже время изменения ЮТА по широте – это процесс, представляющий совокупность «красного шума» и циклического колебания. Период циклического колебания составляет около 5 лет, а его вклад в дисперсию временного ряда достигает 23 %.

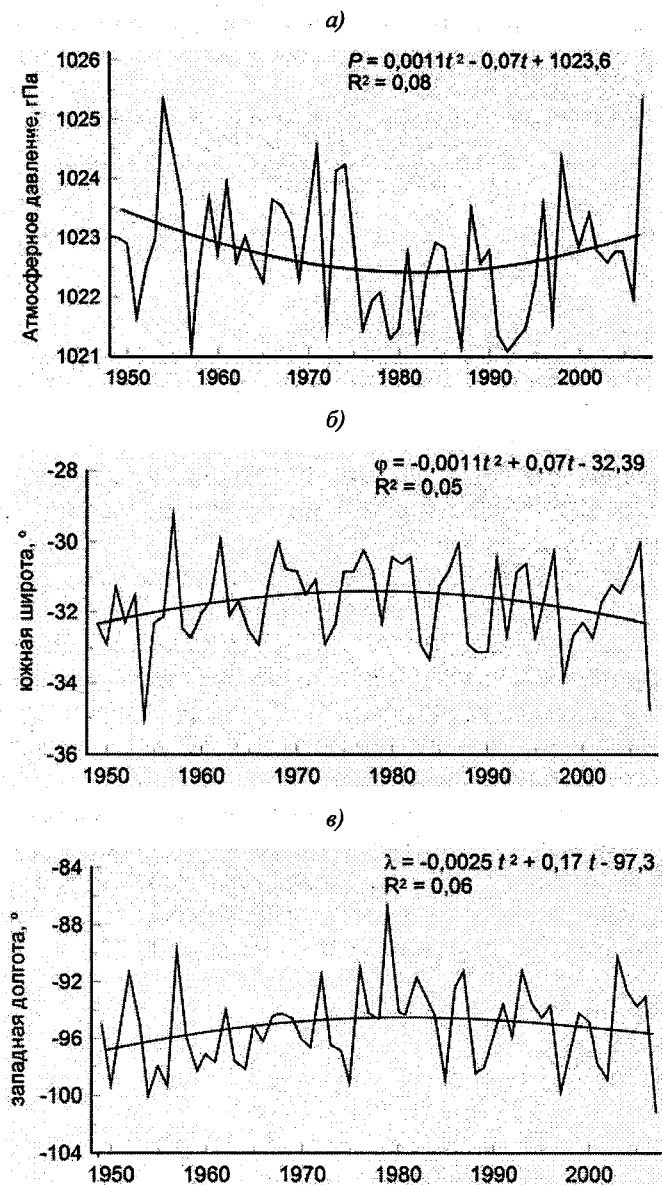


Рис. 2.3. Межгодовой ход давления в центре (а), миграций по широте (б) и долготе (в) южнотихоокеанского антициклона и их нелинейные тренды

2.2. Классификация фаз развития южнотихоокеанского антициклона

Как было показано выше, ЮТА испытывает значительные внутригодовые и межгодовые пространственные смещения и одновременно колебания во времени. Поэтому обратимся к табл. 2.4, в которой приводятся выборочные оценки корреляции между средними годовыми значениями характеристик южнотихоокеанского антициклона. Как следует из табл. 2.4, все коэффициенты корреляции являются значимыми на уровне $\alpha = 0,05$. Достаточно очевидно, что смещение ЮТА на юг сопровождается движением его на запад. При этом давление в центре ЮТА увеличивается. Естественно, что при смещении ЮТА в противоположную сторону отмечается тенденция к уменьшению давления.

Таблица 2.4

Корреляционная матрица между средними годовыми значениями характеристик южно-тихоокеанского антициклона (верхний треугольник) и их скользящими 5-летними средними (нижний треугольник)

Характеристика	Давление	Широта	Долгота
Давление	1	-0,65	-0,61
Широта	-0,74	1	0,49
Долгота	-0,40	0,63	1

Рассмотрим более подробно задачу выявления однородных фаз развития в межгодовых колебаниях ЮТА, когда определенным пространственным положениям ЮТА соответствует то или иное давление в его центре. Очевидно, данная задача может быть решена на основе классического кластерного анализа. С этой целью была сформирована матрица, строками которой являлись годы за период с 1949 по 2007 г., а столбцами – значения переменных: широты, долготы и давления в центре ЮТА. Вначале методом кластерного анализа была построена дендрограмма разбиения матрицы на классы и выбрано оптимальное разбиение. При этом использовался метод иерархической классификации Уорда с евклидовой метрикой в качестве меры близости (рис. 2.4).

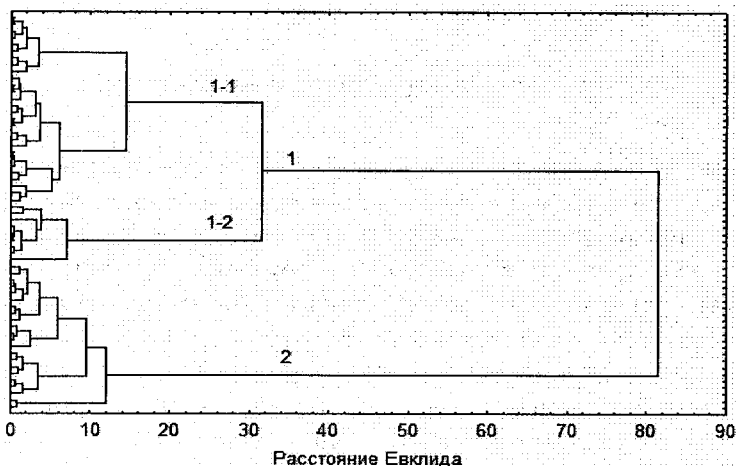


Рис. 2.4. Дендрограмма разбиения среднегодовых значений параметров ЮТА на классы.

Как видно из рис. 2.4, отчетливо выделяются три класса. Дополнительная проверка кластеризации с использованием критериев Стьюдента и Фишера подтвердила, что указанное разбиение является оптимальным. Особенности разбиения среднегодовых характеристик ЮТА на эти классы в координатах широта–долгота представлены на рис. 2.5, из которого следует, что класс 2 занимает крайнее западное положение, класс 1-1 – в основном в центральное, а класс 1-2 – преимущественно северное и восточное положение.

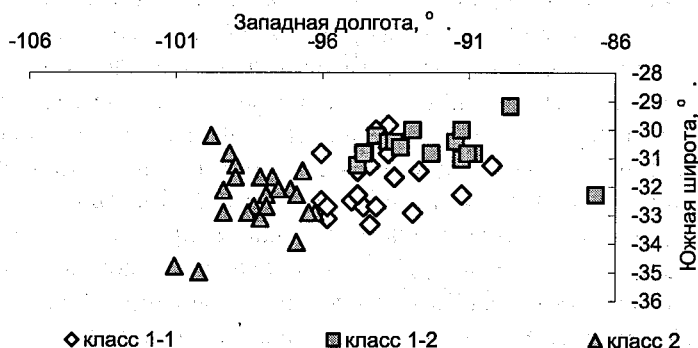


Рис. 2.5. Распределение среднегодовых характеристик ЮТА за период с 1949 по 2007 гг. в координатах широта–долгота

После этого для каждого класса были рассчитаны средние значения и стандартные отклонения (СТО) характеристик ЮТА (табл. 2.5). Как и следовало ожидать, для первого класса (1–1) характерно среднее положение ЮТА по широте и долготе и средне-многолетнее давление в его центре с относительно малой изменчивостью по широте.

Таблица 2.5

**Статистические характеристики межгодовых колебаний
южнотихоокеанского антициклона за период с 1949 по 2007 г.
для выделенных на рис. 2.4 классов**

Номер класса	Давление в центре, гПа		Широта, в градусах		Долгота, в градусах	
	среднее	СТО	среднее	СТО	среднее	СТО
1–1	1022,8	2,3	31,8	3,8	94,1	5,1
1–2	1021,5	2,3	30,6	4,8	92,2	6,5
2	1023,6	2,2	32,4	6,0	98,2	3,0
Среднее	1022,7	2,4	31,7	5,1	95,2	12,4

Классы 1–2 и 2 взаимно противоположны. Для первого из них свойственно северо-восточное положение ЮТА с минимальным давлением в центре, а для другого – юго-западное положение ЮТА с максимальным давлением. По существу, класс 1–2 соответствует пространственным миграциям ЮТА в зимний период года, а класс 2 – его миграциям в летний период. При этом пространственная изменчивость ЮТА внутри класса 1–2 существенно выше по сравнению с классом 2.

На рис. 2.6 представлено пространственное распределение давления для трех выделенных классов барических ситуаций. Как следует из рис. 2.6, распределение давления для класса 1–1 практически полностью совпадает со среднемноголетним давлением в ЮВТО. При смещении ЮТА на северо-восток (рис. 2.6, б) происходит общее ослабление давления, причем не только в центре ЮТА, но и во всей области ЮВТО. Смещение ЮТА на юго-запад, наоборот, способствует общему усилению атмосферного давления над всей областью ЮВТО (рис. 2.6, в).

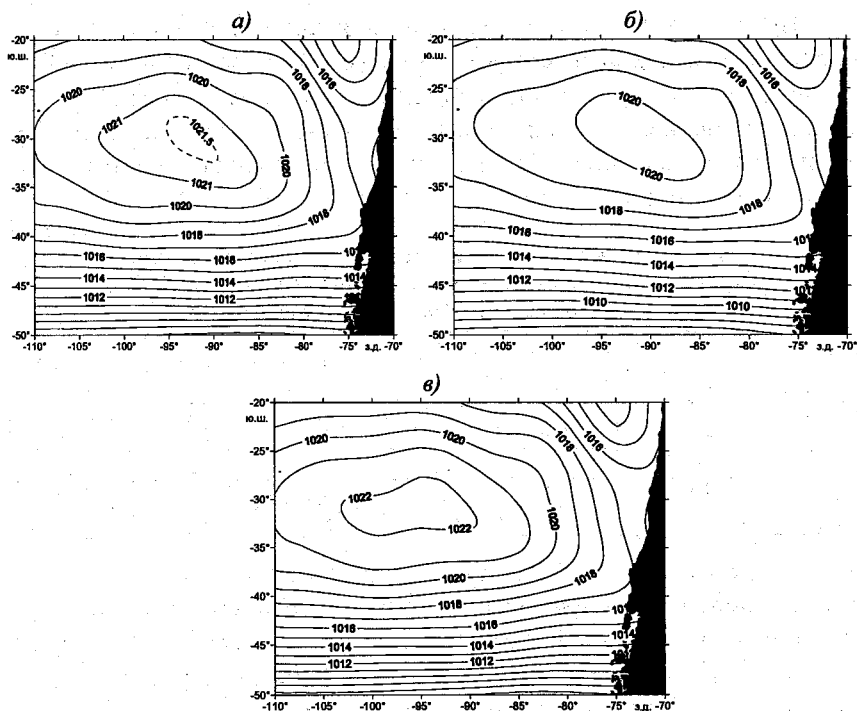


Рис. 2.6. Распределение среднего атмосферного давления для трех классов барических ситуаций: а) – класс 1-1, б) – класс 1-2, в) – класс 2.

Межгодовая повторяемость выделенных типовых барических ситуаций за рассматриваемый период дается на рис. 2.7. Нетрудно видеть, что класс 1-1 встречается 21 раз, что составляет 35,6 %, класс 1-2 встречается 16 раз, или 27,1 %, а класс 2 – 22 раза или 37,3 %. Следовательно, ЮТА значительно чаще мигрирует на запад и юго-запад, чем на север и северо-восток. При этом смещение его в западном направлении наиболее часто происходило до середины 70-х годов прошлого столетия (14 раз), в том числе трижды встречались серии из трех лет.

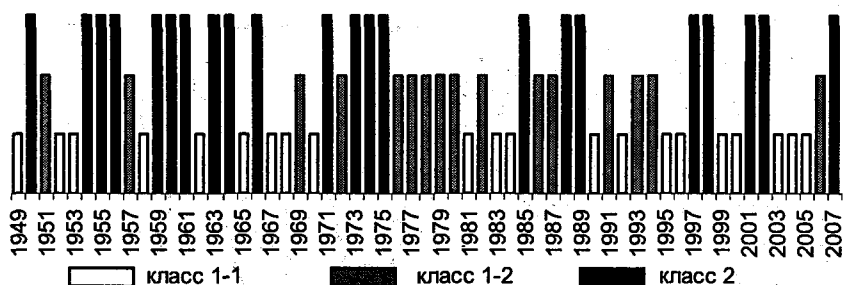


Рис. 2.7. Межгодовая повторяемость трех типовых барических ситуаций за период с 1949 по 2007 г.

Смещение ЮТА к северо-востоку происходило преимущественно в период с 1976 по 1995 г., когда оно отмечалось 11 раз или почти в 70 % случаях. Что касается «нормальных» условий поля давления (класс 1–1), то они распределены во времени почти равномерно и только один раз наблюдалась серия из трех лет.

Отметим, что близкая задача рассматривалась в работе [Тимохин, 2007], в которой приводятся результаты типизации характеристик ЮТА по их внутригодовым колебаниям с помощью кластерного анализа. Выделено также три класса. В первом классе ЮТА занимает северное и восточное положение; во втором – южное и западное, а в третьем – некоторое промежуточное положение между первыми двумя. Естественно, это полностью соответствует годовому ходу ЮТА, приведенному на рис.2.2.

Взаимный корреляционный анализ характеристик ЮТА с другими крупномасштабными метеорологическими параметрами показал наличие с некоторыми из них довольно высокой значимой корреляции. В частности, отмечается синхронная положительная связь давления ЮТА с давлением в центре Гавайского максимума ($r = 0,46$), индексом Южного Колебания SOI ($r = 0,81$) и обратная связь с индексом явления Эль-Ниньо (Nino3.4, $r = -0,67$). В качестве примера на рис. 2.8 дается сопоставление пятилетних скользящих средних давления в центре ЮТА и индекса SOI. Как известно, этот индекс представляет нормированную разность давления между о. Таити и г. Дарвин (Австралия). Одновременное повышение давления на о. Таити и в центре ЮТА приводят к усилению индекса SOI.

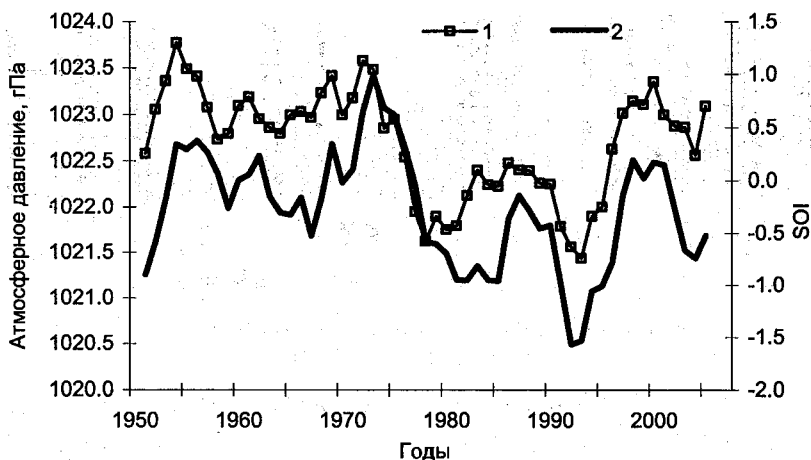


Рис. 2.8. Сопоставление пятилетних скользящих средних значений давления в центре ЮТА (1) и индекса SOI (2).

2.3. Пространственно-временная изменчивость поля давления

Исследование ПВИ поля давления осуществлено с помощью факторного анализа [Малинин, Гордеева, 2003]. С этой целью для района от 70° до 160° з.д. и от 10° до 50° ю.ш. была сформирована матрица, состоящая из 629 столбцов (узлы сеточной области) и 55 строк (среднегодовые значения давления с 1949 по 2003 г.). В результате разложения ее методом главных факторов было принято решение ограничиться первыми четырьмя факторами, которые описывают 81 % дисперсии исходного поля давления. Значения общностей не оценивались, а вторичное вращение методом варимакс Кайзера осуществлялось непосредственно по корреляционной матрице размером 629×629 . Оценки вкладов факторов после вращения приведены в табл. 2.6.

После этого было выполнено районирование поля давления по характеру его межгодовых колебаний в пространстве первых четырех факторных нагрузок (ФН). Методология районирования заключалась в следующем [Гордеева, Малинин, 2003]. Для факторной матрицы размером 4×629 последовательно отбиралась каждая строка, имеющую длину $k = 4$, и на ней выбиралось максимальное

значение ФН. Поскольку число строк соответствует числу узлов, т.е. 629, то получаем набор из 629 значений ФН. Если теперь навести выделенные максимальные значения ФН для первого фактора, образующие 1-й класс, на карту, то получим 1-й район. Значения ФН для 2-го фактора будут соответствовать 2-му району и т.д. В результате рассматриваемая акватория океана разделится на четыре района (рис. 2.9).

Таблица 2.6

Статистические характеристики первых четырех факторов давления за период с 1949 по 2003 г.

Характеристика		1-й фактор	2-й фактор	3-й фактор	4-й фактор
Число точек сеточной области с максимальными факторными нагрузками		256	99	227	47
Вклад в дисперсию поля давления, %		32	14	27	8
Минимальное предельное значение факторных нагрузок (ФН)		0,51	0,51	0,55	0,57
Среднее давление, гПа		1017	1012	1014	1010
Коэффициент детерминации нелинейного тренда		0,01	0,46	0,09	0,17
Корреляция	1-й фактор	1	0,16	0,69	0,28
	2-й фактор	—	1	0,11	0,50
	3-й фактор	—	—	1	0,18
	$P_{ЮТА}$	0,79	0,46	0,60	0,36
	$\Phi_{ЮТА}$	0,49	0,48	0,28	0,16
	$\lambda_{ЮТА}$	-0,45	-0,35	-0,35	0,00
	ЮК	0,69	0,25	0,72	0,26
	АК	0,44	0,01	0,22	0,27

Кроме того, в табл. 2.6 приводятся минимальные предельные значения ФН, по которым осуществлялось выделение районов, а также число узлов, входящих в район. Естественно, что наибольшее число узлов соответствует первому фактору, дающему максимальный вклад в дисперсию поля, а наименьшее — четвертому фактору, имеющему наименьшее собственное число.

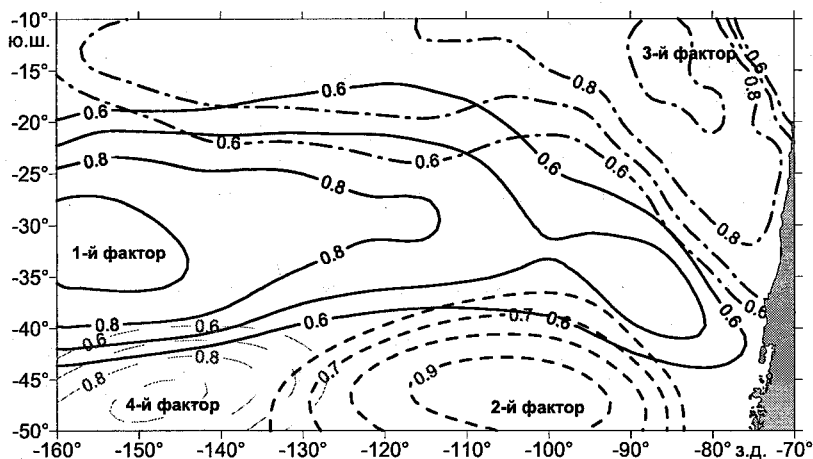


Рис. 2.9. Районирование акватории ЮВТО по характеру межгодовых колебаний давления методом факторного анализа.

Как видно из рис. 2.9, первый район охватывает центральную зону, ось которой проходит вблизи 30° ю.ш., захватывая в том числе и область ЮТА. Второй район расположен в юго-западной части, а четвертый – в юго-восточной части рассматриваемой области. Наконец, третий район, который по значимости дает второй вклад в дисперсию поля, занимает тропические широты и только на востоке вблизи побережья Южной Америки он опускается до 37° ю.ш. Итак, акватория рассматриваемой нами области ЮВТО находится по сути под влиянием двух факторов: первого и третьего.

Поскольку расчет общих факторов по сформированной исходной матрице 629×55 невозможен, то для каждого выделенного района осуществлялось осреднение годовых значений давления по числу узлов. Межгодовой ход давления в квазиоднородных районах с нанесенными на них нелинейными трендами приводится на рис. 2.10, а их коэффициенты детерминации даны в табл. 2.6. Тренды для первого и третьего районов по критерию Стьюдента на уровне $\alpha = 0,05$ являются незначимыми. Во втором районе отмечается наиболее мощный тренд, вклад которого в дисперсию исходного поля достигает почти 50 %.

Весьма важно, что колебания давления в этих районах тесным образом связаны с другими параметрами барического поля атмо-

сферы. Давление в первом районе имеет высокую положительную корреляцию с давлением в центре ЮТА ($r = 0,79$) и индексом Южного Колебания ($r = 0,69$), а также значимую корреляцию с индексом Антарктического Колебания и со смещениями ЮТА по широте и долготе. Кроме того, высокая корреляция отмечается в колебаниях давления в третьем районе с $P_{\text{ЮТА}}$ и особенно с ЮК ($r = 0,72$).

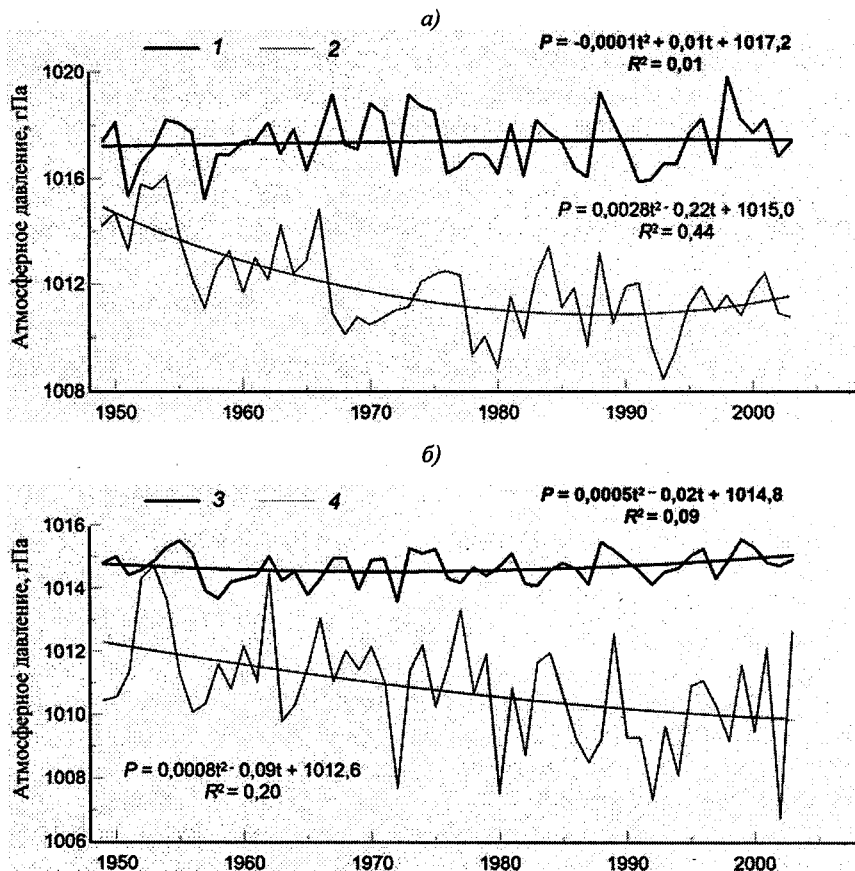


Рис. 2.10. Межгодовой ход и нелинейные тренды атмосферного давления в квазиоднородных районах 1, 2 (а) и 3, 4 (б) ЮВТО

2.4. Сезонная и межгодовая изменчивость антарктического колебания в тихоокеанском секторе

Одним из важнейших индексов интенсивности зонального переноса воздушных масс над Мировым океаном южнее 40° ю.ш. является индекс Антарктического Колебания (ААК), предложенный в работе Гонга, Ванга [Gong, Wang, 1999]. Этот индекс был вычислен как разность между нормализованными зонально-осредненными среднемесячными значениями приземного атмосферного давления на 40° и 65° ю.ш., т.е. на параллелях, характеризующих среднее положение стрежней соответствующих зон максимальных альтернативных колебаний давления. В дальнейшем был [Смирнов, Саруханян, Розанова, 2004] предложен индекс так называемого Южно-Полярного колебания (SPO), который представляет собой первую главную компоненту разложения выборки, состоящей из четырех пар разностей давления в зимний период на двух парах станций (Порт-Элизабет – Новолазаревская, Олбани – Кейси) и двух меридиональных разрезов по 0° и 90° в.д. на широтах 30° и 60° ю.ш. По мнению авторов, данный индекс более адекватно отражает характер зонального переноса по сравнению с ААК, поскольку «...зональное осреднение давления по широте сглаживает пространственные особенности атмосферной циркуляции».

Естественно, что оба указанных индекса не в полной мере отражают особенности атмосферной циркуляции над восточной частью тихоокеанского сектора. Поэтому нами был предложен региональный аналог ААК [Гордеева, Малинин, 2005]. В качестве реперной точки умеренных широт взята точка с координатами 30° ю.ш. и 100° з.д., вблизи которой находится центр ЮТА, и точка с координатами 70° ю.ш. и 100° з.д., находящаяся в зоне интенсивного циклогенеза. В результате за период с 1949 по 2007 гг. по данным архива CDAS, получены среднемесячные значения этого индекса, названного нами $АК_T$ – *антарктическое колебание тихоокеанское*. Данный индекс отражает интенсивность зонального геострофического переноса в этом секторе полушария.

Среднемесячные значения индекса $АК_T$ приводятся в Приложении 2, а его первичные статистические характеристики даются в табл. 2.7. Весьма важно, что изменчивость давления на широте 70° в несколько раз больше, чем на широте 30° . Вследствие этого

именно от него зависит изменчивость индекса AK_T . Действительно, корреляция зимних, летних и годовых значений AK_T с давлением на широте 70° равна $r = -0,97$, в то время как с давлением на широте 30° она составляет только $r = 0,3-0,4$.

Таблица 2.7

Первичные статистические характеристики индекса AK_T

Период	Среднее, гПа			Стандартное отклонение, гПа		
	30° ю.ш.	70° ю.ш.	AK_T	30° ю.ш.	70° ю.ш.	AK_T
Зима	1020,3	988,7	31,6	1,40	5,31	5,73
Лето	1021,8	985,2	36,6	1,28	4,98	5,22
Год	1021,0	987,0	34,0	1,12	4,58	4,79

Обратимся теперь к рис. 2.11, на котором приводится средне-многолетний сезонный ход индекса AK_T и давления в отдельных точках за период с 1949 по 2007 гг.

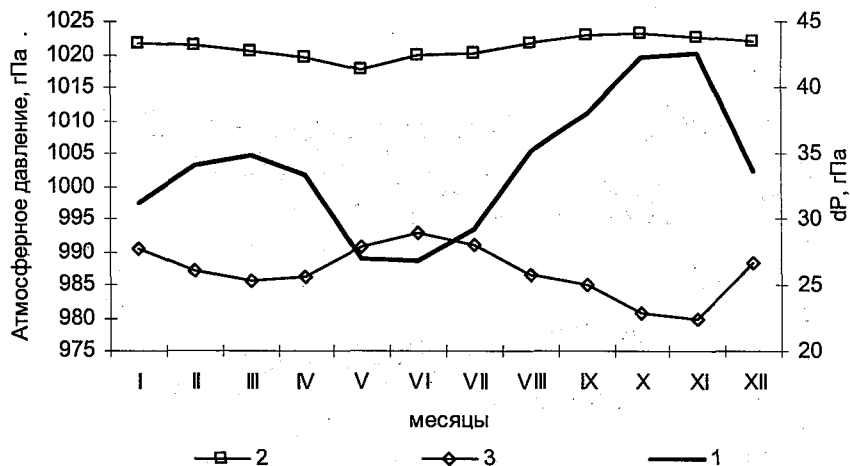


Рис. 2.11. Внутригодовой ход индекса $AK_T(I)$, давления в точке с координатами 30° ю.ш. и 100° з.д. (2) и с координатами 70° ю.ш. и 100° з.д. (3) за период с 1949 по 2007 г.

Нетрудно видеть, что в индексе AK_T отчетливо выражены две полугодовые волны с существенно различной амплитудой. Основной максимум отмечается весной (октябрь–ноябрь), а второй – осенью (март). Соответственно минимумы в давлении наблюдаются в мае–июне и январе. Причиной этого являются главным обра-

зом особенности годового хода давления в точке с координатами 70° ю.ш. и 100° з.д. Действительно, оно минимально в мае и максимально в октябре.

Межгодовой ход индекса AK_T приводится на рис. 2.12. Наиболее важной его закономерностью является наличие хорошо выраженного положительного линейного тренда, который описывает почти половину (48 %) дисперсии исходного процесса. Естественно, что на широте 70° отмечается такой же отчетливо выраженный тренд, обратный индексу AK_T , вклад которого в дисперсию ряда даже выше (57 %). На широте 30° тренд отсутствует. Наши результаты в общем соответствуют выводам работы [Чернега, 1991], в которой показано, что, начиная с середины 70-х годов XX в. происходит ослабление прибрежного пассата и усиление западного переноса в умеренных широтах, а также зональных процессов над всей акваторией ЮВТО.

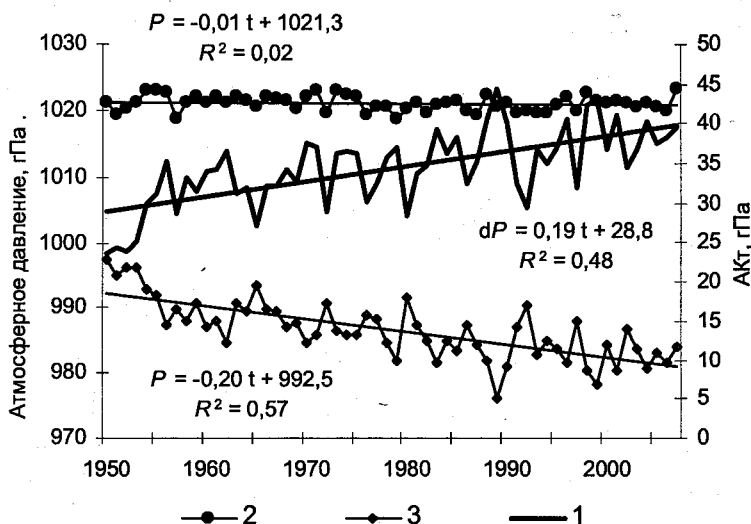


Рис. 2.12. Межгодовой ход индекса AK_T (1) и давления в точке с координатами 30° ю.ш. и 100° з.д. (2) и с координатами 70° ю.ш. и 100° з.д. (3) за период с 1949 по 2007 г.

Индекс AK_T слабо коррелирован с ЮТА и ЮК, абсолютно не связан с индексом SPO и хорошо коррелирован с АК ($r = 0,66$). На рис. 2.13 приводится сопоставление 5-летних скользящих средних

значений индексов ААК и АК_Т. Нетрудно видеть, что основные закономерности изменчивости почти полностью совпадают, причем в индексе ААК также отчетливо выражен тренд.

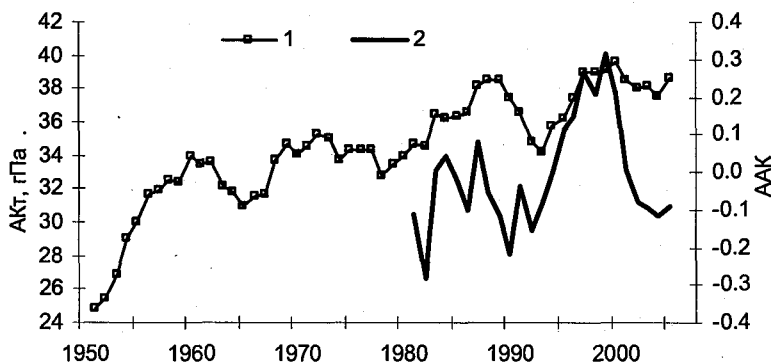


Рис. 2.13. Межгодовой ход 5-летних скользящих средних значений индексов АК_Т (1) и ААК (2).

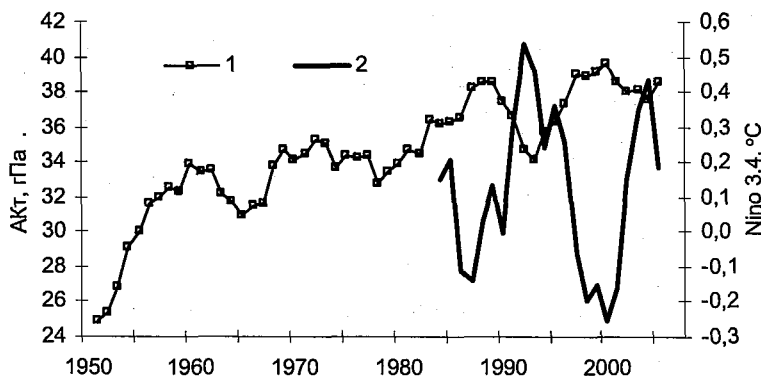


Рис. 2.14. Сопоставление 5-летних скользящих средних значений индекса АК_Т (1) и аномалий температуры воды в экваториальной зоне (Nino3.4) (2).

Кроме того, для индекса АК_Т отмечается отчетливо выраженная отрицательная связь с различными индексами, характеризующими явление Эль-Ниньо. В качестве примера на рис. 2.14 приводится сопоставление 5-летних скользящих средних значений межгодовых колебаний АК_Т и аномалий температуры воды в десятиградусном многоугольнике между 5° с.ш. и 5° ю.ш. от 120 до

150° з.д. (Nino3.4). Из рис. 2.14 видно, что температура воды в экваториальной зоне повышается при ослаблении зонального переноса воздушных масс в южно-тихоокеанском регионе.

На рис. 2.15 приводится периодограмма межгодовых колебаний индекса AK_T после исключения из временного ряда трендовой компоненты. Максимальный вклад в дисперсию исходного процесса дает гармоника с периодом 14,5 лет и составляет почти 16 %. Вклад двух других значимых гармоник (4,8 и 5,2 года) примерно одинаков и равен 8 %. Таким образом, межгодовая изменчивость индекса AK_T носит преимущественно случайный характер. Суммарный вклад тренда плюс значимых гармоник в дисперсию исходного процесса составляет $48 + 16,6 = 64 \%$.

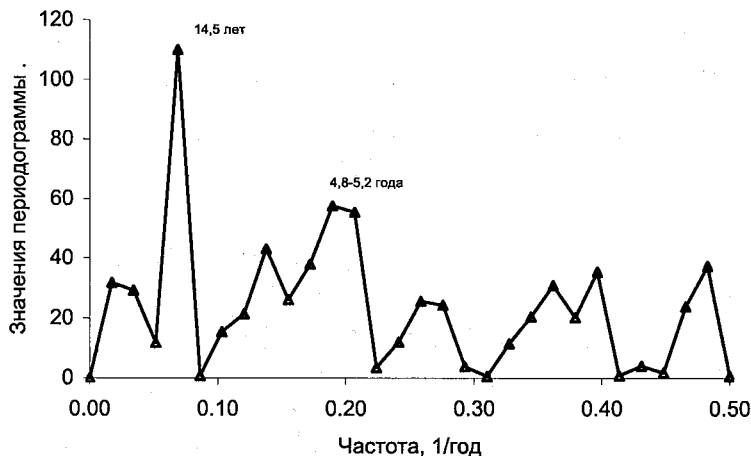


Рис. 2.15. Спектральный анализ средних годовых значений индекса AK_T за период с 1949 по 2007 г.

2.5. О взаимосвязи поля давления с атмосферной циркуляцией

Как уже указывалось выше, структура барического поля в ЮВТО представлена двумя основными формами планетарного масштаба: субантарктической депрессией, опоясывающей Антарктиду, и субтропическим поясом высокого давления, представленным в виде южнотихоокеанского антициклона. В поле атмосферного давления может быть выделен фронт, которым, как известно,

называется бароклинная поверхность раздела между двумя баротропными воздушными массами в атмосфере. Антициклоническая область в субтропиках и циклоническая в субантарктике разделена полярным фронтом, положение которого приблизительно соответствует субантарктическому гидрологическому фронту. Полярный фронт разделяет районы с воздухом умеренных широт от районов, где преобладает тропический воздух.

Естественно, следует различать понятия синоптический фронт и климатический фронт. Первый является следствием изменений синоптических процессов, а второй представляет собой результат осреднения положения синоптического фронта за длительный промежуток времени. Как показано в работе [Метеорология южного полушария, 1976], летом хорошо выраженный полярный фронт опоясывает полушарие в полосе от 44° до 46° ю.ш. Кроме того, вторичный фронт идет от точки с координатами 30° ю.ш. и 150° з.д. к району слияния его с основным фронтом вблизи долготы 90° з.д. Выделение полярного фронта в зимний период более затруднительно вследствие большей однородности синоптических процессов в атмосфере. Тем не менее сдвиг его положения к северу достаточно очевиден.

Южнее 30° ю.ш. в течении всего года наблюдается ветер преимущественно западных направлений. В восточной части умеренных широт западные ветры постепенно меняются на южные. Зимой между 35° и 45° ю.ш., а летом между 40° и 50° ю.ш. расположен южный полярный фронт. Примерно на 40° ю.ш. резко возрастают градиенты атмосферного давления, и здесь преобладают сильные и устойчивые западные ветры со средней скоростью от 8 до 11 м/с [Промыслово-океанологические исследования..., 2002].

Непрерывно возникающие циклоны продвигаются вдоль фронта в направлении с запада и северо-запада на восток и юго-восток. В умеренном и субтропическом поясе повторяемость циклонов существенно меняется от лета к зиме. Зимой наблюдается наибольшая повторяемость циклонов над океаническими районами и уменьшение повторяемости над самим континентом. Средняя скорость перемещения циклонов мало изменяется по сезонам и равняется 40 км/ч. Зимой циклоны проходят с несколько большей скоростью. Скорость перемещения циклона полярного фронта выше, чем в субантарктической зоне. Для зоны полярного фронта

характерны циклоны с давлением в центре около 990 гПа. Над южной частью района, южнее 45° ю.ш., в умеренной климатической зоне преобладает полярная воздушная масса. Между тропической и полярной располагается субтропическая воздушная масса. В области субтропического пояса антициклогенез ярко выражен во все времена года.

Достаточно очевидно, что изменчивость барического поля должна приводить к перестройке атмосферной циркуляции. На рис. 2.16 представлено среднееголетнее распределение приводного ветра. Нетрудно видеть, что в целом характер атмосферной циркуляции хорошо соответствует положению поверхностных течений в океане. Так, над Южно-Тихоокеанским течением (ЮТОТ) преобладает зональный перенос, который над Перуанским течением переходит в южный перенос. Кроме того, отчетливо выражен антициклонический круговорот циркуляции, центр которой практически совпадает с центром ЮТА. Максимальные значения скорости зонального потока отмечаются в южной части, а максимальные значения меридионального потока – на крайнем северо-западе района.

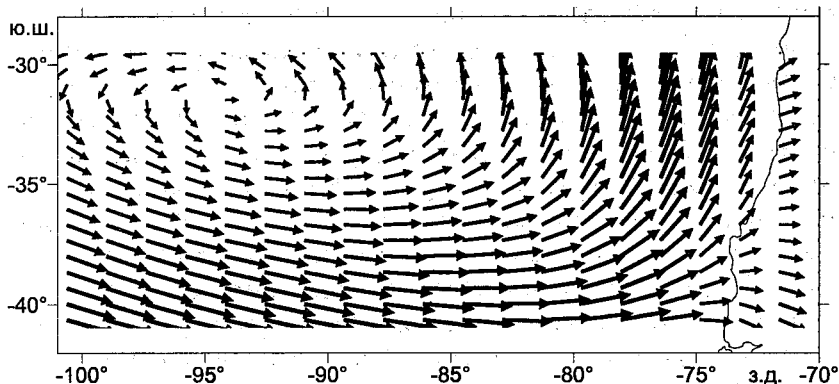


Рис. 2.16. Среднееголетнее распределение ветра в приводе атмосферы над акваторией ЮВТО.

Для оценки степени взаимосвязи барического поля с атмосферной циркуляцией нами выполнен расчет и построены карты изокоррелят всех среднегодовых характеристик ЮТА (P , ϕ , λ) с годовыми значениями зональной и меридиональной компонент приводного ветра (рис. 2.17 и 2.18).

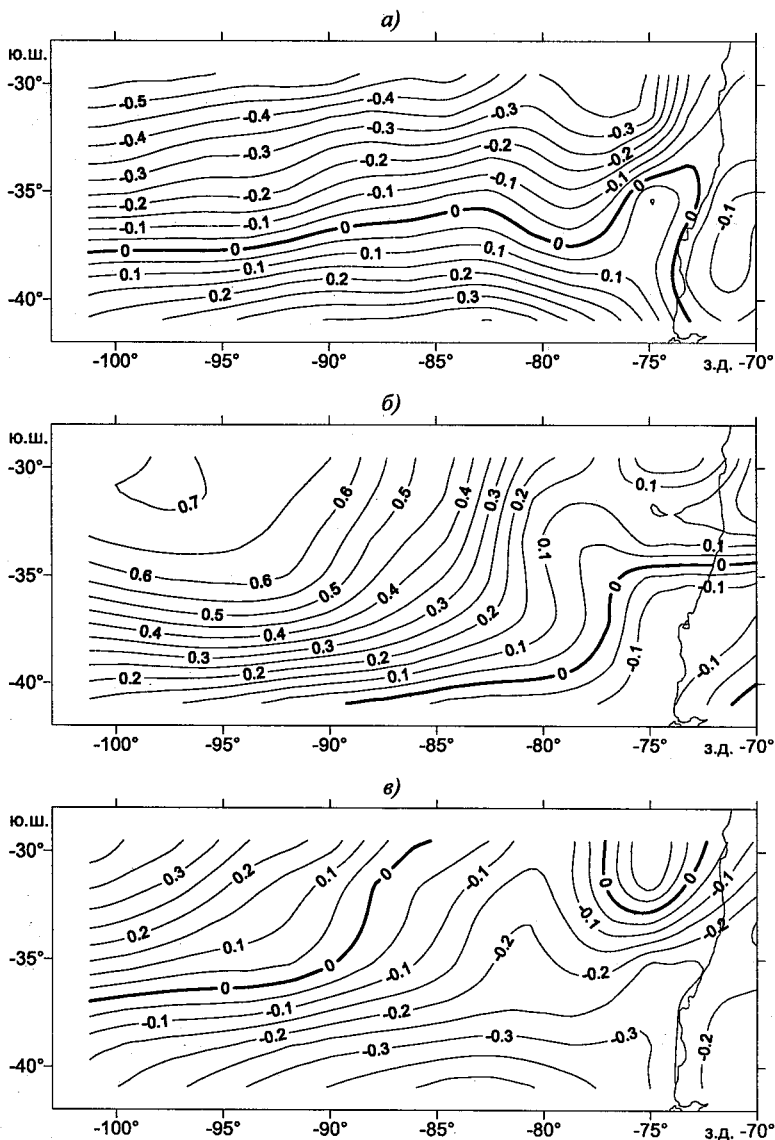


Рис. 2.17. Пространственное распределение коэффициентов корреляции зональной компоненты скорости ветра с характеристиками ЮТА: давлением (а), смещением по широте (б) и смещением по долготе (в).

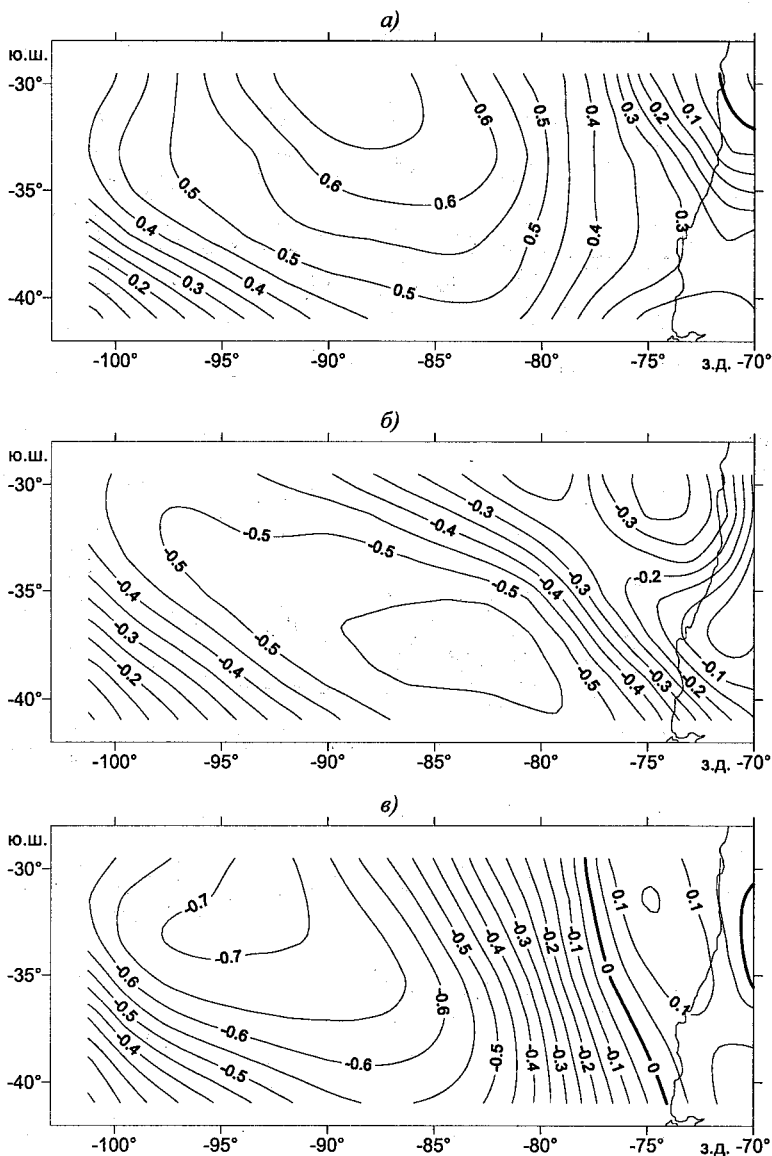


Рис. 2.18. Пространственное распределение коэффициентов корреляции меридиональной компоненты скорости ветра с характеристиками ЮТА: давлением (а), смещением по широте (б) и смещением по долготе (в).

В результате анализа карт изокоррелят (рис. 2.17 и 2.18) установлено:

- при увеличении давления в центре ЮТА усиливается меридиональный перенос к северу практически над всем районом, но ярче всего он выражен в центре ЮТА ($r > -0,65$). Одновременно с этим происходит некоторое ослабление зональной компоненты ветра на крайнем севере района (вблизи 30° ю.ш.) и усиление на крайнем юге (вблизи 40° ю.ш.);

- при смещении ЮТА по широте к северу происходит ослабление меридионального переноса над всем районом, наиболее ярко выраженное в его центральной части ($r > -0,55$) и ослабление зонального переноса, направленного с востока на запад в северо-западной части района ($r > 0,70$);

- при смещении ЮТА по долготе на восток меридиональный перенос на юг западнее 90° з.д. усиливается, а восточнее нее перенос на север ослабевает, причем максимальное ослабление отмечается в северо-западной части района ($r > -0,70$) и некоторое ослабление зонального переноса на крайнем северо-западе и крайнем юго-востоке района.

Данные результаты представляются интересными по той причине, что поле приводного ветра, как известно, практически полностью определяет дрейфовые течения в океане.

Вообще естественно ожидать, что резкие изменения атмосферного давления, особенно при смене антициклонических ситуаций на циклонические и наоборот, могут существенно влиять на промысловую обстановку. Данный вопрос был подробно изучен в работе [Использование..., 1986], в которой выделено пять типов атмосферной циркуляции и определено их влияние на формирование сырьевой базы в Южном промысловом подрайоне (рис. 2.19).

Тип 1. Наиболее часто встречающийся. Барические образования способствуют в основном западному и юго-западному переносу воздушных масс, что, в свою очередь, возможно в следующих синоптических ситуациях:

- а). Район находится под воздействием южной периферии антициклона. Циклоны, зарождающиеся западнее 100° з.д., проходят, смещаясь на восток, по траекториям южнее 50° з.д. Градиентная барическая зона, формирующаяся между ними, обуславливает направление и силу ветра;

б). Единичные циклоны, проходящие по траекториям примерно вдоль 50° ю.ш., при своем движении на восток создают обширную область пониженного давления, которая своей, обычно северной, периферией захватывает район промысла и определяет погоду на его акватории. Интенсивность ветра в этом случае, естественно, зависит от величины барического градиента.

Зональный перенос воздушных масс, создаваемый первым типом барического поля, благоприятствует образованию скоплений ставриды в западной части района. При усилении ветров западного направления меандры, маломасштабные вихри, расположенные в восточной части района, как правило, размываются или смещаются далее на восток в пределы экономической зоны. Поисковые усилия переносятся на запад района.

Тип II. При ослаблении циклонической деятельности район попадает под воздействие гребня высокого давления. В отдельные периоды гребень распространяется вплоть до $60 - 65^\circ$ ю.ш. Такая барическая ситуация формирует северный и северо-западный перенос воздушных масс. Благодаря этому типу барического поля, на северных участках района (от 38 до 43° ю.ш.) создаются благоприятные условия для промысла. При умеренных ветрах зоны повышенной промысловой продуктивности образуются на юге района, включая полосу от 46 до 48° ю.ш.

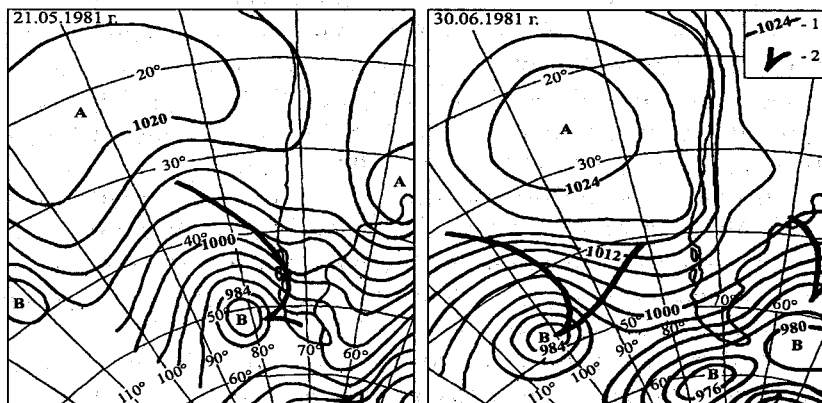


Рис. 2.19. Барическая ситуация над ЮТО, тип I: 1 – изобара; 2 – атмосферный фронт. По данным работы [Использование..., 1986].

Тип III. Барическое поле этого типа характеризуется северным и северо-восточным переносами воздушных масс. Формирование его происходит в тех случаях, когда на пути движения циклонов возникают препятствия в виде гребней высокого давления. Отмечаются ситуации, когда юго-восточный отрог ЮТА тесно сопрягается с аналогичным барическим образованием со стороны Южной Атлантики. Это приводит к блокированию движения циклонов и заставляет их отклоняться от обычных траекторий. Циклоны смещаются к северо-востоку до 40° ю.ш. (иногда до 35° ю.ш.), воздействуя своей фронтальной частью на район промысла. В дальнейшем они "скатываются" вдоль гребня к югу, заполняясь.

Для данного типа барического поля характерно формирование продуктивных участков вблизи экономической зоны континента. С изменением синоптической обстановки благоприятные океанологические условия и сопутствующие им промысловые скопления ставриды могут смещаться далее на восток, в пределы экономической зоны.

Тип IV. Циклоны, которые в результате блокирующего эффекта отклоняются от обычных траекторий на северо-восток, достигают в отдельные периоды $35-40^{\circ}$ ю.ш. Там они на некоторое время стационарируются, поскольку на юге их блокирует юго-восточный гребень ЮТА, часто сопряженный в районе пролива Дрейка с областью высокого давления над Юго-Западной Атлантикой. В процессе эволюции барического поля эти циклоны постепенно заполняются или смещаются к югу. Такой характер распределения поля давления создает в районе восточный, юго-восточный перенос воздушных масс. Данный тип мало отличается от предыдущего.

Частые штормовые ветры, порождаемые этим типом барического поля, приводят к резкому изменению океанологического режима, формированию новых меандров, изменению положения их границ. В целом создаются благоприятные условия для образования продуктивных зон. Однако плохие погодные условия, сопутствующие данной ситуации, не позволяют в полной мере использовать сырьевую базу района.

Тип V. Трансформация барического поля приводит к ослаблению блокирующего эффекта центров высокого давления. Они раз-

мываются, а к западу от 85° з.д. формируется гребень высокого давления, ориентированный на юг. В этих случаях циклоны смещаются вдоль побережья по периферии гребня на юг, неблагоприятно воздействуя своими западными секторами на условия работы промыслового флота, способствуют переносу воздуха к югу.

2.6. Изменчивость вихревой циркуляции атмосферы

В предыдущем разделе достаточно подробно рассмотрена изменчивость индекса АК_Т, характеризующего интенсивность геострофического зонального переноса воздушных масс. Однако, как известно, вне пределов низких широт большое значение в циркуляции атмосферы имеет крупномасштабная турбулентность, под которой обычно понимаются синоптические вихри в виде циклонов и антициклонов. В работе [Малинин и др., 2003] показано, что лапласиан давления может быть аналитически выражен через геострофический вихрь. Это означает, что величина $\nabla^2 p$ является характеристикой «завихренности» барического поля и, следовательно, крупномасштабных атмосферных синоптических вихрей.

Таким образом, для оценки синоптических вихрей целесообразно использовать лапласиан давления ($\nabla^2 p$), который может быть записан в виде:

$$L = \nabla^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = p''_x + p''_y. \quad (2.1)$$

Выбор $\nabla^2 p$ как основного параметра синоптических вихрей связан с тем, что согласно геометрическому смыслу второй производной ее знак характеризует условие максимума ($f''' < 0$) или минимума ($f''' > 0$) функции, а величина – интенсивность изменения градиента функции (f'') в окрестности точки экстремума. Если $\nabla^2 p > 0$, то наблюдается циклон или ложбина, причем для циклонов величина $\nabla^2 p$ естественно выше, чем для ложбин. Если $\nabla^2 p < 0$, то в этом случае отмечается антициклон или гребень, однако интенсивность гребня, определяемая по величине $\nabla^2 p$, может быть больше, чем в антициклоне. Следовательно, используя значения давления в узлах заданной каким-либо способом регулярной сетки, нетрудно оценить основные характеристики синоптических вихрей.

В численных расчетах оценка L может быть осуществлена, например, на основе поля приземного давления в узлах географической сетки по 9-точечной конечно-разностной аппроксимации

$$L_{ij} = \nabla^2 P_{ij} = \frac{P_{i+1,j+1} + P_{i+1,j-1} - 2P_{i+1,j} + 2(P_{i,j+1} + P_{i,j-1} - 2P_{i,j}) + P_{i-1,j+1} + P_{i-1,j-1} - 2P_{i-1,j}}{4(\Delta x)^2} + \frac{P_{i+1,j+1} + P_{i-1,j+1} - 2P_{i,j+1} + 2(P_{i+1,j} + P_{i-1,j} - 2P_{i,j}) + P_{i+1,j-1} + P_{i-1,j-1} - 2P_{i,j-1}}{4(\Delta y)^2} \quad (2.2)$$

где L – в гПа/(100 км)²; $\Delta x = 1,11 \cdot n \cdot \cos \varphi$; $\Delta y = 1,11 \cdot m$; n – шаг в градусах долготы, m – шаг в градусах широты; Δx , Δy – в 100 км.

Отметим, что расчет значений L позволяет определить не только интенсивность синоптических вихрей, но и их повторяемость, если речь идет, например, об оценке среднемесячных характеристик циклонов и антициклонов. В этом случае вначале на основе архива срочных (например, через 12 ч) данных об атмосферном давлении вычисляются значения L , затем рассчитываются

средние интенсивности $L = \frac{1}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} L_i$ (где n_j – число случаев с оп-

ределенным знаком L циклонического ($L > 0$) и антициклонического ($L < 0$) поля). После этого нетрудно оценить повторяемости ци-

клонов и антициклонов: $P_j = \frac{n_j}{N}$, где N – число срочных наблюдений в данном месяце.

Итак, в результате использования срочных данных об атмосферном давлении получаем среднемесячные значения интенсивности циклонов I_C ($L > 0$), интенсивности антициклонов I_A ($L < 0$), а также их повторяемости (P_C и P_A). Вообще говоря, целесообразно ввести индексы общей циклоничности (C) и общей антициклоничности (A) [Малинин и др., 2003]:

$$C = I_C \cdot P_C, \quad A = I_A \cdot P_A, \quad (2.3)$$

которые могут рассматриваться в качестве интегральных показателей синоптических вихрей, поскольку одновременно характери-

зуют как их интенсивность, так и повторяемость. Отсюда следует, что среднее месячное поле давления определяется как сумма циклонического и антициклонического полей, умноженных на их повторяемость.

К сожалению, данная процедура неприменима к оценке характеристик циклонов и антициклонов для ЮВТО, поскольку отсутствуют срочные данные об атмосферном давлении. Но поскольку лапласиан давления, вычисленный по среднему месячному циклоническому полю, равен среднему циклоническому лапласиану, рассчитанному по срочным наблюдениям, а лапласиан, вычисленный по среднему месячному антициклоническому полю, равен среднему антициклоническому лапласиану, рассчитанному по срочным наблюдениям, то лапласиан, рассчитанный по среднемесячному полю давления, равен разности:

$$\bar{L} = \bar{C} - \bar{A}. \quad (2.4)$$

Расчетная область ЮВТО была ограничена границами от 75 до 110° з.д. между 20 и 50° ю.ш., а вычисление среднемесячного лапласиана осуществлялось в узлах географической сетки с шагом 5° широты и 5° долготы за период с 1949 по 2007 г. Таким образом, значения $\bar{L}$ определялись в 30 узлах сетки. На рис. 2.20 представлено пространственное распределение среднемесячных годовых значений лапласиана. Как и следовало ожидать, вся область охвачена отрицательными значениями $\bar{L}$, т.е. антициклонические вихри преобладают. Абсолютный отчетливо выраженный максимум $\bar{L}$ отмечается вблизи 35° ю.ш. и 85° з.д., т.е. значительно юго-восточнее центра ЮТА.

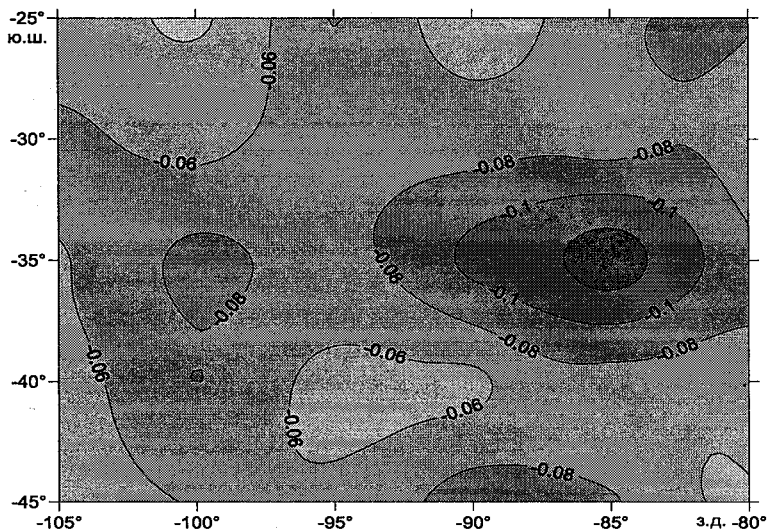


Рис. 2.20. Пространственное распределение среднемноголетних годовых значений лапласиана давления, гПа/(100 км)².

Сезонные особенности в распределении лапласиана представлены на рис. 2.21. В холодный период года (рис.2.21, а) распределение лапласиана в общих чертах соответствует среднему годовому. Совпадает положение и интенсивность абсолютного максимума. Однако пространственная средняя лапласиана за холодный период несколько меньше (табл. 2.8). Что касается распределения лапласиана в теплый период (рис. 2.21, б), то интенсивность его существенно выше. Очевидно, это связано с общим ослаблением циклонических вихрей в данный период года. Максимум лапласиана уже не имеет четких пространственных форм и широким языком распространяется на юго-восточную часть района.

Таблица 2.8

Первичные статистические характеристики полей лапласиана давления, усредненных за период с 1949 по 2007 г.

Период	Пространственное среднее	Минимальное значение	Максимальное значение	Размах колебаний
Год	-0,070	-0,138	-0,034	0,104
апрель-сентябрь	-0,055	-0,130	0,012	0,142
октябрь-март	-0,084	-0,145	-0,023	0,122

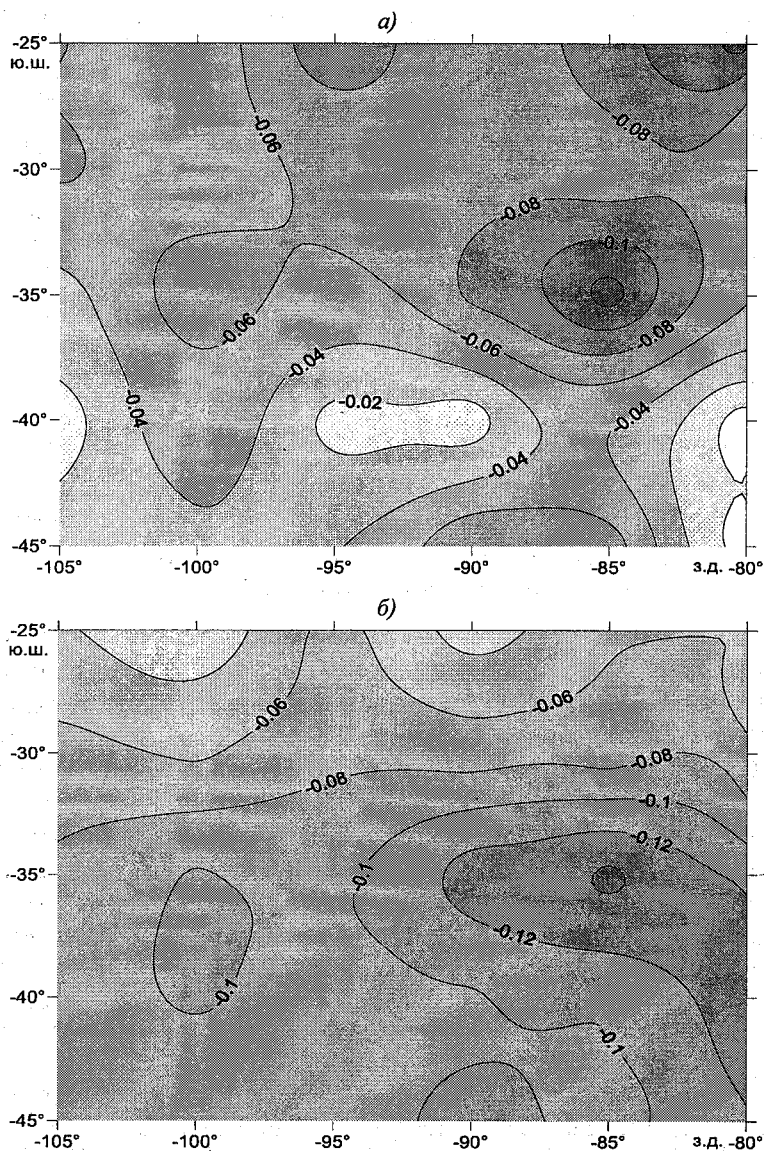


Рис. 2.21. Пространственное распределение среднемноголетних за холодный (апрель–сентябрь) и теплый (октябрь–март) периоды значений лапласиана давления, $\text{гПа}/(100 \text{ км})^2$: а) – холодный период года, б) – теплый период года.

Межгодовой ход осредненного по 30 точкам значений лапласиана представлен на рис. 2.22. На первый взгляд, данный ряд является чисто случайным, отсутствует даже тренд. Однако спектральный анализ показал, что к значимым относятся гармоники с периодами 14,5 и 4,8 лет, суммарный вклад которых в дисперсию исходного процесса составляет $15+12 = 27\%$. Указанные гармоники полностью совпадают с гармониками, выделенными в межгодовых колебаниях АК_Т.

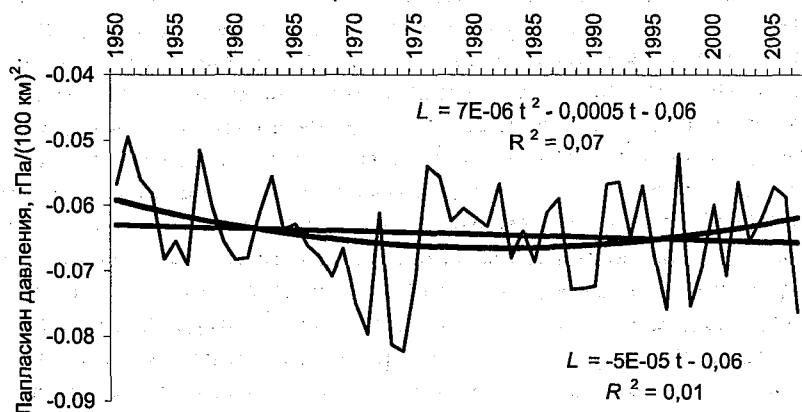


Рис. 2.22. Межгодовой ход осредненного по акватории ЮВТО лапласиана давления за период с 1949 по 2007 г.

Сопоставление 5-летних скользящих средних осредненного по акватории ЮВТО лапласиана давления и аномалий температуры воды в экваториальной зоне (Nino3.4) показало, что между этими характеристиками отмечается довольно хорошо выраженная положительная связь ($r = 0,71$). При повышении температуры воды в экваториальной области происходит ослабление антициклонической и усиление циклонической активности в атмосфере.

Глава 3.

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ОКЕАНА

3.1. Общая характеристика крупномасштабной циркуляции вод

Как известно, под циркуляцией океана понимается осредненное за длительный период времени движение океанических вод [Малинин, 1997]. Она возбуждается термохалинными (нагревание; охлаждение, испарение и осадки) и механическими (касательное напряжение ветра, атмосферное давление) факторами, действующими на поверхность океана. При этом циркуляция океана, особенно в его верхнем квазиоднородном слое (ВКС), тесно связана с циркуляцией атмосферы и представляет с ней единое целое. Ниже ВКС общее ослабление и выравнивание термических, соленостных и иных контрастов по вертикали приводит к тому, что происходит быстрая трансформация (перестройка) циркуляции вод с глубиной. При этом ослабляется не только интенсивность циркуляции, но и меняется ее характер. Если для поверхностного слоя океана вклад ветровой составляющей в формирование циркуляции составляет около 80 % и только 20 % приходится на долю термохалинных (плотностных) факторов, то уже на глубине 200 м вклад плотностной составляющей по некоторым оценкам превышает 70 %.

Так, для поверхностных вод Тихого океана средняя величина кинетической энергии циркуляции близка к 10 Дж/м^3 [Тихий океан, 1982]. На глубине 200 м она уменьшается более чем в три раза и сохраняется на уровне $3,0\text{--}2,5 \text{ Дж/м}^3$ до глубины около 500 м. При этом максимальные значения кинетической энергии в поверхностном слое, как правило, приурочены к осям крупномасштабных течений, минимальные – к центрам субтропических круговоротов.

К наиболее важным элементам циркуляции океана относится существование квазистационарных макроциркуляционных (циклонических, антициклонических) круговоротов. Для рассматриваемого района ЮВТО таким макроциркуляционным круговоротом является субтропический антициклонический круговорот с системой пограничных течений на его южной, восточной и северо-восточной периферии. Данный круговорот включает в себя фоно-

вый подъем вод на всей своей восточной периферии в области пограничных течений, идущих вдоль Южной Америки, и на юге — в субантарктической фронтальной зоне, отделяющей тропические воды круговорота от субантарктических вод. На фоне этого глобального подъема вод более интенсивные локальные подъемы, вызванные местными условиями, дают особенно существенное повышение биологической продуктивности [Виноградов, Федоров, 1984]. И только самая южная часть ЮВТО подвержена воздействию северной периферии Антарктического циркумполярного течения, которое вблизи берегов Южной Америки разделяется на две ветви (рис. 3.1). Южная ветвь образует течение мыса Горн, направленное на юг, примерно от параллели 45° ю.ш. к проливу Дрейка, где сливается с основным потоком Антарктического циркумполярного течения. Вторая ветвь дает начало Перуанскому течению, движущемуся на север. В поле крупномасштабной антициклонической циркуляции отмечается стационарный мезомасштабный циклонический круговорот, центр которого приурочен к 42° ю.ш. и 85° з.д. (рис. 3.1).

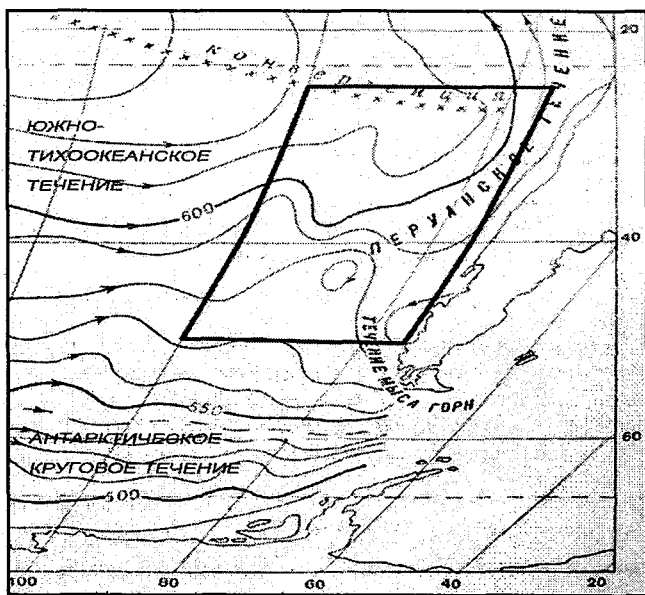


Рис. 3.1. Абсолютная топография поверхности юго-восточной части Тихого океана, дин. см [Бурков, 1972]. Трапенией выделен район исследований.

Более детальная схема циркуляции океана в поверхностном слое района ЮВТО, составленная по многим источникам, приводится на рис. 3.2, а основные особенности циркуляции рассматриваются в работах [Муромцев, 1958; Бурков, 1972, 1980; Саркисян, 1977; Степанов, 1983; Отчет..., 1989; Tomczak, Godfrey, 2002]. Преобладающим для данного района является Южно-Тихоокеанское течение, представляющее собой южную периферию субтропического антициклонического круговорота вод, которое, двигаясь на восток в полосе между 30 и 40° ю. ш., дает начало Перуанскому океаническому течению (рис.3.2).

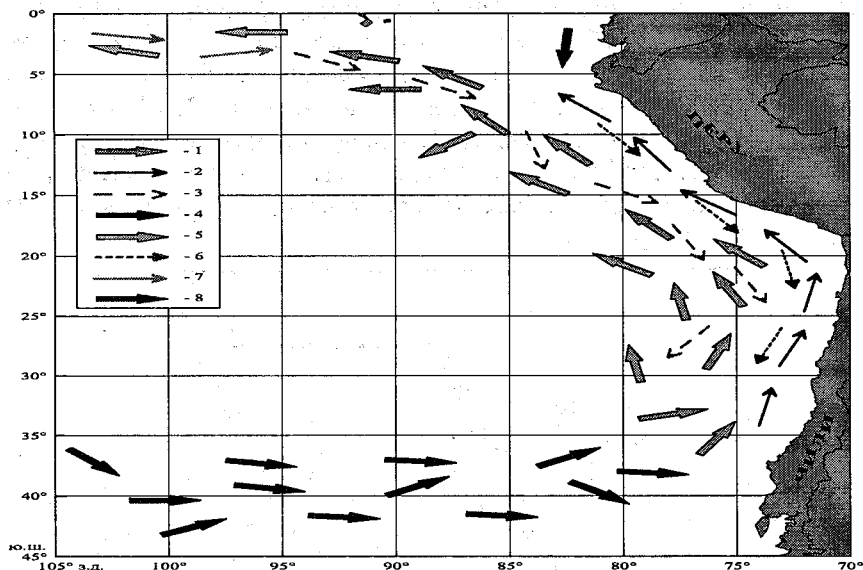


Рис. 3.2. Общая схема циркуляции в поверхностном слое района ЮВТО.
1 — Перуанское океаническое течение, 2 — Перуанское прибрежное течение, 3 — Перуанское противотечение, 4 — Южно-Тихоокеанское течение, 5 — Южное пассатное течение, 6 — Перу-Чилийское противотечение, 7 — Южное Межпассатное противотечение, 8 — течение Эль-Ниньо.

Между Южно-Тихоокеанским и Антарктическим циркумполярным течениями в полосе от 35 до 50° ю.ш. под воздействием проходящих циклонов умеренных широт образуются меандры и вихри, которые создают хорошо выраженные градиентные зоны. Горизонтальные размеры образующихся вихрей зависят от широ-

ты места и для этой акватории отставляют от 30 до 60 миль. На границах вихревых структур, в районах конвергенции потоков, происходит интенсификация подъема вод, обогащенных биогенными элементами, что ведет к повышенной биологической продуктивности в этом районе.

Важная роль в формировании океанологического режима ЮВТО принадлежит Перуанскому течению (течение Гумбольдта). Оно относится к относительно неглубоким течениям (слабое и широкое) и направлено вдоль западных берегов Южной Америки в сторону экватора. В узкой прибрежной зоне (ширина ее около 100 км) Перуанского течения под действием пассатов, дующих вдоль берега, развивается особое явление – подъем холодных глубинных вод, или прибрежный апвеллинг. Вместе с этими водами в верхнюю зону фотосинтеза выносятся большое количество питательных солей, что создает благоприятные условия для формирования высокой биологической продуктивности.

Холодные воды Перуанского течения играют существенную роль в формировании поверхностных водных масс, в движении которых преобладает дрейфовая составляющая. Сезонные особенности горизонтальной циркуляции определяются сезонной изменчивостью атмосферной циркуляции на юго-восточной и восточной периферии квазистационарного южнотихоокеанского субтропического антициклона. Перуанское течение является восточной частью антициклонической циркуляции южной половины Тихого океана и может быть классифицировано как восточное пограничное течение, типа Калифорнийского течения в северной части Тихого океана.

В общем случае для Перуанского течения характерно:

- 1) температура в поверхностном слое ниже, чем температура в этом же слое за его пределами в открытом океане;
- 2) скорость движения вод сравнительно не велика, 5–15 см/с;
- 3) подъем вод сосредоточен в сравнительно неширокой прибрежной полосе, ограниченной с океанской стороны глубиной 100 м;
- 4) высокая концентрация биогенных элементов в поверхностном слое океана и как следствие, высокая биологическая продуктивность вод.

Перуанское течение можно представить в виде совокупности из четырех течений. Два из них направлены к северу: это при-

брежное Перуанское течение, проходящее в непосредственной близости от побережья, и океанское Перуанское течение, несущее свои воды на значительном расстоянии от побережья. Между этими двумя ветвями на поверхности океана и на небольшой глубине от нее проходит Перуанское противотечение. На западной периферии Перуанского океанического течения в открытом океане формируется фронтальный раздел между холодными и теплыми водами, называемый гидрологическим фронтом. Восточное звено южного тропического циклонического круговорота — Перу-Чилийское подповерхностное противотечение — представляет собой слабый, но устойчивый поток вод с севера на юг. Оно зарождается от соединения течения Кромвелла с Южно-Экваториальным противотечением немного южнее 6° ю.ш. вдали от берега. Течение идет на юг со скоростью 4–10 см/с на глубине 50–300 м и доходит до 40° ю.ш. на глубине 100–300 м, постепенно ослабевая.

Подъем холодных глубинных вод у берегов Перу и Чили сосредоточен в узкой прибрежной полосе, ограниченной изобатой 100 м [Бурков, 1980; Tomczak, Godfrey, 2002], и обусловлен сгонным эффектом преобладающих южных ветров, причем их локальные особенности и временная изменчивость создают своеобразную пятнистость в распределении интенсивности этого подъема. В результате сгона поверхностных вод уровень океана возле берега понижается и развивается приспособленное к нему Перуанское прибрежное течение северного направления. Это поверхностное течение, следующее к экватору, тоже требует пополнения водой из глубин, и, следовательно, возникающий под действием сгона дефицит воды у берегов не возмещается притоком воды с юга. Поднимающуюся вверх воду на этих глубинах компенсируют направленные к берегу составляющие Перу-Чилийского подповерхностного противотечения. С другой стороны, это противотечение как поток, направленный к полюсу, характеризуется нисходящими движениями. Это создает циркуляции на шельфе поперечного характера: в придонных слоях шельфа вода поступает из океана, поднимается вверх и в поверхностных слоях уходит обратно в океан, где на материковом склоне опускается, чтобы направиться опять к берегу. Циркулирующая вода обновляется водами богатого биогенными солями Перу-Чилийского подповерхностного противотечения и водами Перуанского прибрежного течения, что

приводит к повышенной биологической продуктивности в этом районе [Бурков, 1980].

Перуанское океаническое течение может захватывать толщу воды от поверхности до глубины 400–600 м в периоды максимального развития атмосферной циркуляции. Западная граница Перуанского океанического течения точно не установлена. Предполагается, что она удалена от берегов Южной Америки на 600–900 км, а возможно и более. Скорость течения составляет от 10 до 20 см/с. Оно несет главным образом субантарктические воды с низкой температурой и соленостью. Большая часть этого течения поворачивает на запад, не доходя 20° ю.ш.

Рассмотрим особенности пространственного распределения скоростей течений в верхнем слое океана на основе данных глобального архива CARTON-GIESE SODA [CARTON-GIESE SODA], который содержит информацию о среднемесячных значениях уровня океана, его температуре, солености и компонентах течений (зональных, меридиональных и вертикальных) на 40 горизонтах от поверхности до глубины 5374 м. Оценки скоростей течений получены на основе численной имитационной модели общей циркуляции океана по данным о фактическом ветре [Smith et al., 1992] с учетом ассимиляции в модель глубоководных и поверхностных наблюдений за температурой, соленостью и уровнем океана, полученных с помощью судовых, буйковых и спутниковых станций [Carton, 2005].

Из архива выбирались 3-х мерные (зональные, меридиональные и вертикальные) компоненты скорости в узлах сетки $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ на 14 горизонтах от 5,01 м до глубины 196,6 м с января 1993 по декабрь 2007 г. для района, ограниченного широтами 25,25 и 44,75° ю.ш. между 73,25 и 99,75° з.д. Вначале осуществлялось осреднение зональной и меридиональной скоростей течений по вертикали с учетом толщины слоев между горизонтами, затем для летнего (декабрь – февраль) и зимнего (июнь – август) сезонов и, наконец, в целом за период с 1993 по 2007 г. Кроме того, для горизонта 197 м выполнялось пространственное осреднение по всему полю вертикальных скоростей течений за указанные промежутки времени.

На рис. 3.3 приводится пространственное распределение осредненных в слое от 5 до 197 м (далее – в слое 0–200 м) векторов скоростей течений для рассматриваемого района.

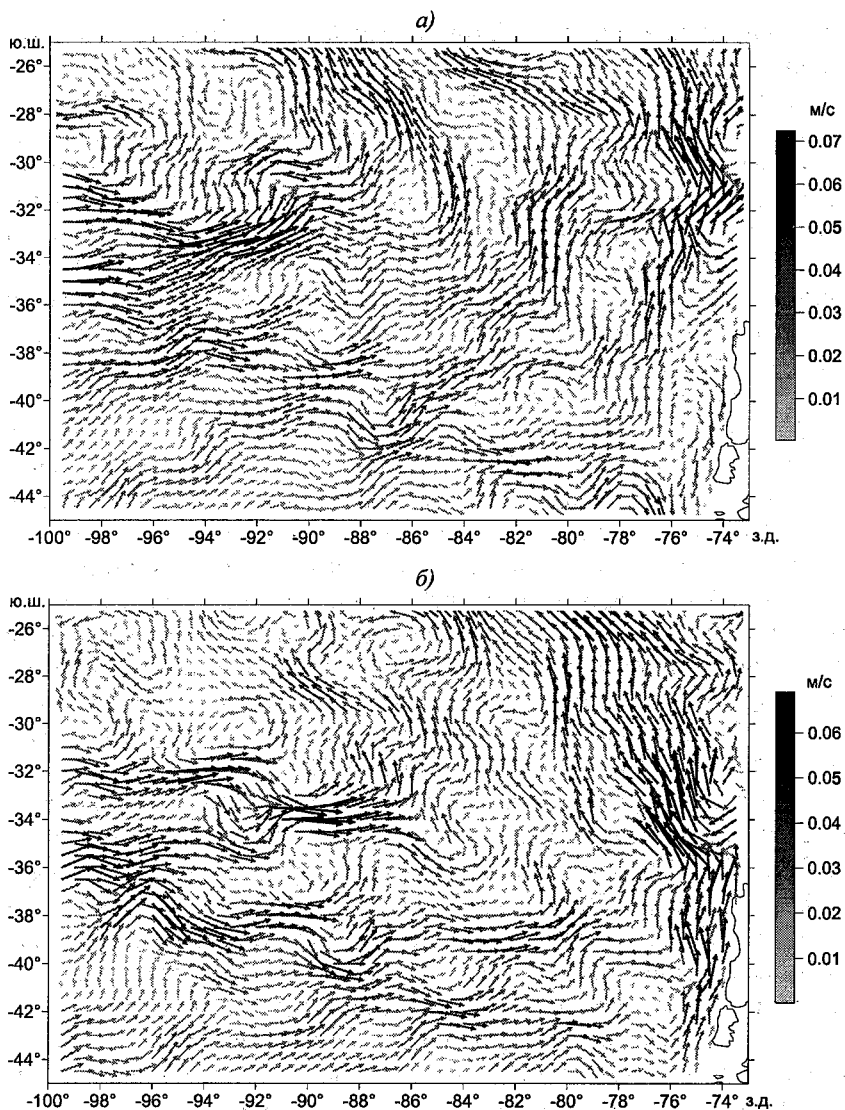


Рис. 3.3. Распределение осредненных в слое 0–200 м горизонтальных векторов скоростей течений (м/с) за зимний (июнь – август) (а) и летний (декабрь – февраль) (б) сезоны периода с 1993 по 2007 г.

Характерной особенностью распределения скоростей течений является их явно выраженная вихревая структура, даже в стречне Южно-Тихоокеанского течения. Естественно, вихревой характер циркуляции стал бы еще более очевиден, если рассматривать скорости течений за короткие периоды времени. Вследствие этого возникают локальные мезомасштабные круговороты вод, интенсифицируемые наличием заметных пространственных градиентов в скоростях течений. При этом круговороты могут быть как циклонического, так и антициклонического типа. Так, постоянная генерация синоптических мезомасштабных вихрей по мнению [Бендик, Рудометкина, 1988] происходит вблизи меридиана 85° з.д. на северной периферии Южно-Тихоокеанского течения. Однако, как видно из рис. 3.3 генерация квазистационарных вихрей возможна на большей части акватории ЮВТО.

Учитывая сложный характер циркуляции, с целью выявления ее количественных различий была выполнена пространственная классификация скоростей течений. Для этого сформированы две матрицы размером 2121×2 для зимнего и летнего сезонов, где 2121 – число точек поля, а 2 – зональная и меридиональная компоненты скорости течений, и по евклидовой метрике рассчитаны матрицы расстояний 2121×2121 . Последовательное применение иерархической классификации и метода *k-средних* позволило установить, что в качестве оптимального может быть принято разбиение исходной совокупности на три класса.

На рис. 3.4 представлена классификация осредненных в слое 0–200 м горизонтальных скоростей течений методом *k-средних* для акватории ЮВТО, а в табл. 3.1 приводятся средние значения скоростей течений для выделенных классов. Как и следовало ожидать, пространственная локализация квазиоднородных районов, внутри которых распределение скоростей течений должно быть однородным, носит весьма сложный очаговый характер.

Таблица 3.1.

Оценки средних в классах скоростей течений (м/с) для зимнего (июнь – август) и летнего (декабрь – февраль) сезонов периода с 1993 по 2005 г.

Компонента скорости	Июнь – август			Декабрь – февраль		
	Класс 1	Класс 2	Класс 3	Класс 1	Класс 2	Класс 3
Зональная	0,022	–0,007	0,005	0,023	–0,009	0,003
Меридиональная	0,010	0,019	–0,003	0,003	0,024	0,003

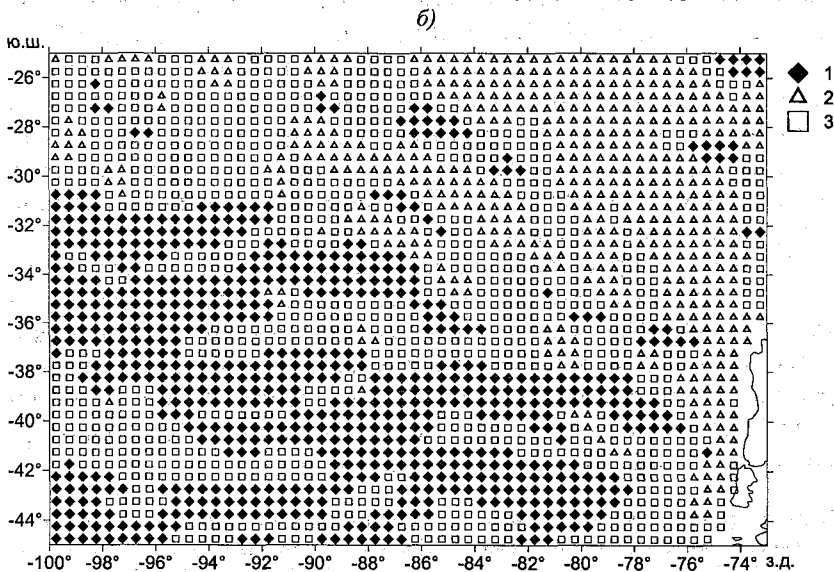
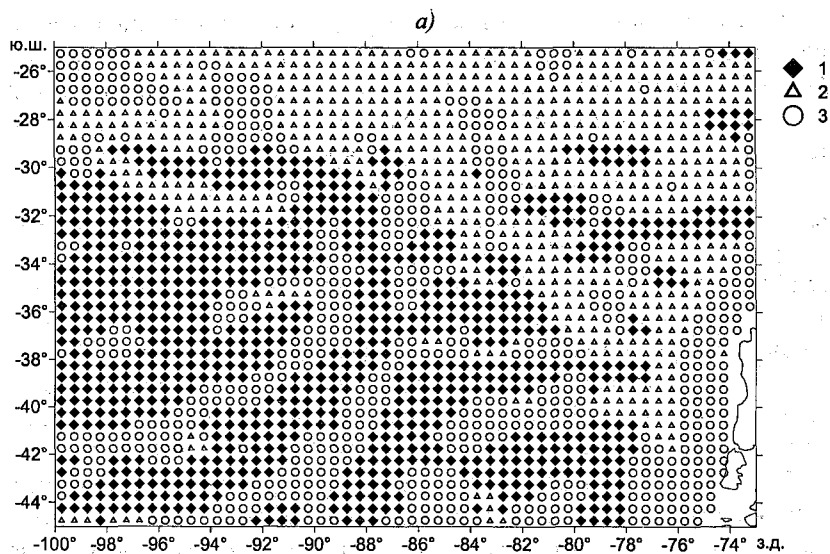


Рис. 3.4. Пространственное распределение по трем классам осредненных в слое 0–200 м среднееголетних скоростей течений для зимнего (июнь – август) (а) и летнего (декабрь – февраль) (б) сезонов периода с 1993 по 2007 г. Цифрами даются номера классов.

В зимний период ЮТОТ широким потоком охватывает большую часть рассматриваемой акватории (класс 1). При этом главенствующим направлением ЮТОТ является восток-северо-восток, ибо его зональная компонента в два раза превышает меридиональную составляющую. В тоже время почти на всем протяжении ЮТОТ отмечаются потоки, направленные на юго-восток (класс 3) и формирующие синоптические вихри циклонического типа. Кроме того, можно выделить устойчивое вдольбереговое Перу-Чилийское противотечение (класс 3), которое на южной границе района, очевидно, переходит в Течение мыса Горн. Класс 2 характеризует главным образом Перуанское течение, особенно его океаническую ветвь, которая на северной границе района постепенно превращается в Южное пассатное течение. Малые оценки скоростей для выделенных классов (табл. 3.1) обусловлены многократной процедурой осреднения (сглаживания) во времени, по вертикали и по пространству. При этом особенно резко уменьшились скорости течений при осреднении во времени.

В летний период происходит значительная перестройка системы течений. Вихревая структура циркуляции становится заметно слабее. Большая часть акватории занята потоками ЮТОТ (классы 2 и 3), причем по сравнению с зимой потоки юго-восточного направления отсутствуют. Вдольбереговое Перу-Чилийское противотечение совершенно не проявляется, а в Перуанском течении выражена преимущественно прибрежная ветвь. Итак, налицо существенные сезонные различия не только в характере циркуляции, но и в ее интенсивности.

Обратимся теперь к рис. 3.5, на котором дается пространственное распределение среднееголетних вертикальных скоростей течений на нижней границе слоя (197 м) для зимнего (июнь – август) и летнего (декабрь – февраль) сезонов периода с 1993 по 2007 г. Нетрудно видеть, что для зимы характерна разнонаправленность потоков воды. Если в северной и центральной частях области ЮВТО преобладает перенос воды в нижележащие слои океана, то в южной части наоборот – в верхний слой океана. Апвеллинг у побережья Америки выражен слабо. Летом картина совершенно иная. Очень хорошо выраженный апвеллинг у побережья Америки и преобладание переноса воды вверх в северо-восточной части ЮВТО. На всей остальной части акватории, за редким вкраплением отдельных очагов, наблюдается поток воды вниз.

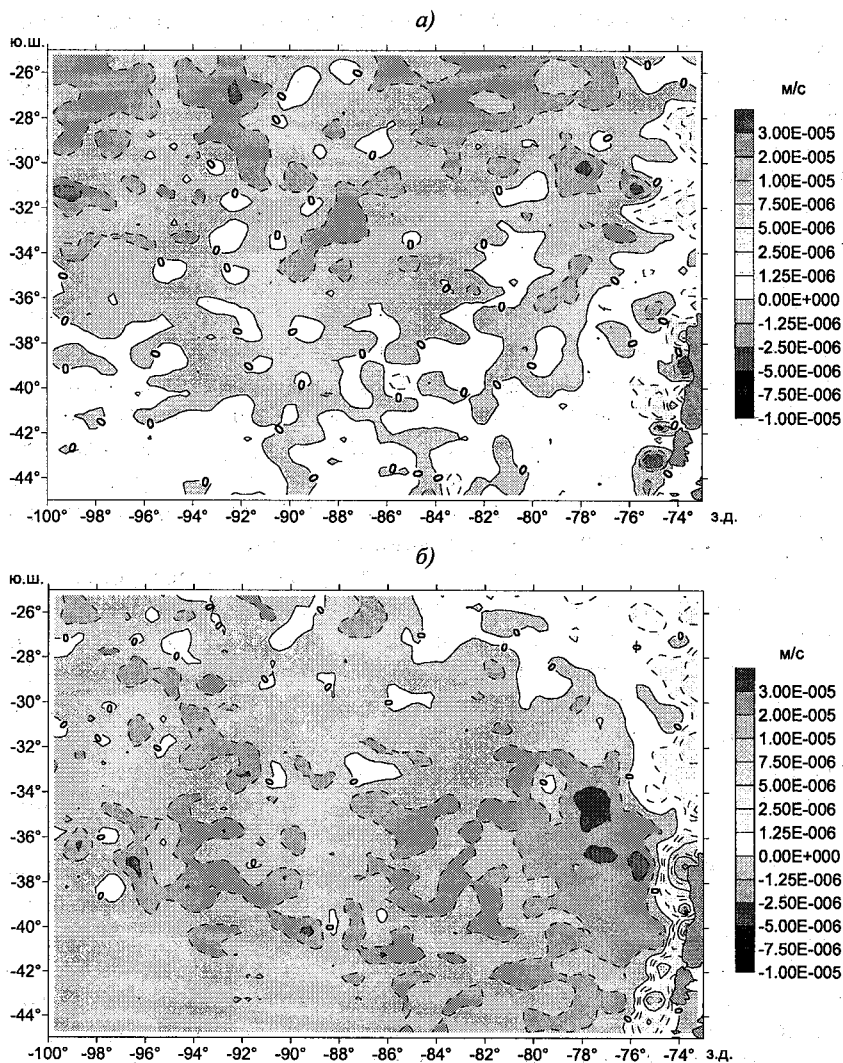


Рис. 3.5. Пространственное распределение среднемноголетних вертикальных скоростей течений (м/с) на нижней границе слоя (197 м) для зимнего (июнь – август) (а) и летнего (декабрь – февраль) (б) сезонов периода с 1993 по 2007 г.

Рассмотрим теперь интегральные оценки переноса вод через границы рассматриваемой акватории. С этой целью представим уравнение водного баланса верхнего слоя океана как:

$$\partial V/\partial t + \text{div} F_w + \xi_z = P - E, \quad (3.1)$$

где $\partial V/\partial t$ – изменение объема массы воды в этом слое, $\text{div} F_w$ – результирующий отток (приток) горизонтального потока массы, $P - E$ – вертикальный влагообмен через поверхность океана, представляющий собой разность между осадками и испарением, ξ_z – поток водной массы через нижнюю границу z выделенного верхнего слоя океана. При этом поток вверх (внутри слоя) принимается со знаком «плюс», а поток вниз – со знаком «минус». В уравнении (3.1) F – интегрированный по вертикали *полный горизонтальный поток водной массы*, складывающийся из суммы *адвективного и вихревого потоков*, т.е. $F = \bar{F} + F'$. Физическая интерпретация указанных слагаемых зависит от периода временного осреднения. Если, например, принять $\tau = 1$ мес, то *адвективная компонента* будет характеризовать поток водной массы за счет средней во времени (общей) циркуляции, а *вихревая* – перенос влаги за счет макротурбулентности, обусловленный главным образом синоптическими вихрями. Аналогичным образом вертикальный поток водной массы может быть представлен суммой средней и вихревой компонент, т.е. $\xi_z = \bar{\xi}_z + \xi'_z$.

Естественно, что величиной $\partial V/\partial t$ в уравнении (3.1) можно пренебречь, поскольку область ЮВТО является открытой. Кроме того, результирующим влагообменом через поверхность океана также можно пренебречь, поскольку он на несколько порядков меньше по сравнению с $\text{div} F_w$. Отсюда следует, что

$$\text{div} (\bar{F}_w + F'_w) = -\bar{\xi}_z - \xi'_z. \quad (3.2)$$

Поскольку характер данных скоростей течений в архиве SODA не позволяет определить вихревые компоненты потоков водных масс, то ограничимся оценкой $\bar{F}_w$ и $\bar{\xi}_z$. Учитывая, что величина $\text{div} \bar{F}_w$ обычно представляет малую разность больших величин, то ее оценка через производные в заданной каким-либо образом сеточной области представляется нецелесообразной. Очевидно, методологически более правильно [Малинин, 1994], ис-

пользуя формулу Остроградского-Гаусса, рассчитывать значения дивергенции для области ЮВТО в целом, т.е.

$$\operatorname{div} F_w = \frac{1}{A} \int_L F_n dL, \quad (3.3)$$

где L — периметр контура, стягивающего площадь A , F_n — поток, нормальный к контуру.

Примем в качестве контура ЮВТО западную границу по 100° з.д., восточную — по 76° з.д., южную — по 45° ю.ш., северную — по 25° ю.ш. Площадь ЮВТО в указанных границах равна $A = 4,8 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. На западной и восточной границах ЮВТО имеем 41 точку, на северной и южной — 49 точек. Тогда в зависимости от ориентации граней контура в пространстве (по параллели или по меридиану) поток массы F_n может быть зональным (F_{wx}) или меридиональным (F_{wy}).

Считая, что плотность в верхнем слое океана почти не меняется, горизонтальные адвективные потоки массы могут быть вычислены как

$$\bar{F}_{wx} = H \cdot \rho_{cp} \cdot \bar{u}_{cp}, \quad \bar{F}_{wy} = H \cdot \rho_{cp} \cdot \bar{v}_{cp}, \quad (3.4)$$

где H — глубина слоя воды; ρ_{cp} — средняя по глубине плотность воды; u_{cp} , v_{cp} — средние в слое от 5 до 197 м значения зональной и меридиональной компонент скорости течения. На глубине $z = 197$ м примем $\rho_{197} = \rho_{cp}$ и рассчитаем вертикальный поток массы $\bar{\xi}_z$ как

$$\bar{\xi}_z = \langle \bar{w} \rangle \cdot \rho_{cp}, \quad (3.5)$$

где $\langle \bar{w} \rangle$ — пространственная средняя вертикальной скорости. Подставив эти оценки в уравнение (3.2), сократив на ρ_{cp} и с учетом (3.3) представим (3.2) в конечных разностях в виде:

$$F_{xz} + F_{xb} + F_{yo} + F_{yc} = -F_{w197} = -A \langle \bar{w} \rangle, \quad (3.6)$$

где слагаемые слева означают *расход воды* ($\text{м}^3/\text{с}$) соответственно через западную, восточную, южную и северную границы контура, а F_{w197} — расход воды через нижнюю границу слоя (197 м). Уравнение (3.6) также представляет собой уравнение водного баланса, но только в терминах расходов воды.

Как видно из табл. 3.2, летом внос воды в ЮВТО происходит сразу через три грани контура, включая восточную за счет усиления Перуанского течения, и только через северную границу осуществляется ее вынос. Вследствие этого суммарный (результрующий) расход воды, составляющий 3,8 Св, должен выноситься через нижнюю границу рассматриваемого слоя. Действительно, независимая оценка вертикального расхода воды показывает, что из верхнего слоя океана вытекает вниз 4,0 Св. Таким образом, невязка расчетов составляет всего $\eta = -0,2$ Св, что с учетом сделанных выше предположений можно считать хорошим результатом.

Таблица 3.2

Оценки расходов воды в Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) через границы ЮВТО за период с 1993 по 2005 г. Поток внутрь контура принят со знаком «плюс»

Период времени	Расход воды через горизонтальные границы ЮВТО					Вертикальный расход воды на глубине 197 м
	запад	восток	юг	север	результрующий расход	
декабрь–февраль	5,91	1,73	1,61	–5,42	3,83	–4,05
июнь–август	6,20	–0,31	1,14	–4,94	2,09	–2,34

В зимний период значительное изменение в циркуляции происходит только на восточной границе контура, где расход воды имеет обратный знак по сравнению с летом. Поэтому и результирующий расход оказывается почти в два раза меньше, что подтверждается вертикальным потоком воды на глубине 197 м. Невязка расчетов также относительно невелика ($\eta = -0,25$ Св).

Естественно, возникает вопрос, каково распределение вертикальных скоростей выше 200 м? С этой целью был выполнен расчет их значений, осредненных по вертикали в слое от 5 до 197 м. Было выявлено, что принципиально распределение $w_{\text{ср}}$ не отличается от аналогичных значений вертикальной скорости на глубине 197 м. Действительно, как следует из рис. 3.6, в зимний период существует зона стационарного подъема водных масс вверх южнее термического южного субтропического фронта (ЮСФ), описание которого дается в главе 5, а также вдоль побережья Америки.

Итак, в системе средней циркуляции постоянные благоприятные условия для формирования высокой биологической продуктивности в ЮВТО создаются южнее ЮСФ в основном в зимний период. Что касается остальной акватории ЮВТО, то для нее характерно наличие локальных очагов подъема вод за счет средней циркуляции и подъема вод в мезомасштабных циклонических вихрях, оценить роль которых в данной работе не представилось возможным.

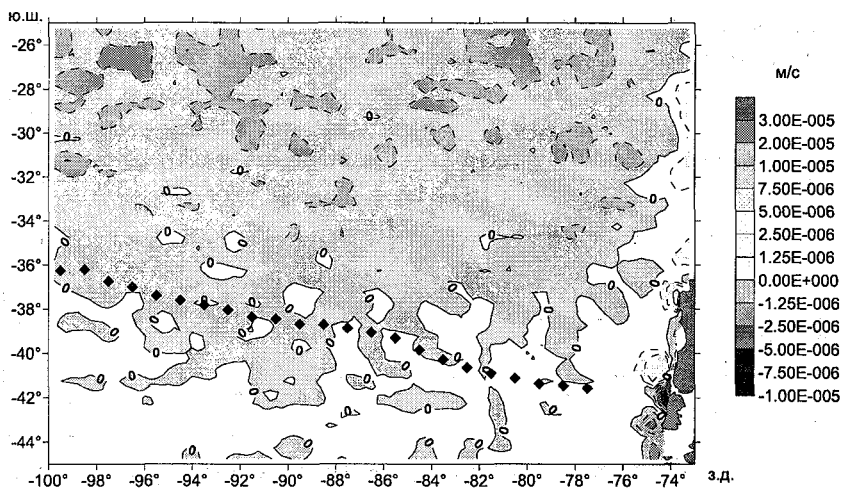


Рис. 3.6. Пространственное распределение осредненных в слое от 5 до 197 м среднееголетних вертикальных скоростей течений (м/с) для зимнего (июнь – август) сезона периода с 1993 по 2007 г. Линией ромбовидных точек показано среднееголетнее положение ЮСФ зимой.

3.2 Особенности циркуляции и распределения первичной продукции по экспедиционным данным 1979–1991 и 2002–2003 гг.

В период активного отечественного промысла с 1979 по 1991 г. район ЮВТО исследовался научно-поисковыми судами управления «Запрыбпромразведка» (г. Калининград) совместно с АтлантНИРО. Летом 2002–2003 г. район ЮВТО повторно был исследован АтлантНИРО, направившим туда научную экспедицию на СТМ «Атлантида».

Большое количество проведенных экспедиций позволило уточнить особенности океанической циркуляции в районах промысла и выявить вихри и меандры разных знаков в потоках основных течений, а также оценить формируемую ими первичную продукцию. Более чем десятилетние океанологические, гидрохимические и гидробиологические исследования в ЮВТО расширили представление об условиях формирования и перераспределения первичных продуктивных пятен в слое фотосинтеза. Динамические особенности высокой продуктивности вод проявляются не только на шельфе, но играют ведущую роль при формировании и функционировании первичного кормового звена на обширной акватории открытого океана.

Полученные в экспедициях данные по температуре и солёности позволили рассчитать термохалинную (плотностную) структуру вод и при помощи динамического метода оценить поверхностную геострофическую циркуляцию относительно изобарической поверхности 500 дбар (рис.3.7–3.12), а также скорости течения на меридиональном разрезе по 85° з.д. (рис. 3.13–3.14).

Обращает на себя внимание сложная пространственная структура геострофических течений западного направления с меандрами и вихрями разного знака как на границах, так и в центральной части региона. В феврале 1988 г. (рис. 3.7) и августе – сентябре 1991 г. (рис. 3.10) в районе между 86 и 88° з.д., от 38 до 40° ю.ш. существовал антициклонический круговорот, который, при сравнении с ситуацией в центральной части на остальных съёмках (рис.3.9, 3.10), можно в определенной степени считать квазистационарным. Оценки скоростей геострофических течений на поверхности океана составили 1 – 18 см/с в 1988–1989 и 1991 гг. и до 36 см/с в 1990 г.

В октябре 2002 г. порядок геострофических скоростей был сравним со скоростями течений на предшествующих съёмках и составил 1 – 20 см/с (рис. 3.11). В районе между 83 и 85° з.д. к северу от 39° ю.ш. наблюдалось антициклоническое, а к югу – циклоническое движение вод. В ноябре – декабре 2002 г. съёмкой была охвачена большая часть южного подрайона ЮВТО, в широтной полосе между 35 и 40° ю.ш. (рис.3.12). На северной границе вдоль 36° ю.ш. поток ЮТОТ довольно сильно меандрировал, особенно в западной его части, порядок геострофических скоростей составил 1 – 15 см/с.

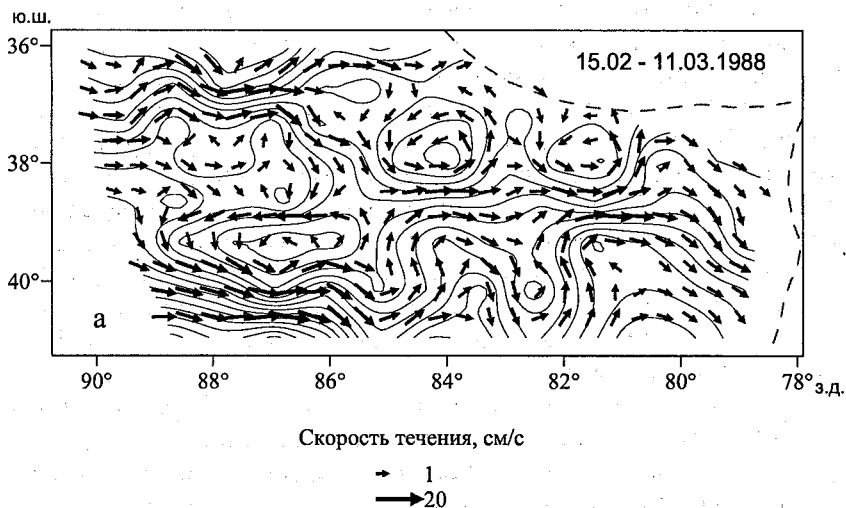


Рис. 3.7. Динамическая топография и распределение векторов геострофических течений относительно изобарической поверхности 500 дбар в феврале – марте 1988 г. Пунктирной линией обозначена граница экономической зоны Чили.



Рис. 3.8. Динамическая топография и распределение векторов геострофических течений относительно изобарической поверхности 500 дбар в январе – феврале 1989 г.

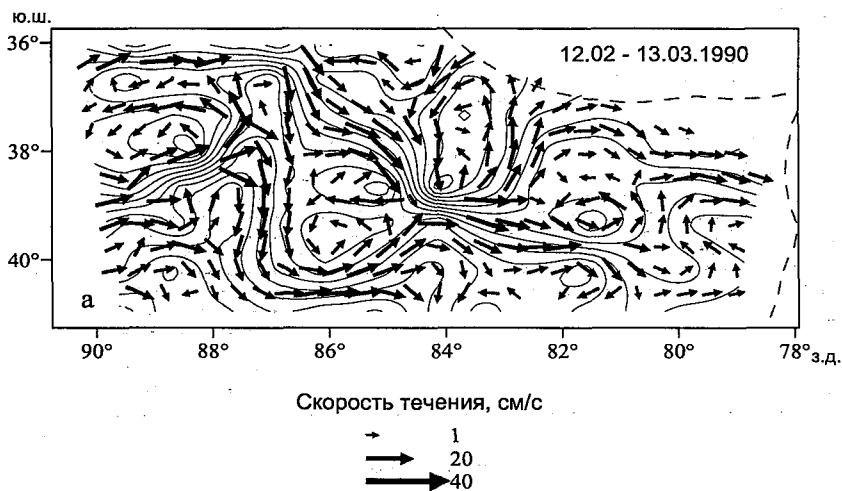


Рис. 3.9. Динамическая топография и распределение векторов геострофических течений относительно изобарической поверхности 500 дбар в феврале – марте 1990 г.

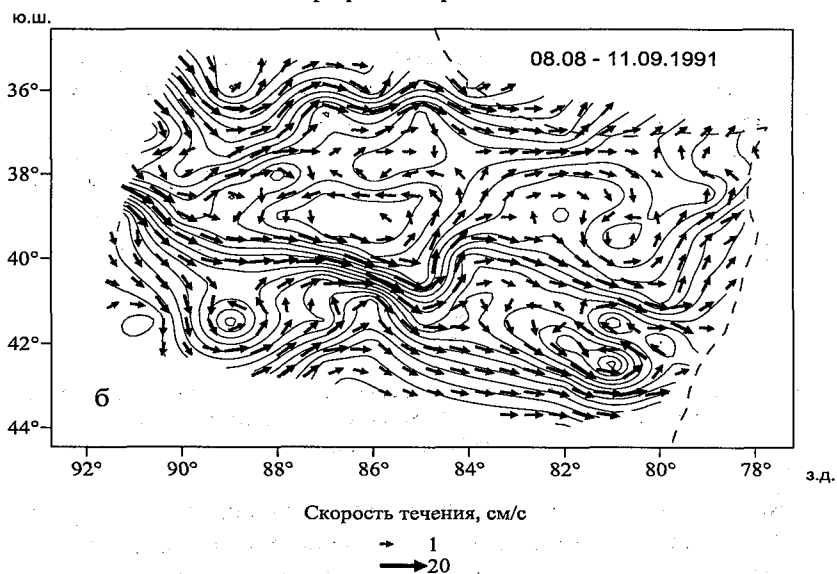


Рис. 3.10. Динамическая топография и распределение векторов геострофических течений относительно изобарической поверхности 500 дбар в августе – сентябре 1991 г.

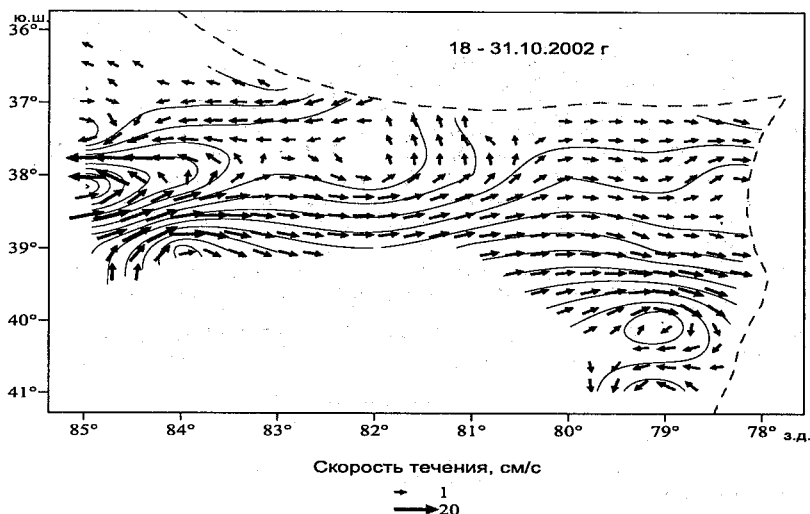


Рис. 3.11. Динамическая топография и распределение векторов геострофических течений относительно изобарической поверхности 500 дбар в октябре 2002 г.

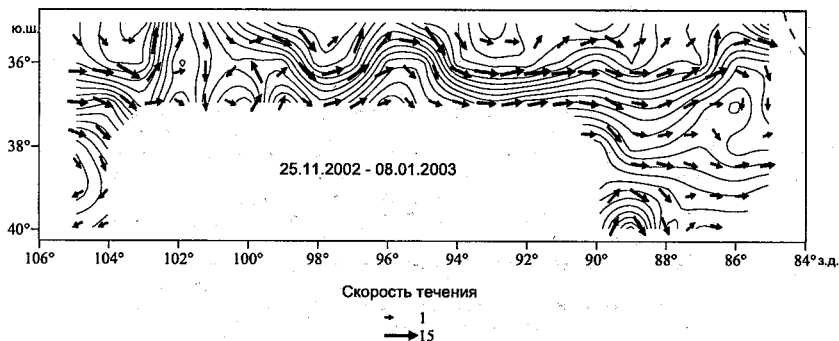


Рис. 3.12. Динамическая топография и распределение векторов геострофических течений относительно изобарической поверхности 500 дбар в ноябре 2002 – январе 2003 г.

Как показали расчеты геострофической циркуляции, в районе ЮТОТ в обширной зоне повышенной динамичности вод формируются циклонические и антициклонические вихри, создавая локальные градиентные участки. В поясе широт примерно между 35 и 45° ю.ш. вследствие неоднородности в поле течений генерируется не

просто хаотическое сообщество разнонаправленных по вращению меандров и вихрей, но преобладают так называемые “плотные упаковки” океанических вихрей [Промыслово-океанологические исследования..., 2002]. Из анализа приведенных выше рисунков отчетливо выделяется зона между $84-86^\circ$ з.д. и $38-40^\circ$ ю.ш., в которой постоянно локализуется стационарный циклонический круговорот и, следовательно, существуют благоприятные условия для формирования высокой биологической продуктивности вод.

Кроме того, повышенная биологическая продуктивность определяется интенсивностью фронтогенеза в системе Южно-Тихоокеанского течения. Промысловые скопления ставриды формируются на участках деформации субтропического фронта струями субтропических или антарктических вод и порождаемых этим очагов апвеллингов. В этих условиях ставрида проходит все этапы жизненного цикла, совершая на обширной акватории сезонные миграции [Промыслово-океанологические исследования..., 2002].

Анализ скоростей течений на меридиональных разрезах по 85° з.д. показывает увеличение скорости потоков в стречне течения с 1988 по 1990 г. почти в три раза (рис. 3.13). Соответственно с ростом скорости течения растет и расход основного потока через створ разрезом, достигая в 1991 г. величины 6,2 Св.

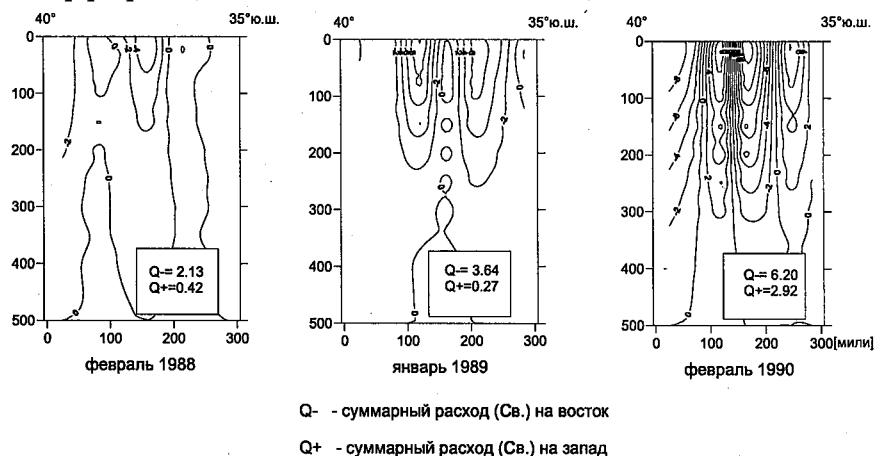


Рис. 3.13. Вертикальное распределение скоростей геострофического течения (см/с) на меридиональных разрезах вдоль 85° з.д. и суммарные расходы (в Св) в 1988–1990 гг.

С ростом расхода основного потока восточного направления также растет и обратный поток, причиной которого является усиление меандрирования течения при возрастании его интенсивности (см. рис. 3.7–3.9). Меандры антициклонического знака образуются на северной периферии, циклонического – на южной периферии геострофического потока.

Для разрезов, выполненных во второй половине 1991 и 2002 гг. (рис. 3.14), также наблюдается большая изменчивость суммарных расходов. В 1991 г. геострофический поток через створ разреза был слабым, что отразилось на суммарном переносе (3,33 Св), который сравним с расходами в 1988 и 1989 гг. (2,55 и 3,91 Св). В октябре 2002 г. суммарный поток через створ разреза (7,56 Св) сравним с суммарным потоком в феврале 1990 г. (9,12 Св.). Возможно, усиление или ослабление скорости течения в стрессе ЮТОТ нужно искать в сезонной изменчивости атмосферной циркуляции на юго-восточной периферии субтропического максимума.

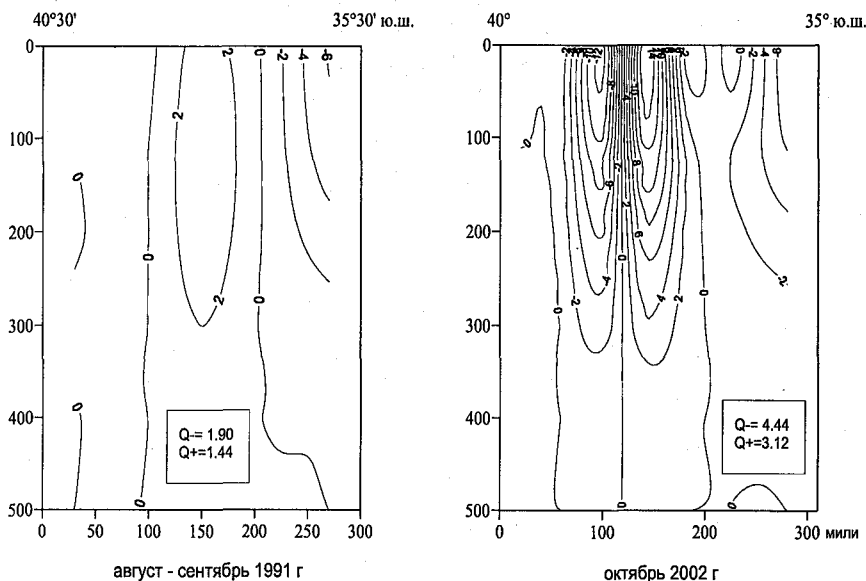


Рис. 3.14. Вертикальное распределение скоростей геострофического течения см/с на меридиональных разрезах вдоль 85° з.д. и суммарные расходы (в Св) в 1991 и 2002 г.

Прямым следствием динамических особенностей вод ЮВТО, среди которых основные – дивергенция течений и встречная направленность их в системе общего водного переноса, а также вызванный этим фактор подъема вод, – является обогащение деятельного слоя океана питательными биогенными солями, что, в свою очередь, обеспечивает высокую первичную продукцию фитопланктона в слое фотосинтеза. Как показали ориентировочные расчеты первичной продукции по запасу нитратов и фосфатов, выполненные в одной из экспедиций АтлантНИРО, воды ЮВТО принадлежат к эвтрофным, что соответствует генерализованной карте первичной продукции, составленной по среднемноголетним данным [Отчет...,1991]. Однако величина потенциальной первичной продукции, рассчитанная по запасу нитратов, оказалась близкой к среднемноголетней, хотя должна быть, как минимум, вдвое больше. Причина, по-видимому, в том, что не могла быть учтена продукция, создаваемая другими биогенами, в частности, аммиаком и мочевиной, содержание которых в эвтрофных водах конкурирует с нитратами. И наоборот, оценка первичной продукции, основанная на запасе фосфатов, оказалась заниженной. Здесь причина с большой долей вероятности в том, что концентрация фосфатов – величина менее стабильная, чем насыщенность нитратами. Если учесть, что в океане в каждый момент фиксируется разница между процессами продукции и распада, а процесс минерализации органического азота идет ступенчато: аммиак – нитриты – нитраты, то становится понятным, почему при такой схеме поддерживаются стабильные концентрации нитратов.

Регенерация фосфора происходит главным образом при деструкции, т.е. распаде планктона. Известно, что бактерии освобождают около двух третей фосфора в виде фосфатов, уже готовых к потреблению фитопланктоном. При этом зарегистрированы очень короткие циклы оборачиваемости в процессе продукции–деструкции как в олиготрофных, так и в эвтрофных водах. В первом случае это происходит из-за обедненности вод фосфором, во втором – объясняется активностью, высокими темпами процессов. Следовательно, в эвтрофных водах ЮВТО основное значение приобретает не концентрация, а скорость оборачиваемости фосфатов, что может быть только в условиях интенсивных вертикальных движений вод, т.е. при ярко выраженном апвеллинге [Отчет...,1989,1991].

3.3. Особенности циркуляции по данным спутниковой альтиметрии

Спутниковая альтиметрия измеряет высоты спутника относительно поверхности Земли по времени и прохождению сигнала, посылаемого и получаемого после отражения от поверхности спутником. Первые измерения расстояния до подстилающей поверхности с помощью альтиметра были проведены с борта орбитальной станции Skylab IV еще в ноябре 1973 г. [Сирота и др., 2004; Лебедев, Костяной, 2005]. В дальнейшем для решения геодезических задач – уточнения формы и высот геоида и гравитационного поля Земли – были запущены спутники GEOS-3 (апрель 1975 г.) и SEASAT (июнь 1978 г.). Обработка полученных альтиметрических измерений позволила уточнить форму поверхности морского геоида, построить уточненную модель гравитационного поля Земли, а также экспериментально подтвердить, что спутниковая альтиметрия является эффективным средством изучения уклонов отвеса, рельефа дна и динамики вод Мирового океана.

Первая целенаправленная программа альтиметрических измерений морской поверхности начала осуществляться США с марта 1985 г. с запуском спутника GEOSAT. Она закончилась в январе 1990 г. и стала прообразом системы спутникового мониторинга поверхности Мирового океана. В настоящее время существуют три основные программы спутникового мониторинга изменчивости высоты морской поверхности. Европейская программа начала действовать в 1991 г. и продолжается по настоящее время. В рамках нее были запущены спутники ERS-1, ERS-2 и ENVISAT. Совместная программа США и Франции началась с запуска в августе 1992 г. спутника TOPEX/Poseidon и второго спутника Jason-1 в декабре 2001 г. Программа ВМС США GFO (GEOSAT Follow On) мониторинга топографии поверхности океана началась с вывода на орбиту спутника GFO-1. В будущем планируется запуск еще нескольких спутников с усовершенствованными радарными-альтиметрами в рамках международных геофизических программ [Лебедев, Костяной, 2005].

Для изучения циркуляции океана определяют динамическую топографию поверхности океана, которая представляет собой высоту отклонения морской поверхности относительно геоида. Геометрия измерений, проводимых альтиметром или радиовысотометром, представлена на рис. 3.15.

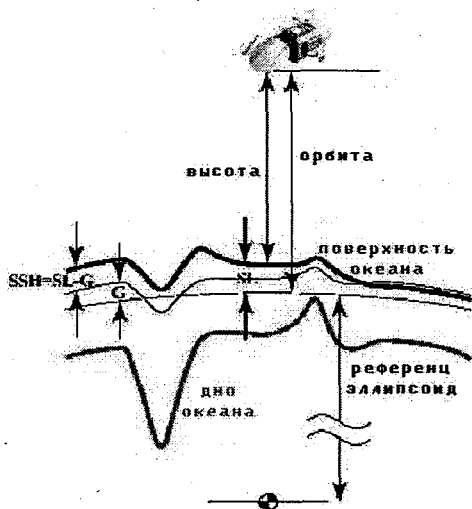


Рис. 3.15. Принципиальная схема спутниковой альтиметрии

Отклонение уровня моря от состояния покоя связано с градиентом давления, который в свою очередь влияет на океаническую циркуляцию. Значение, полученное альтиметром, — это высота спутника над поверхностью (R). Вычитая её из высоты орбиты спутника, отсчитанной от референц-эллипсоида (O), получаем высоту уровня моря над референц-эллипсоидом (SL):

$$SL = O - (R + A), \quad (3.7)$$

где A отображает поправки, связанные с прохождением радиосигнала через атмосферу, приливами, а также инструментальные и орбитальные ошибки.

Для океанографических целей наиболее важной характеристикой является отклонение уровня моря от невозмущённого состояния (SSH). Пусть G — высота геоида или расстояние от референц-эллипсоида до геопотенциальной поверхности, отражающей невозмущённую поверхность океана. Тогда:

$$SSH = O - (R + A) - G. \quad (3.8)$$

Часто высота геоида неизвестна или содержит существенные ошибки. Эти ошибки можно избежать, если рассматривать изме-

нения за длительный промежуток времени или отклонения от средних значений. Таким образом, аномалии уровня океана (*SSHA*) высчитываются по формуле

$$SSHA = SSH - MDH = SL - (G + MDH), \quad (3.9)$$

где *MDH* – значение динамической высоты или высота геоида, рассчитанная для осредненной во времени океанической циркуляции.

Спутниковая альтиметрия (СА) относится к активным методам дистанционного зондирования поверхности океана с борта космического аппарата. По времени возврата зондирующего радиоимпульса рассчитывается расстояние от спутника до подстилающей поверхности, что позволяет определить высоту морской поверхности. Форма отраженного фронта несет информацию о высотах поверхностных ветровых волн, а обратное рассеяние – о модуле скорости приводного ветра.

На прохождение отраженного от поверхности океана радиоимпульса до борта спутника значительное влияние оказывает состояние атмосферы, которое выражается в увеличении времени запаздывания импульса, что приводит к ошибке определения положения спутника над поверхностью океана. С целью коррекции измеренной высоты спутника вводятся следующие поправки: ионосферная поправка, поправка на влажность, “сухая” поправка, поправка на состояние подстилающей поверхности, поправка обратного барометра.

Для расчета динамической топографии поверхности океана, которая адекватно отражает динамику, кроме учета перечисленных выше поправок, необходимо отфильтровать изменения высоты моря, обусловленные приливными явлениями, которые могут достигать нескольких метров. С этой целью вводятся поправки на солнечный и океанский приливы, рассчитанные по соответствующим моделям вдоль каждого трека.

Уровень океана, рассчитанный по данным СА, несет в себе информацию о поле динамической топографии (ДТ). Однако он отличается от привычных результатов расчета по глубокowodным гидрологическим данным или от результатов модельных расчетов, так как уровень в данном случае измеряется относительно отсчетного эллипсоида, связанного с центром масс Земли. Поэтому изменчи-

вость ДТ изучают по аномалиям уровня океана (АУ) относительно средней морской поверхности, рассчитанной по многолетним данным СА. Для восстановления синоптического поля ДТ используется суперпозиция полей средней климатической ДТ (RIO5) и АУ.

На сегодня существует ряд баз данных СА, отличающихся между собой как форматом записи, так и формой организации и условиями доступа к данным. Организация баз данных СА осуществляется в виде набора данных о высоте морской поверхности или АУ вдоль трека, либо в виде массивов полей этих параметров, интерполированных в узлы регулярной сетки. Последний вариант является наиболее приемлемым для интерпретации данных СА в промысловой океанологии.

Среди существующих данных этого типа, которые различаются, как правило, методикой предварительной обработки информации о высоте морской поверхности вдоль треков и шагом регулярной сетки, следует отметить следующие [Сирота и др., 2004; Лебедев, Костяной, 2005]:

- данные Центра космических исследований Техасского университета (CSR);
- данные Годдаровского аэрокосмического центра (GSFC);
- данные Центра по хранению, верификации и интерпретации спутниковых океанографических данных (AVISO);
- данные Распределенного архива по физической океанографии Лаборатории реактивного движения Калифорнийского технологического института (PODAAC).

Массив аномалий уровня, разработанный AVISO, содержит объединенные поля АУ, рассчитанные по данным спутников TOPEX/Poseidon и ERS-2 с 14.10.1992 г. с пространственным разрешением $1/3^\circ \times 1/3^\circ$. Расчет АУ выполнен с помощью объективного пространственно-временного анализа. Данные привязаны к конкретным датам с интервалом 7 дней. Для расчета АУ для каждой даты используются данные за 6 недель, однако наибольший вес при анализе придается информации за ближайшие две недели.

Методика расчета динамической топографии приведена во многих литературных источниках и основана на гипотезе геострофического баланса в верхнем слое открытого океана:

$$u = -(g/f) \times d(SLA)/dy, \quad (3.10)$$

$$v = (g/f) \times d(SLA)/dx, \quad (3.11)$$

где u и v – зональная и меридиональная составляющие скорости течения, g – ускорение свободного падения, f – параметр Кориолиса, зависящий от широты места, SLA (sea level anomaly) – аномалия уровня океана, dx и dy – шаг по широте и долготе соответственно.

Для получения общей картины циркуляции на поверхности в ЮВТО средняя климатическая ДТ (RIO5) прибавлялась к значениям АУ, выбранным для района из перечисленных выше источников. Для построения векторов течений были произведены расчеты градиентов уровня на меридиан и параллель с шагом 1° и по ним рассчитаны среднемесячные зональные и меридиональные геострофического скорости течения.

Полученные карты интерпретировались как карты абсолютной динамической топографии поверхности океана за выбранный период от недели до месяца (рис. 3.16).

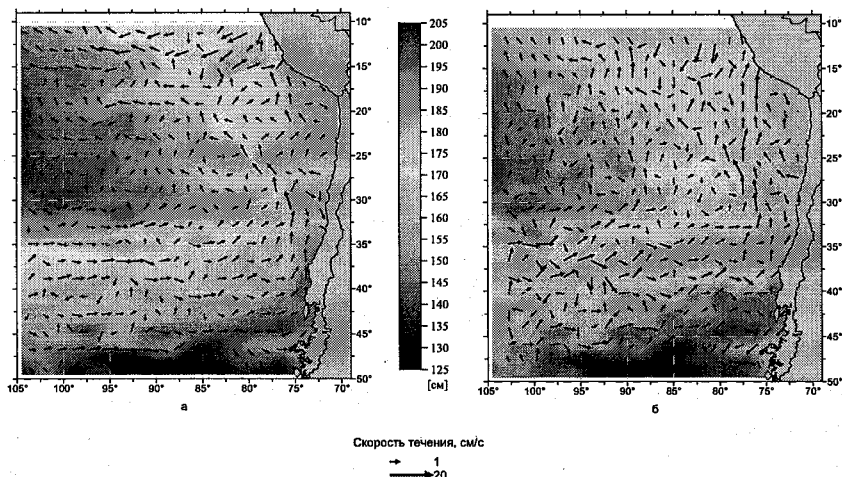


Рис. 3.16. Средняя климатическая динамическая топография RIO5 (а) и абсолютная динамическая топография для октября 2002 г. (б) и распределение геострофических течений.

Сравнение результатов расчетов течений по глубоководным океанологическим наблюдениям и по данным спутниковой альтиметрии показало, что они на качественном уровне неплохо соответствуют друг другу. Такие характеристики динамической топо-

графин, как положение стречней течений (зона максимальных горизонтальных градиентов динамических высот), ярко выраженные меандры и вихри, почти полностью совпадают на картах динамической топографии (рис. 3.17–3.18).

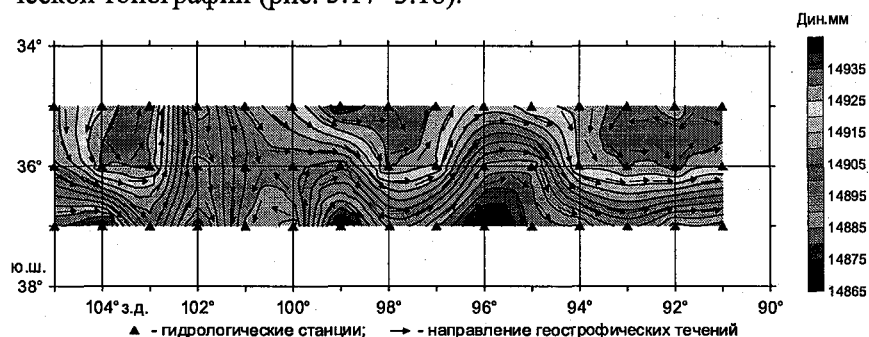


Рис. 3.17. Динамическая топография поверхности океана относительно 200 дбар, рассчитанная по СТД–данным СТМ "Атлантида", 25.11–11.12.2002 г.

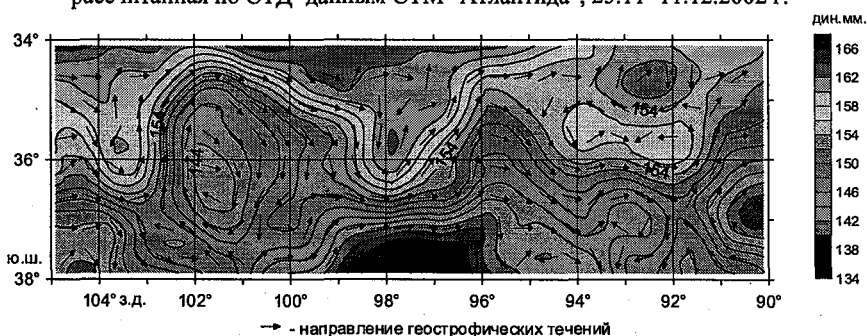


Рис. 3.18. Динамическая топография поверхности океана по данным спутниковой альтиметрии за период 27.11–04.12.2002 г. (CLS SSALTO/DUACS Altimetry).

Отметим, что на альтиметрических картах могут быть выделены следующие термодинамические образования, в значительной степени влияющие на распределение численности промысловых рыб [Фукс, 2004]:

- штормовые возмущения в поле уровня и течений, связанные с прохождением глубоких циклонов;
- синоптические вихри (циклоны и антициклоны), перемещающиеся с захваченной ими водной массой;
- низкочастотные волны (волны Кельвина, Россби, топографические волны и др.), характерные тем, что в пространстве пере-

мещается форма волны, а частицы воды со свойственными им характеристиками совершают орбитальные движения;

- квазистационарные термодинамические возмущения (зоны конвергенции и дивергенции течений), связанные с фронтальными зонами, апвеллингами и даунвеллингами.

Вследствие этого альтиметрические данные могут быть использованы при решении различного рода задач промышленной океанологии. В частности, Фукс [Фукс, 2004] выделил три основных направления:

- оперативное использование спутниковой альтиметрии в режиме реального времени для определения мест промысловых скоплений рыбы и решения задач краткосрочного промыслового прогнозирования;

- использование массивов альтиметрической информации для оценки океанографических особенностей промыслового сезона при разработке квартальных и сезонных промысловых прогнозов;

- использование многолетних массивов альтиметрической информации совместно с мареографными наблюдениями за уровнем моря как предикторов в прогнозах климатических трендов в океане, межгодовой изменчивости океанологических условий промысла и динамики численности промысловых рыб.

Рассмотрим решение задачи, относящейся к последнему направлению, – оценке скоростей геострофических течений. С этой целью для открытой части ЮВТО были использованы данные спутникового архива TOPEX/Poseidon (данные GSFC) в узлах односторонней сетки по десятидневным циклам [Ducet et al., 2000; Chelton et al., 2001].

Выявление и последующий анализ изменчивости динамики в районе ЮВТО для каждого цикла TOPEX/Poseidon проводилось как по полю динамической топографии (ДТ), так и по полю ее градиентов [Lebedev, Sirota, 2004]. Для каждого цикла TOPEX/Poseidon были определены значения широты максимального градиента ДТ на фиксированных меридианах между 110 и 90° з.д. Восточнее 90° з.д. величина градиента, как правило, заметно уменьшается, а геострофический перенос меняет свое направление на северное, переходя в поток Перуанского течения. Пространственное положение стрежня ЮТОТ за весь рассматриваемый

мый период времени (с 1992 по 2003 г.) приведено на рис. 3.19, а его среднее многолетнее положение – на рис. 3.20. Нетрудно видеть, что стрежень ЮТОТ вытянут в зональном направлении между 36 и 37° ю.ш., что хорошо подтверждается гидрологическими съемками.

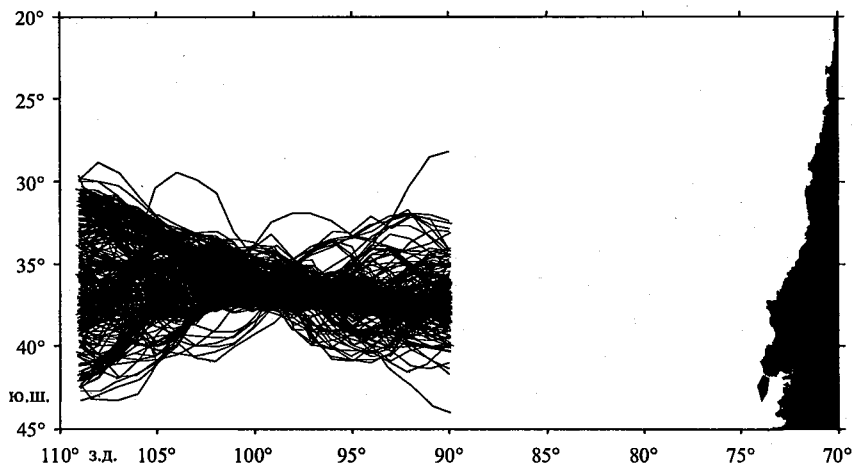


Рис. 3.19. Положение стрежня ЮТОТ, определенное по картам градиентов динамической топографии поверхности океана по данным спутникового архива программы TOPEX/Poseidon за период с 1992 по 2003 г. [Lebedev, Sirota, 2004].

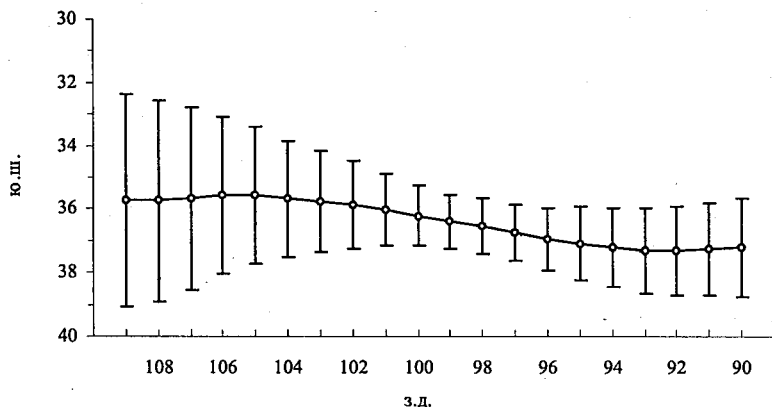


Рис. 3.20. Среднее многолетнее положение ЮТОТ за период с 1992 по 2003 г.

Из опыта поисковых работ в период интенсивного промысла в ЮВТО известно, что наиболее плотные скопления ставриды наблюдались в зонах термических и динамических неоднородностей в верхнем слое океана (мезомасштабные вихри, образующиеся в результате меандрирования Южно-Тихоокеанского течения, выходя за пределы экономических зон холодных вод Перуанского течения). Эти неоднородности обнаруживались по результатам океанографических съемок (термобатиграфом или батометрами), выполняемых поисковыми судами. Однако полную картину динамики верхнего слоя океана на обширной акватории ЮВТО удавалось получать крайне редко и лишь с привлечением большого количества судов.

Многолетние данные по распределению и промыслу ставриды в южном подрайоне ЮВТО свидетельствуют о том, что в ходе сезонных миграций, связанных с жизненным циклом, ставрида совершает перемещения в зональном направлении в полосе широт между 35 и 45° ю.ш. от материкового склона Южной Америки далеко на запад, вплоть до о. Новая Зеландия.

Активный промысел рыбы велся до 107° з.д. Многие авторы указывают на приуроченность зон повышенной биологической продуктивности в ЮВТО (районы высоких концентраций фито- и зоопланктона, благоприятные для рыбы термические условия и т.д.) к динамическим неоднородностям, возникающим на периферии ЮТОТ. Полученные результаты о среднем многолетнем положении потока ЮТОТ хорошо согласуются с тезисом о влиянии этого фактора крупномасштабной океанической циркуляции на распределение промысловых скоплений ставриды в южном подрайоне ЮВТО. Кроме того, результаты тралово-акустической съемки, проведенной НИС "Атлантида" в 2002 г. в ЮВТО подтверждают наличие наиболее плотных концентраций посленерестовой ставриды на северной периферии циклонических меандров течения в районе между 100 и 97° з.д. (рис. 3.21).

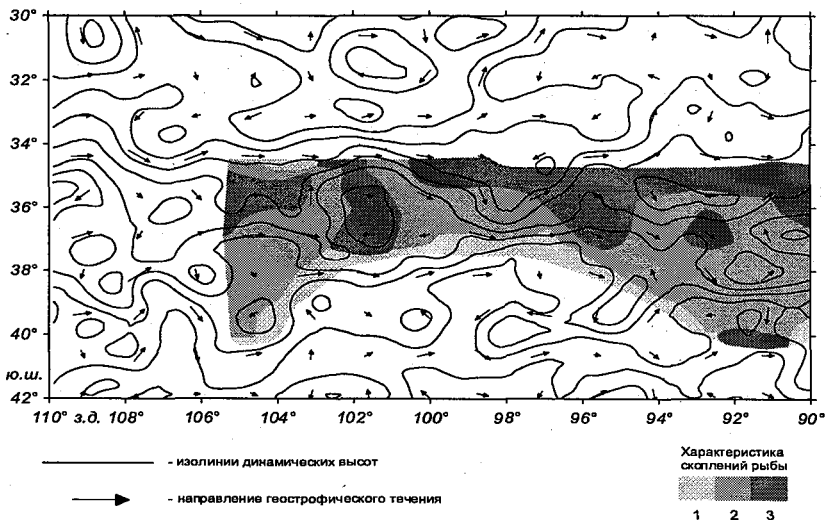


Рис. 3.21. Распределение геострофических течений по данным АУ за 10–16.10.2002 г. и скопления рыбы по данным СТМ "Атлантида" 07–14.10.2002 г. (1 – уловы менее 0,2 т; 2 – 0,2–1,0 т; 3 – уловы 1–7 т на 1 час траления).

3.4. Завихренность в поле поверхностных течений по данным спутниковой альтиметрии

Как известно, соотношение между установившейся (средней) и неустановившейся (вихревой) составляющими результирующей циркуляции изменяется по акватории Мирового океана в широких пределах [Бурков, 1980]. Вихревая кинетическая энергия течений везде превышает среднюю кинетическую энергию, причем в сильных пограничных течениях в два раза, а в слабых (границные течения субтропических круговоротов) – в 30–40 раз. Средняя и вихревая кинетическая энергия течений рассчитываются по формулам:

$$E_{cp} = 0,5(u_{cp}^2 + v_{cp}^2), \quad (3.12)$$

$$E_{вихр} = 0,5(u'^2 + v'^2), \quad (3.13)$$

где $u' = u - u_{cp}$ и $v' = v - v_{cp}$ – отклонения зональной и меридиональной составляющих течений от их средних значений.

Вихревую кинетическую энергию (ВКЕ) можно рассчитать по градиентам аномалий уровня океана на меридиан и параллель, а

затем оценить по ней завихренность в основных потоках океанических течений. Именно так делается в последнее время зарубежными учеными в исследованиях мезомасштабной океанической циркуляции [Morrow, Le Traon, 2006; Pascual et al., 2006]. Расчет ВКЕ для любого района океана можно выполнить, используя программное обеспечение ESA (European Space Agency) – CNESS (Centre National d'Etudes Spatiales), BRAT (Basic Radar Altimetry Toolbox). При этом используются сеточные данные с рассчитанными составляющими скорости течений по данным спутникового архива на меридиан и параллель. Шаг сетки составляет $1/3^\circ$. Пример расчета ВКЕ для района ЮВТО между 10 и 50° ю.ш. и от 130 до 70° з.д., соответствующего циклу спутника ENVISAT за 17 августа 2005 г. приведен на рис. 3.22 б.

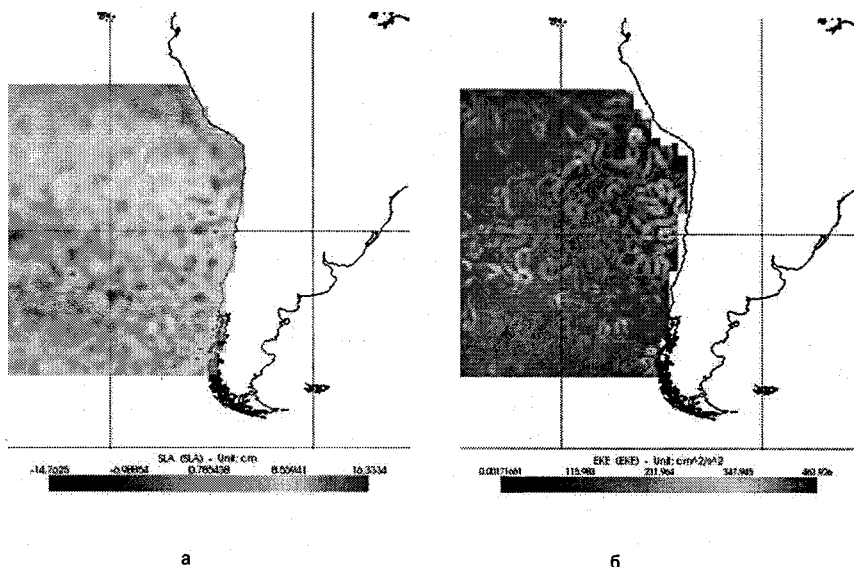


Рис. 3.22. Распределение аномалий уровня (а) и вихревой кинетической энергии течений (б) по данным спутникового архива в ЮВТО (10 – 50° ю.ш., 105 – 70° з.д.) в августе 2005 г.

Хорошо видны вихревые структуры с наибольшими значениями ВКЕ в стрежнях основных течений ЮВТО. Сравнение распределения ВКЕ с распределением аномалий уровня (рис. 3.22 а) показывает их взаимное соответствие в районах с хорошо выраженными вихревыми структурами разного знака.

Указанный подход был использован для расчетов средней и вихревой кинетической энергии (СКЕ и ВКЕ) течений для временного ряда с октября 1992 г. по май 2007 г. по данным спутниковой альтиметрии. Расчеты показали, что на локальных участках акватории ЮВТО в отдельные короткие промежутки времени ВКЕ может превосходить СКЕ в десятки и даже сотни раз. Однако в большинстве случаев ВКЕ меньше СКЕ (рис. 3.23).

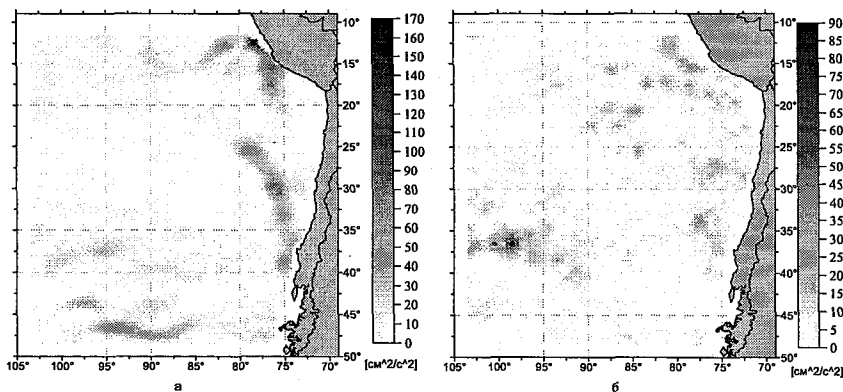


Рис. 3.23. Распределение средней (а) и вихревой (б) кинетической энергии течений по данным спутникового архива в ЮВТО (10–50° ю.ш., 105–70° з.д.) в августе 2005 г.

Для исключения влияния локальных пиков значения ВКЕ были суммированы в десятиградусных квадратах между 35 и 45° ю.ш.: 75–85°, 85–95°, 95–105° з.д. и сглажены скользящим средним по 13 месяцам. Полученные ряды отражают межгодовую изменчивость ВКЕ в десятиградусных квадратах (рис. 3.24). В квадрате 35–45° ю.ш., 75–85° з.д. суммарные значения ВКЕ и амплитуда ее изменчивости ниже почти в два раза, чем в квадратах к западу от 85° з.д. Возможно, это связано с поворотом ЮТОТ на северо-восток, север и общим уменьшением кинетической энергии потока. Локальные пики ВКЕ в разных десятиградусных квадратах наблюдаются в разные временные периоды и не показывают явно какой-либо видимой связи. Вероятнее всего причины уменьшения или увеличения ВКЕ связаны с изменчивостью атмосферной циркуляции в районе каждого десятиградусного квадрата.

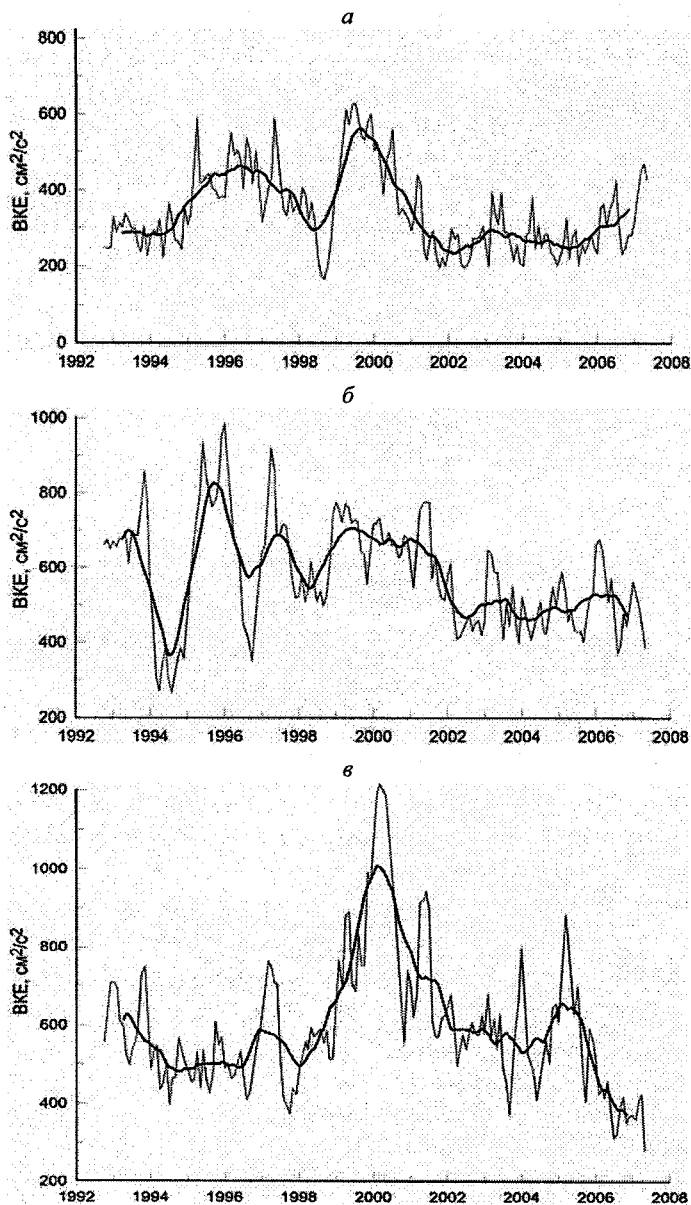


Рис. 3.24. Межгодовая изменчивость вихревой кинетической энергии в десяти-градусных квадратах между 35 и 45° ю.ш.: 75–85° (а), 85–95° (б), 95–105° з.д. (в)

Спектральный анализ сглаженных рядов ВКЕ (рис. 3.25) показывает наличие циклов с периодами 43 мес. (3,6 лет) и 55 мес. (4,6 лет) в квадратах 35–45° ю.ш., 75–85° и 85–95° з.д. и ярко выраженного квазидвухлетнего цикла в квадрате 35–45° ю.ш., 85–95° з.д..

В наиболее западном квадрате 35–45° ю.ш., 95–105° з.д. значимым является цикл с периодом 34 мес. (2,8 лет), далее присутствует красный шум (низкочастотная составляющая спектра на коротком ряде наблюдений).

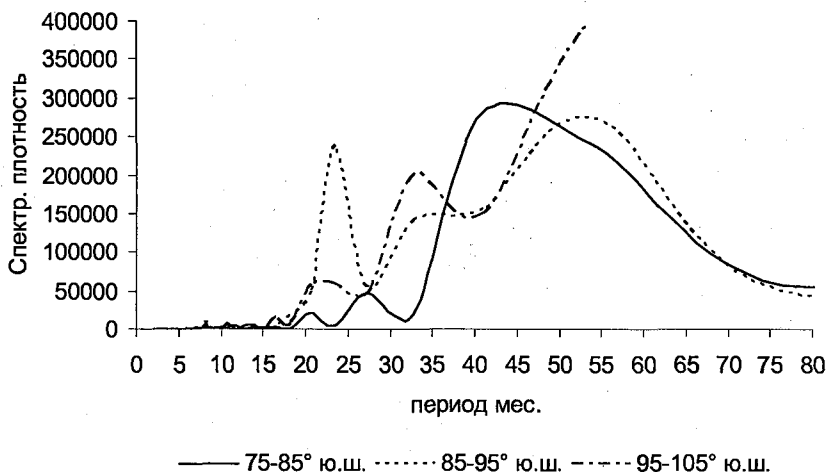


Рис. 3.25. Периодограмма сглаженных суммарных значений ВКЕ в десятиградусных квадратах между 35 и 45° ю.ш.: 75–85° (а), 85–95° (б), 95–105° з.д. (в)

Как известно, индекс ENSO (ЭльНиньо – Южное колебание) отражает колебания атмосферного давления между восточной (о. Таити) и западной (г. Дарвин) частями Тихого океана и имеет те же пики [Промыслово-океанологические исследования..., 2002]. По этой причине естественно предположить, что долгопериодная составляющая изменчивости атмосферных процессов в ЮВТО влияет на межгодовое перераспределение вихревой кинетической энергии в поле поверхностных течений.

Для выявления вихревых структур разного знака в поле поверхностных течений можно использовать методику расчета лапласиана [Малинин и др., 2003], выбрав в качестве материала для расчетов аномалии уровня океана.

Для временного ряда с октября 1992 по май 2007 гг. в районе ЮВТО (от 10 до 50° ю.ш. и от 105 до 75° з.д.) по данным АУ были выполнены расчеты лапласиана в одноградусных квадратах. Пример карты его пространственного распределения совместно с аномалиями уровня и скоростями геострофического течения приведен на рис. 3.26.

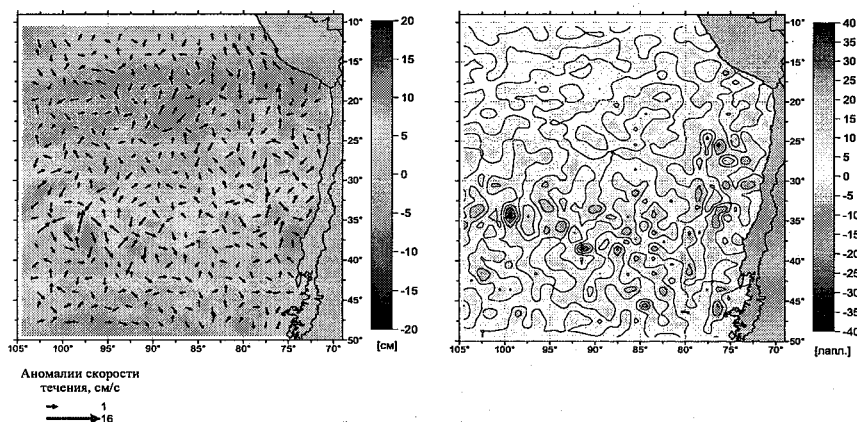


Рис. 3.26. Распределение аномалий уровня океана (см), скоростей геострофических течений (см/с) и лапласиана по данным спутниковой альтиметрии в ЮВТО для мая 2005 г.

Положительным значениям лапласиана соответствует положительный, или антициклонический, тип завихренности (АТЗ), отрицательным значениям – отрицательный, или циклонический, тип завихренности (ЦТЗ).

Для анализа временной изменчивости лапласиана были суммированы все его значения для трех десятиградусных квадратов в полосе широт от 35 до 45° ю.ш., между долготами 75–85°, 78–95° и 95–105° з.д.

Межгодовая изменчивость лапласиана как по повторяемости (количество одноградусных квадратов со значениями лапласиана больше +25 или меньше –25), так и по суммарной интенсивности (сглаженные по 13 месяцам значения лапласиана) показывает, что существуют периоды времени как с высокой, так и с низкой повторяемостью ЦТЗ и АТЗ разной интенсивности (рис. 3.27).

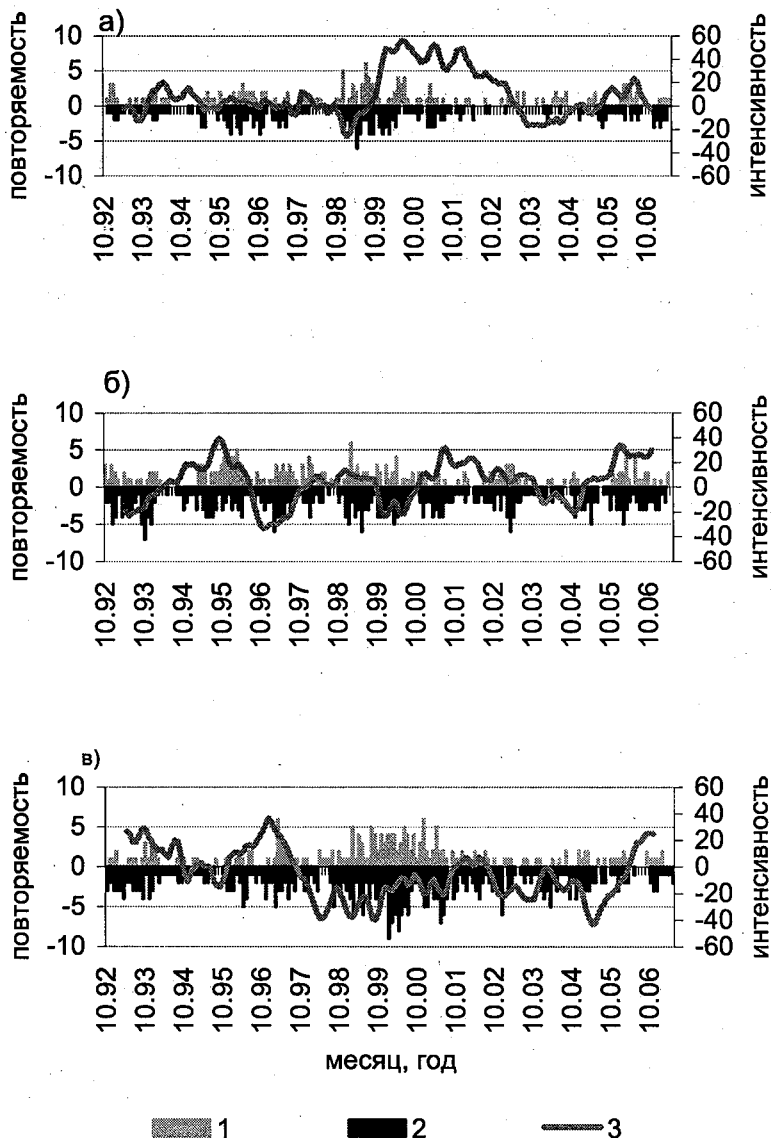


Рис. 3.27. Межгодовое распределение повторяемости АТЗ (1) и ЦТЗ (2) более 25 ед. интенсивности и суммарной интенсивности лапласиана (3) в десятиградусных квадратах между 35 и 45° ю.ш.: 75–85° (а), 85–95° (б), 95–105° з.д. (в)

Интенсивность при этом не имеет какой-либо видимой связи с повторяемостью завихренности того или иного знака вероятно из-за того, что ЦТЗ и АТЗ взаимосвязаны между собой. В то же время сезонно сглаженные значения суммарного лапласиана дают наглядное представление о межгодовых периодах доминирования ЦТЗ или АТЗ в широтном поясе ЮВТО от 35 до 45° ю.ш.

Для выявления скрытой периодичности сглаженные ряды лапласиана в выбранных десятиградусных квадратах были подвергнуты спектральному анализу.

На периодограмме (рис. 3.28) выделяются те же пики, что и во временной изменчивости ВКЕ, связанные с периодами 3,6 (43 мес.), 4,8 (58 мес.) и 6 (72 мес.) лет.

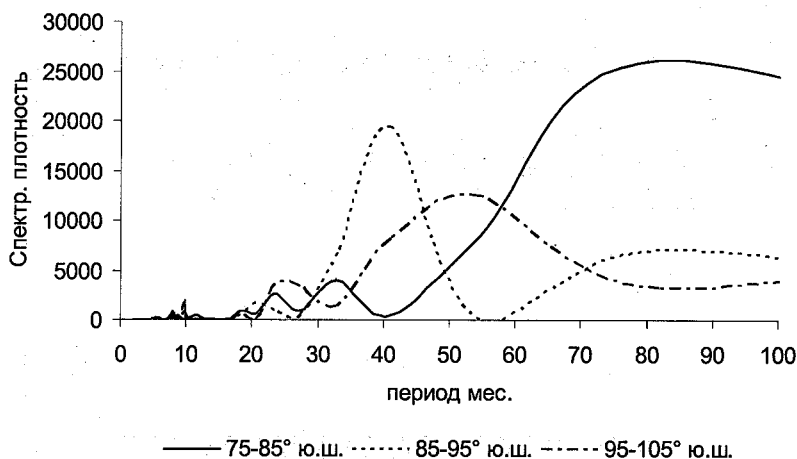


Рис. 3.28. Периодограмма сглаженных значений суммарного лапласиана в десятиградусных квадратах между 35 и 45° ю.ш.: 75-85° (а), 85-95° (б), 95-105° з.д. (в)

Из этого следует, что межгодовое перераспределение ЦТЗ, АТЗ и ВКЕ в ЮВТО взаимосвязаны и имеют одни и те же причины изменчивости, находящиеся в межгодовой изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции над южной частью Тихого океана.

Глава 4.

ВОДНЫЕ МАССЫ, ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ

4.1. Общая характеристика формирования водных масс

Зональная изменчивость природных условий, особенности распределения солнечной энергии, тепло- и влагообмена, наличие макроциркуляционных систем с их своеобразием горизонтальных и вертикальных движений обуславливают формирование водных масс с определенным комплексом квазистационарных характеристик.

По определению А.Д. Добровольского [Добровольский, 1961] *под водной массой следует понимать некоторый сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана, обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющий единый комплекс и распространяющийся как единое целое.*

Таким образом, квазипостоянство этих характеристик в пространстве и времени есть основная отличительная черта водных масс. Естественно, что водная масса отражает прежде всего физико-географические черты района формирования, в котором она получила свои характерные свойства, а также пути распространения. На границах между водными массами формируются фронтальные зоны, в которых обостряются градиенты характеристик при переходе из одной водной массы в другую. В случае особенно резких градиентов граница между водными массами может иметь вид поверхности раздела, или фронтальной поверхности.

Поскольку существуют трудности определения многих химических и биологических характеристик, то до настоящего времени очень сложно судить о том, какие характеристики являются более важными, а какие – менее важными с точки зрения идентификации водной массы. Это существенно затрудняет их однозначное выделение. Поэтому обычно для выделения водных масс используются данные только о температуре и солености, хотя этих данных не всегда оказывается достаточно для надежной идентификации.

С помощью T,S -диаграммы могут быть представлены следующие графические образы: прямая смещения, изображающая смещение двух водных масс; треугольник смещения, необходимый для анализа перемешивания трех водных масс; а также произвольная T,S -кривая, служащая основой идентификации и выделения водных масс.

Отметим, что, несмотря на целый ряд недостатков, T,S -анализ до настоящего времени является наиболее широко используемым методом выделения водных масс. Впервые он был предложен в 1918 г. Гелланд-Ганzenом, а в наиболее общем виде правила анализа водных масс по T,S -кривым были сформулированы в 1944 г. В.Б. Штокманом. Достаточно полное изложение теории водных масс и обзор основных публикаций дается О.И. Мамаевым [Мамаев, 1987, 2000].

Основными факторами формирования водных масс являются прежде всего процессы крупномасштабного тепло- и влагообмена через поверхность океана, горизонтальная циркуляция вод, процессы осенне-зимней конвекции в высоких широтах и средиземных бассейнах [Малинин, 1997]. Именно сочетание и особенности проявления указанных факторов приводят, в конечном счете, к формированию больших масс воды с квазистационарными характеристиками. Однако "зарождение" большинства водных масс осуществляется при тепло- и влагообмене, т.е. при непосредственном контакте с атмосферой, в следствие чего своеобразие и наиболее характерные свойства водные массы приобретают главным образом в районе их формирования на поверхности океана. Затем происходит трансформация (эволюция) водных масс при горизонтальных и вертикальных движениях [Егоров, 1974; Новые идеи..., 2004]. В результате большинство глубинных и даже придонных водных масс формируется из поверхностных. При этом опускание поверхностных вод происходит главным образом за счет тех вертикальных перемещений, которые вызываются их горизонтальным обращением. Особенно благоприятны условия для образования водных масс в высоких широтах, где развитию интенсивных нисходящих движений по периферии циклонических систем способствуют высокая плотность вод и небольшие вертикальные градиенты. Границами различных типов водных масс обычно служат слои, разделяющие структурные зоны.

Итак, можно сделать вывод о существовании принципиальных отличий в формировании водных масс. Большинство из них, как уже отмечалось, образуется в климатически однородных зонах океана при непосредственном контакте с атмосферой. Кроме того, эти водные массы занимают огромные пространства, однако движения их, как единого целого, не происходит. В то же время в пределах собственно водной массы вода находится в постоянном движении и вовлечена в разнообразные процессы обмена и перемешивания. Такие водные массы называются *основными, или первичными*.

Вторичные водные массы представляют собой результат смешения основных водных масс и вод, внесенных в океан из окраинных и средиземных морей, причем их "материнским" ядром служит интрузионная прослойка. Заметим, что в некоторых случаях выделяют *частные* (локальные) водные массы, к которым относятся ядра изолированных вихревых образований, распространяющихся в поверхностных или промежуточных водах, а также мезо- и мелкомасштабные интрузии (например, фронтальные интрузии), отделяющиеся от материнских водных масс и перемещающиеся в толще инородных вод. Принципиальное отличие частных водных масс состоит в том, что их движение представляет единое целое и может не совпадать с движением материнской массы.

Наиболее точными показателями водной массы являются физические, химические и другие характеристики в ее "ядре", т.е. в районе формирования. От ядра к внешним границам характеристики водной массы обычно не остаются постоянными, а претерпевают изменения в некоторых пределах. Эти изменения, т.е. трансформация водной массы, осуществляются под влиянием следующих факторов: перемещение массы из одной климатической зоны в другую, изменения внешних условий в районе ее расположения и смешения с соседними водными массами.

Первый фактор носит название *зональной* трансформации, так как он связан с действием меридиональных океанских течений. Второй фактор представляет *сезонную* трансформацию, связанную с годовым ходом гидрометеорологических процессов в месте нахождения водной массы. При этом могут возникать ее модификации (зимняя и летняя разновидности водной массы). Третий фактор называется трансформацией *смещения*, которая может идти

постепенно, если между водными массами нет четкой границы. Это свойственно в основном водам глубинной и придонной структурных зон. Однако трансформация смешения может осуществляться весьма резко, что касается прежде всего фронтальных зон океана, характеризующихся наличием обостренных пространственных градиентов основных физических и химических характеристик по сравнению с их фоновыми значениями.

4.2. Климатологическое распределение водных масс в слое 0 – 1000 м

4.2.1 *T,S-анализ*

Как следует из классификации водных масс Мирового океана [Мамаев, 1987], в южной части Тихого океана должны присутствовать субтропическая тропосферная водная масса, антарктические поверхностная и промежуточная воды. Именно преимущественное горизонтальное взаимодействие между ними определяет реальную структуру пространственного распределения основных физических и химических параметров. При этом тропосферные воды располагаются в приповерхностных слоях океана, на глубинах примерно от 100 до 500–900 м, и приурочены в основном к антициклоническим круговоротам. Промежуточные воды представляют собой своеобразную границу между тропосферой и стратосферой и располагаются на глубинах от 600–800 до 1200 м. Термохалинный индекс для субтропической восточной части Южной Пацифики равен 11,5 °C, 33,9 ‰, а для антарктической промежуточной – 5,0 °C, 34,1 ‰.

По терминологии Свердруп-ЮВТО «следует отнести к одному из двух так называемых «переходных районов», представляющих области вторжения холодных течений в низкие широты и характеризующих горизонтальное взаимодействие, как правило, двух водных масс» [Мамаев, 1987]. В результате их смешения может происходить формирование вторичных водных масс, которые часто имеют квазистационарный характер. В данном случае осуществляется вторжение холодного Перуанского течения в субтропическую и тропическую зоны. Характерной особенностью *T,S*-кривых на меридиональных разрезах, пересекающих «переходные районы»,

является их «веерообразность» в поверхностных слоях океана. Закономерности формирования водных масс и их пространственно-временная изменчивость для района ЮВТО рассматриваются в работах [Кошляков, Тараканов, 1999, 2005; Малинин и др., 2007].

Исходными данными для выделения водных масс в работе авторов [Малинин и др., 2007] послужили климатические среднемесячные глубоководные данные температуры воды (T) и солёности (S) в ЮВТО на 19 стандартных горизонтах до 1000 м включительно в узлах регулярной сетки $1^0 \times 1^0$ в 560 точках, приведенные приведенные в атласе Мирового океана (под ред. С. Левитуса) WOA05 [NOAA NODC WOA05...; Locarnini et al., 2006]. Глубина 1000 м соответствует примерно половине глубины промежуточной структурной зоны океана [Степанов, 1983]. С целью уменьшения размерности и сглаживания мелкомасштабных пространственных флюктуаций предварительно осуществлялось осреднение температуры и солёности в узлы двухградусной сетки на всех горизонтах. С учетом того, что несколько точек попадает на берег, их общее число сократилось до 136.

Кроме того, с учетом рекомендаций О.И. Мамаева [Мамаев, 1987] для исключения мелкомасштабных флюктуаций в верхнем 100-метровом слое производилось осреднение полей температуры и солёности от поверхности. Осредненные таким образом значения температуры и солёности считались относящимися к нулевому горизонту. Следующий горизонт, используемый в расчетах, – это горизонт 125 м. Таким образом, число горизонтов уменьшилось до 13, а общее число точек составило 1768.

Вначале рассмотрим особенности пространственного распределения температуры и солёности для средних годовых условий. На рис.4.1 приводится трехмерное распределение температуры, на котором даны два вида: с северо-востока и с юго-запада. Как и следовало ожидать, максимальные значения приурочены к поверхностному слою севернее 35° ю.ш., причем по мере удаления от берега температура понижается. Распределение температуры носит преимущественно зональный характер, причем по направлению к югу вертикальное распределение температуры становится все более гладким, а градиенты ее как по вертикали, так и по пространству быстро уменьшаются.

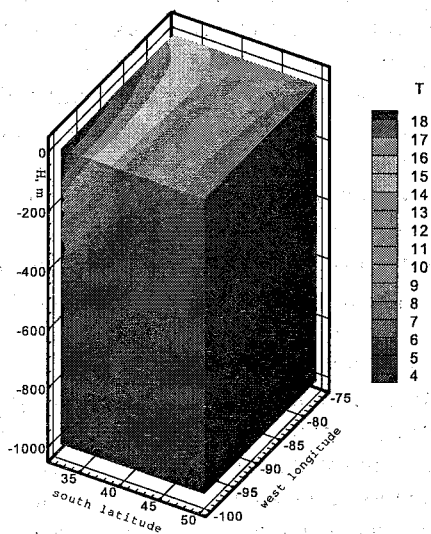
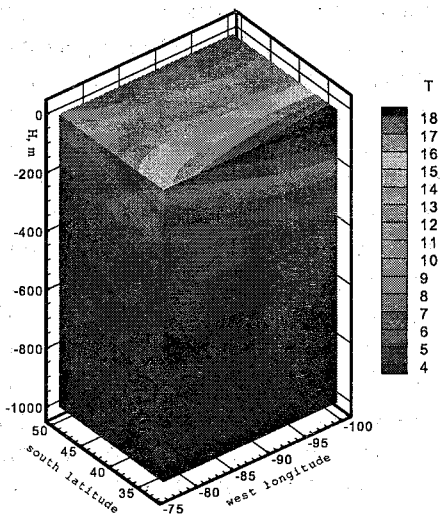


Рис. 4.1. Трехмерное распределение температуры для средних многолетних годовых условий (два вида: с северо-востока и с юго-запада).

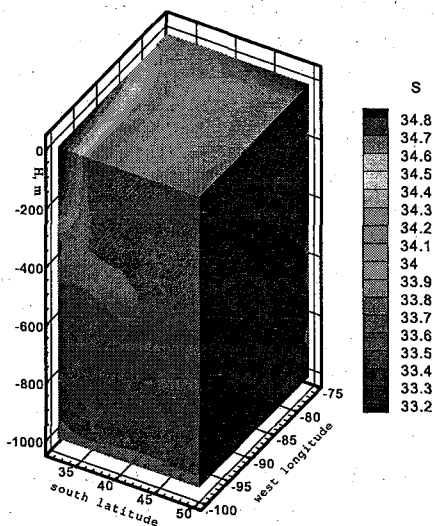
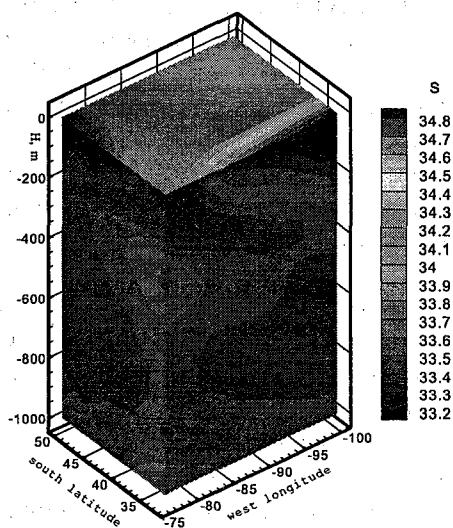


Рис. 4.2. Трехмерное распределение солёности для средних многолетних годовых условий (два вида: с северо-востока и с юго-запада).

Более сложным представляется распределение солёности (рис. 4.2). Максимальные значения её отмечаются в поверхностном слое на крайнем северо-западе рассматриваемого района, а минимальные — тоже в поверхностном слое, но на крайнем юго-востоке и обусловлены движущимися на север холодными распресненными водами Перуанского течения. Следует отметить наличие довольно хорошо выраженного максимума солёности на глубине около 400 м в крайней северо-восточной части района, что, очевидно, связано с проникновением сюда промежуточных субтропических вод.

Очевидно, T, S -анализ для всех выделенных точек представляется излишне детальным, поэтому нами была выбрана группа реперных точек на трёх меридиональных разрезах вдоль 80° , 90° и 100° з.д. На этих разрезах брались по четыре точки на широтах 32, 36, 40 и 50° ю.ш. Для каждой точки строились T, S -кривые. Результаты T, S -анализа представлены на рис. 4.3–4.5. Действительно, как видно из рис. 4.3, представляющего собой меридиональный разрез в районе действия Перуанского течения, T, S -кривые образуют здесь «приповерхностный веер», что характерно для областей горизонтального взаимодействия водных масс. При этом севернее 40° ю.ш. прослеживаются хорошо выраженные локальные экстремумы в вертикальном распределении солёности. Это — подповерхностный минимум на глубине 200 м и промежуточный максимум на глубине около 400 м. Очевидно, первый из них обусловлен действием направленного к северу Перуанского течения, а второй — направленного к югу Перу-Чилийского противотечения, выносящего из субтропиков более солёные воды. Южнее 40° ю.ш. экстремумы в солёности уже не выражены. Вертикальное распределение температуры имеет более традиционный характер. С глубиной её вертикальные градиенты постепенно уменьшаются.

Распределение T, S -кривых на меридиональном разрезе по 90° з.д. уже не имеет столь ярко выраженных экстремумов в солёности. Это связано с тем, что влияние прибрежных Перуанского течения и Перу-Чилийского противотечения здесь выражено значительно слабее. На меридиональном разрезе вдоль 100° з.д. влияние данных течений уже не прослеживается, поэтому распределение T, S -кривых носит довольно гладкий характер.

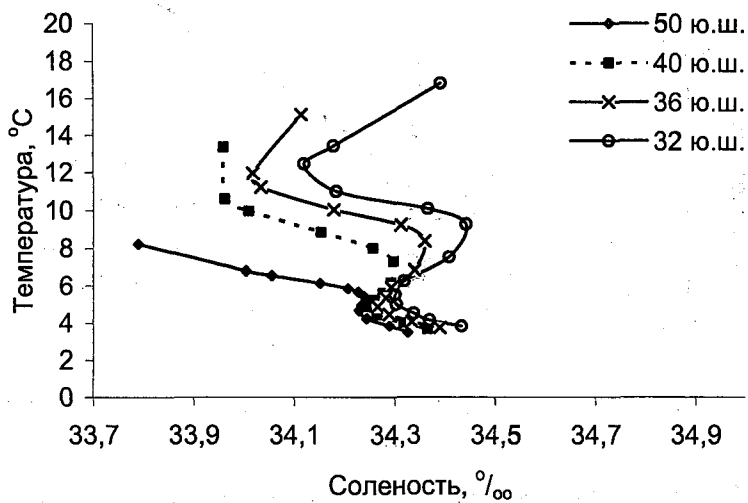


Рис. 4.3. T,S -кривые для отдельных точек меридионального разреза вдоль 80° з.д.

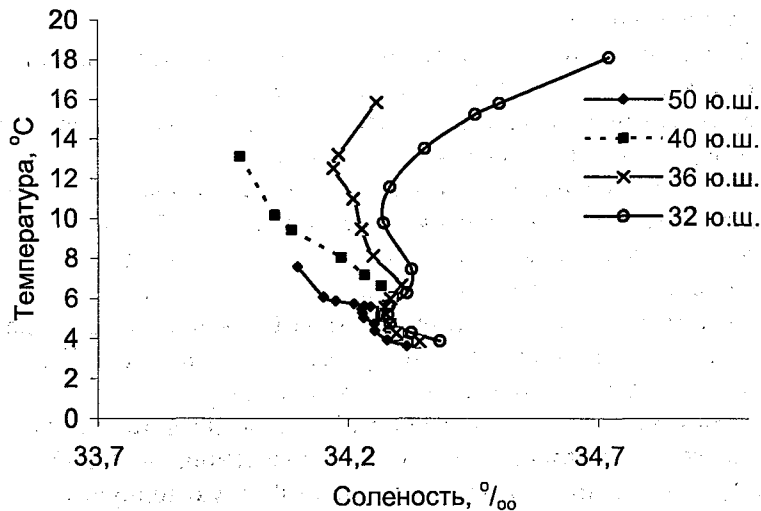


Рис. 4.4. T,S -кривые для отдельных точек меридионального разреза вдоль 90° з.д.

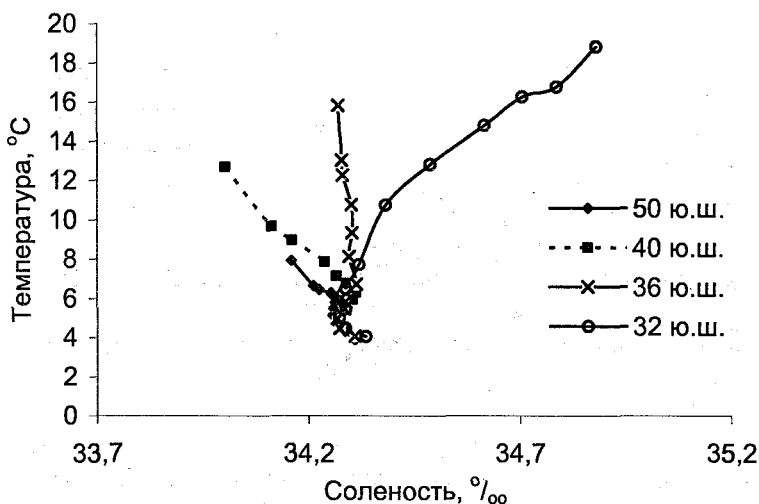


Рис. 4.5. T,S -кривые для отдельных точек меридионального разреза вдоль 100° з.д.

Из анализа T,S -кривых на указанных разрезах могут быть выделены следующие водные массы:

- 1) довольно холодная распресненная антарктическая промежуточная вода (АнП);
- 2) сравнительно теплая соленая субтропическая поверхностная вода южной части Тихого океана (СТЮТ_{пов});
- 3) сравнительно теплая соленая субтропическая подповерхностная вода южной части Тихого океана (СТЮТ_{ппов});
- 4) относительно теплая распресненная субантарктическая поверхностная вода южной части Тихого океана (САЮТ);
- 5) вторичная водная масса, связанная с локальным максимумом солености, отражающая смешение АнП с САЮТ и СТЮТ_{ппов}, в том числе в результате действия Перу-Чилийского противотечения, которую мы назвали субтропической трансформированной водой южной части Тихого океана (СТ_{тр}).

Отметим, что О.И. Мамаевым СТ_{тр} не выделяется, поскольку она является вторичной и сугубо локальной, а СТЮТ_{пов} и СТЮТ_{ппов} объединяются в единую тропосферную водную массу.

4.2.2. Кластерный анализ

При обработке больших массивов океанологических данных использование классического T,S -анализа встречает серьезные затруднения. Действительно, построение T,S -кривых для 136 точек и последующее выделение по ним водных масс оказывается весьма нетривиальной задачей. Это связано со сложностью определения границ водных масс формальными способами. На наш взгляд, задачу районирования водных масс предпочтительнее решать с помощью методов кластерного анализа. Можно отметить ряд работ по выделению водных масс для различных районов Южного океана [Яковлев, Альтман, 1980; Смирнов и др., 1992; Малинин, Шульговский, 2004; Шульговский, 2005], в которых применялись различные алгоритмы кластерного анализа. Однако рекомендации по их использованию, как правило, ограничиваются выбором между иерархическими и итерационными методами и сводятся к двумерному пространству, координатами которого обычно служат глубина и горизонтальное направление. В качестве последнего берутся станции (точки) на гидрологических разрезах либо станции (точки) вдоль широты или долготы. Представляется более целесообразным использовать так называемый «объемный» кластерный анализ, когда точки задаются в трехмерном пространстве, т.е. все точки одновременно идентифицируются по широте, долготе и глубине.

Исходная матрица, используемая в расчетах, имела размер 1768×2 . После стандартизации данных по температуре и солености и расчете расстояний между точками по евклидовой метрике, получаем матрицу размером 1768×1768 . Именно матрицы этого вида для зимних (июнь), летних (январь) условий и года в целом послужили основой для выделения водных масс с помощью иерархической классификации (метод Уорда). Выделение водных масс непосредственно в трехмерном геометрическом пространстве и составляет суть «объемного» кластерного анализа. Его достоинством является возможность довольно просто определить для каждой водной массы центры водных масс (термохалинные индексы), их объемы, оценить пространственное распределение, а также рассчитать первичные статистические характеристики температуры и солености.

На рис. 4.6 приведена дендрограмма классификации средних годовых значений T и S в слое 0–1000 м. Нетрудно видеть, что очень чётко выделяются две основные водные массы, составляющие первый (главный) иерархический уровень. Каждая из них в свою очередь может быть разделена на ещё более мелкие массы. Поэтому весьма важной становится задача оценки оптимальности классификации, решение которой возможно только с использованием тех или иных критериев (функционалов) качества. Комплексный анализ дендрограммы свидетельствует, что наиболее предпочтительным является вариант ее разбиения на четыре класса. Однако T, S -анализ показал наличие в этом районе пяти водных масс. Изучение данного противоречия позволило установить, что в рамках иерархической классификации происходит объединение $СТЮТ_{пов}$ и $СТЮТ_{ппов}$ в единую водную массу, которая в соответствии с терминологией О.И. Мамаева может быть названа как *субтропическая тропосферная вода южной части Тихого океана* ($СТЮТ$).

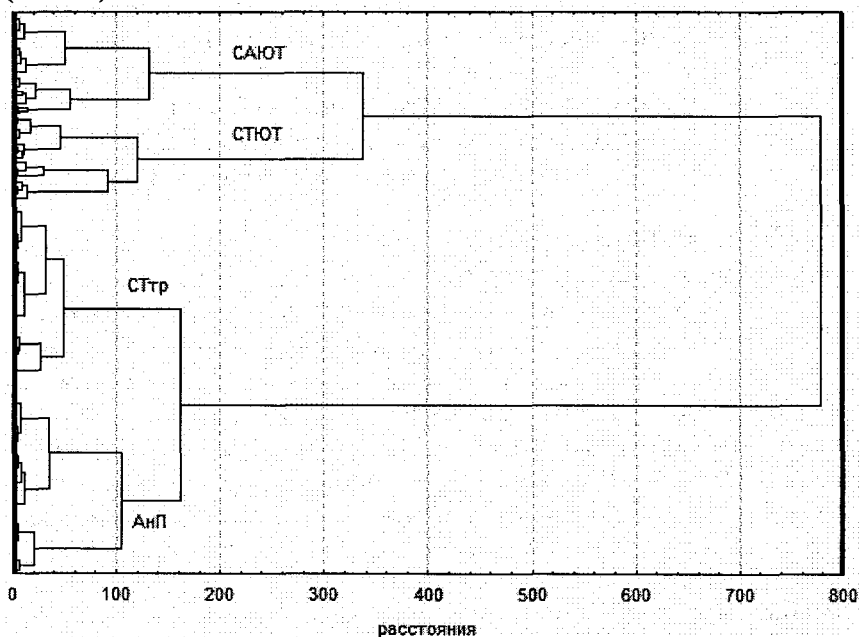


Рис. 4.6. Дендрограмма классификации средних годовых значений T и S в слое 0–1000 м для района ЮВТО.

Итак, примем, что для климатических годовых условий оптимальное число водных масс равно четырем. Далее была построена T, S -диаграмма (рис. 4.7), показывающая распределение точек каждого класса в координатной плоскости температуры и солености.

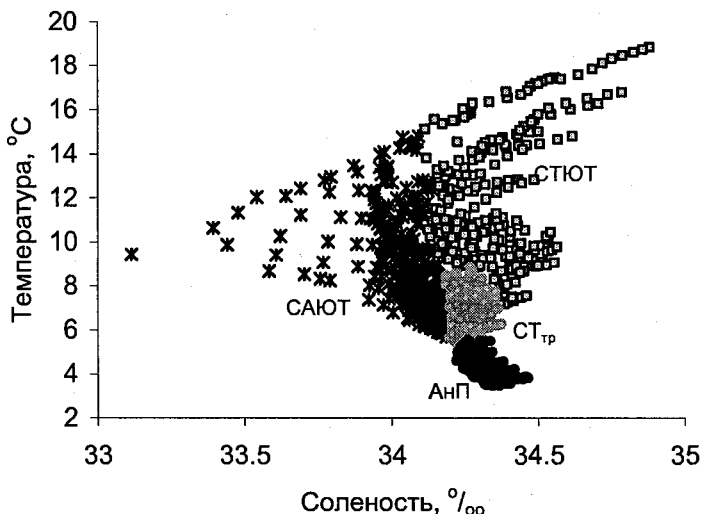


Рис. 4.7. T, S -диаграмма для средних годовых значений T и S в слое 0–1000 м.

Из рис. 4.7 отчетливо видна степень рассеяния точек внутри класса. Как и следовало ожидать, наиболее компактный вид имеет антарктическая промежуточная водная масса. Ее изменчивость по температуре и солености практически минимальна (табл. 4.1). Водная масса АнП занимает наибольший пространственный объем, залегает в слое 500–1000 м, а ее центр находится вблизи горизонта 800 м. Максимальная изменчивость по температуре воды и солености характерна для субтропической тропосферной воды южной части Тихого океана (СТЮТ). Данная водная масса залегает в слое 0–400 м с центром вблизи глубины 200 м. Субантарктическая тропосферная вода южной части Тихого океана (САЮТ) располагается в поверхностном слое 0–200 м и по сравнению с СТЮТ является более пресной и холодной. Вторичная водная масса СТ_{тр} залегает в слое 125–700 м с центром на глубине 400 м и имеет очень малую изменчивость по солености.

Таблица 4.1

Статистические характеристики водных масс для средних годовых условий

Водная масса	Характеристика	кол-во точек	среднее значение	стандартное отклонение	максимум	минимум
САЮТ	Глубина, м	318	102	71	200	0
	Соленость, ‰		34,04	0,14	34,20	33,11
	Температура, °C		9,23	2,32	14,80	5,67
СТЮТ	Глубина, м	278	186	101	400	0
	Соленость, ‰		34,34	0,15	34,88	34,11
	Температура, °C		11,78	2,90	18,83	7,15
СТ _{тр}	Глубина, м	552	397	140	700	125
	Соленость, ‰		34,27	0,03	34,37	34,19
	Температура, °C		6,22	0,76	8,83	5,05
АнП	Глубина, м	620	811	146	1000	500
	Соленость, ‰		34,29	0,04	34,47	34,22
	Температура, °C		4,45	0,55	5,54	3,46

Совместный анализ дендрограммы (рис.4.6) и табл.4.1 позволяет сразу определить, что главным принципом деления всей совокупности точек на два основных класса является глубина. Последующее деление в первом и втором классах происходит главным образом по температуре воды. Отметим, что средние значения температуры и солености водной массы («центр» класса) можно рассматривать как ее термохалинный индекс. В принципе, пространственное расположение его нетрудно определить. Для этого нужно рассчитать евклидову метрику всех точек данного класса с его центром, и точка, имеющая минимальное расстояние, может быть принята за термохалинный индекс.

Особенности распределения выделенных водных масс на различных меридиональных разрезах приводятся на рис.4.8. Нетрудно видеть, что принципиальных различий в объемном содержании водных масс на разрезах не отмечается. Пожалуй, наибольшие различия характерны для СТЮТ и СТ_{тр}. Первая из них имеет максимальное распространение вблизи берега и по мере удаления от него ее объем постепенно уменьшается, а вторая, наоборот, увеличивает свой объем по направлению в открытый океан.

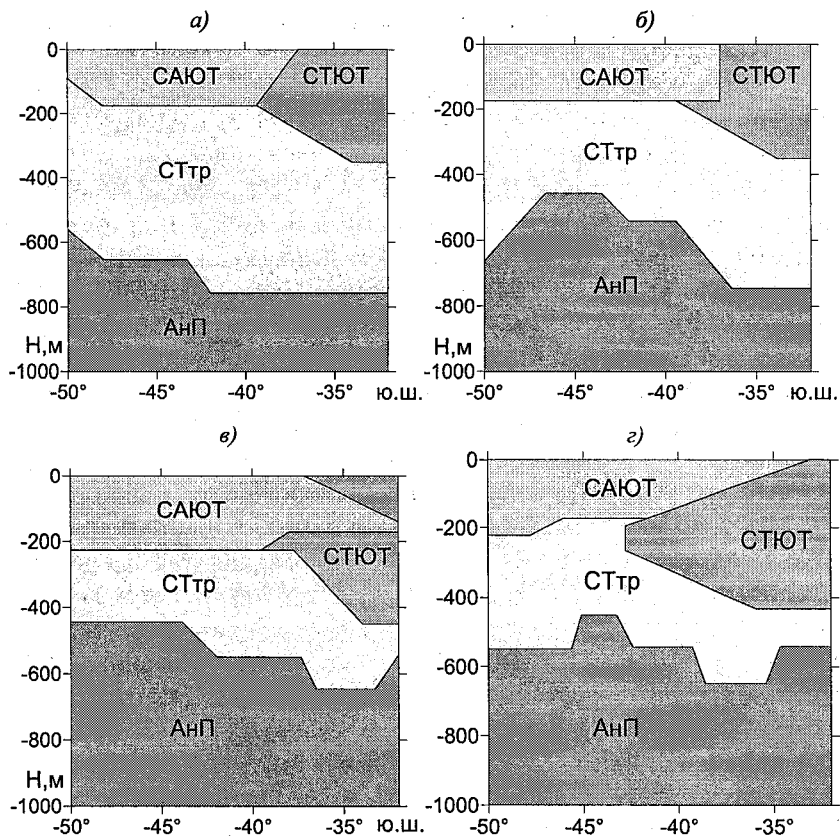


Рис. 4.8. Распределение водных масс на меридиональных разрезах по средним годовым данным: а) вдоль 100° з.д.; б) вдоль 90° з.д.; в) вдоль 80° з.д.; г) вдоль 76° з.д.

Отметим, что в работах [Кошляков, Тараканов, 1999, 2005] для рассматриваемого района океана по данным гидрографических разрезов WOCE (World Ocean Circulation Experiment) и климатических данных атласа Левитуса осуществлено более детальное выделение водных масс. На меридиональном разрезе по 88° з.д. в слое 0–1000 м ими выделены: СААПВ – субантарктическая поверхностная вода; СТПВ – субтропическая поверхностная вода; ААПВ – антарктическая промежуточная вода; ЮТПВ – южнотихоокеанская подповерхностная вода; СААМВ – субантарктическая модо-

вая вода; СМК – слой минимума кислорода, распределение которых дается на рис. 4.9.

Несмотря на терминологические различия в названиях водных масс вполне очевидно, что СААПВ соответствует САЮТ, СТПВ – СТЮТ, ААПРВ – АНП, а СТ_{тр} представляет собой совокупность трех водных масс: ЮТППВ + СААМВ + СМК. Выделение этих водных масс обусловлено особенностями используемой авторами методики. В принципе СТ_{тр} может быть разделена на более мелкие массы, аналогичные ЮТППВ и СААМВ, однако, как видно из T, S -диаграммы (см. рис. 4.7) водная масса СТ_{тр} является гораздо однороднее, чем САЮТ или СТЮТ.

СААМВ формируется в результате зимней конвекции в зоне океана, примыкающей к субантарктическому фронту с севера [Hanawa, Talley, 2001; Patterson, Whitworth, 1990]. СААМВ характеризуется максимумом концентрации кислорода и квазиоднородностью плотности. ЮТППВ формируется в низких широтах, распространяется в поле Перу-Чилийского подповерхностного противотечения далеко на юг в слое от 100–150 до 300–500 м и залегает над СААМВ. По мере распространения на юг происходит перемешивание ЮТППВ, СААМВ и СМК [Кошляков, Тараканов, 2005], что подтверждено результатами наших расчетов. Это позволило рассматривать их как единую водную массу. Для ЮТППВ характерно наличие минимума кислорода и максимума фосфатов и нитратов [Кошляков, Тараканов, 2005]. СМК отмечается севернее 45° ю.ш., а нижняя граница проходит вблизи горизонта 200 м. Минимум кислорода имеет «наведенный» характер вследствие его более высоких значений в окружающих водных массах.

Формирование ААПРВ происходит в результате трансформации антарктической поверхностной воды в поле направленного на север потока дрейфового течения вследствие существенного превышения осадков над испарением [Sloyan, Rintoul, 2001]. Опускание воды с пониженной соленостью в промежуточный слой осуществляется вследствие отрыва направленных к северу циклонических меандров субантарктического фронта и дальнейшего затухания квазигеострофических циклонических вихрей [Голивец, Кошляков, 2003].

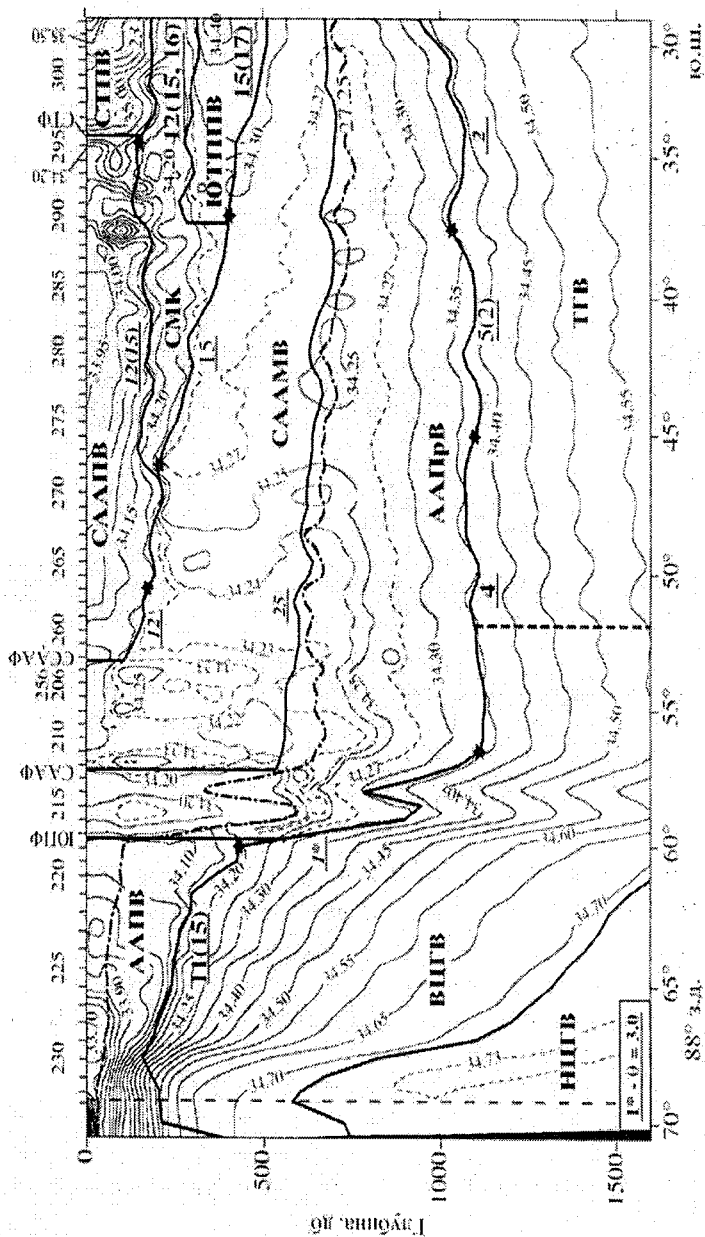


Рис. 4.9. Распределение водных масс на меридиональном разрезе по 88° з.д.
для средних годовых условий [Кошкиков, Тараканов, 2005].
См. обозначения в тексте.

4) субантарктическая поверхностная вода южной части Тихого океана (САЮТ);

5) субтропическая трансформированная вода южной части Тихого океана (СТ_{тр}), отражающая смешение АнП и СТЮТ_{пов}.

Как видим, они полностью совпадают с водными массами для средних годовых условий.

В результате построения T, S -диаграмм кластерным анализом также было выявлено пять водных масс, причем их вид практически ничем не отличается от диаграммы для средних годовых условий, на которой представлено четыре водные массы. Это связано с тем, что действительно СТЮТ_{пов} и СТЮТ_{пов} формируют единую водную массу СТЮТ.

В летний сезон (январь) САЮТ распространяется от поверхности океана до глубины 250 м и имеет высокую изменчивость по температуре и солености (табл.4.2). Ее термохалинный индекс находится на глубине около 120 м и равен $T=9,4^{\circ}\text{C}$ и $S=34,1\text{‰}$. Другая поверхностная масса СТЮТ_{пов} доходит до горизонта 300 м. Для нее также характерна высокая изменчивость по температуре и солености, причем термохалинный индекс обладает самой высокой температурой ($T=15,25^{\circ}\text{C}$).

Таблица 4.2

Статистические характеристики водных масс для летних (январь) условий

Водная масса	Характеристика	Число точек	Среднее значение	Стандартное отклонение	Максимум	Минимум
САЮТ	Глубина, м	296	119	71	250	0
	Соленость, ‰		34,08	0,13	34,23	33,23
	Температура, °C		9,41	2,11	14,59	5,96
СТЮТ _{пов}	Глубина, м	151	90	86	300	0
	Соленость, ‰		34,28	0,18	34,84	33,98
	Температура, °C		15,25	2,12	20,67	11,40
СТЮТ _{пов}	Глубина, м	265	284	87	500	50
	Соленость, ‰		34,35	0,07	34,55	34,22
	Температура, °C		8,39	1,45	11,82	5,87
АнП	Глубина, м	267	945	61	1000	800
	Соленость, ‰		34,33	0,04	34,45	34,28
	Температура, °C		3,93	0,22	4,52	3,28
СТ _{тр}	Глубина, м	789	544	200	900	125
	Соленость, ‰		34,28	0,02	34,36	34,20
	Температура, °C		5,53	0,73	8,55	4,08

Подповерхностная водная масса СТЮТ_{пов} летом залегает в пределах 50–500 м, а ее центр находится на глубине 284 м. Она имеет умеренную изменчивость как по температуре, так и по солености. Распределение указанных водных масс в целом близко по своим характеристикам к их среднегодовому распределению. Более существенные различия отмечаются в распределении СТ_{тр} и АнП. Действительно, если для средних годовых условий максимальный объем занимает антарктическая вода, то летом – уже вторичная масса СТ_{тр}. Поэтому центр СТ_{тр} опускается в январе до глубины 544 м, т.е. почти на 150 м глубже, чем при годовом осреднении, а центр АнП опускается до глубины 945 м. Вследствие этого термохалинные индексы АнП и СТ_{тр} в январе имеют более низкую температуру.

Таблица 4.3

Статистические характеристики водных масс для зимних (июнь) условий

Водная масса	Характеристика	Число точек	Среднее значение	Стандартное отклонение	Максимум	Минимум
САЮТ	Глубина, м	353	121	86	300	0
	Соленость, ‰		34,05	0,13	34,25	33,25
	Температура, °C		9,64	2,23	15,29	5,88
СТЮТ _{пов}	Глубина, м	154	139	88	300	0
	Соленость, ‰		34,35	0,18	35,01	34,16
	Температура, °C		13,48	2,58	18,54	9,69
СТЮТ _{пов}	Глубина, м	194	346	130	800	125
	Соленость, ‰		34,35	0,07	34,58	34,23
	Температура, °C		7,40	1,51	10,94	4,39
АнП	Глубина, м	270	938	73	1000	700
	Соленость, ‰		34,32	0,04	34,46	34,26
	Температура, °C		3,97	0,30	4,88	3,47
СТ _{тр}	Глубина, м	797	528	212	900	0
	Соленость, ‰		34,24	0,03	34,14	34,14
	Температура, °C		5,55	0,81	8,05	4,05

В зимний сезон распределение водных масс (табл. 4.3) очень близко к летнему сезону. Это означает, что все выделенные нами водные массы обладают высокой устойчивостью, причем их термохалинные индексы испытывают незначительные изменения в

течение года. Наибольшие различия между летним и зимним сезонами характерны для СТЮТ_{пов.} Ее средняя температура от зимы к лету повышается на 1,8 °С при почти неизменной солености. Сезонные различия для других водных масс минимальны.

4.4. Вертикальное распределение гидрохимических характеристик в слое 0–100 м

Как известно, гидрохимические характеристики имеют очень важное значение в формировании биопродуктивности вод океана. Нитраты, фосфаты, силикаты являются главными элементами биогенных циклов в Мировом океане, а содержание кислорода в воде характеризует состояние и уровень продукционно-деструкционных процессов, интенсивность газообмена в системе океан – атмосфера.

Азот и фосфор, которые входят в состав нитратов и фосфатов, выполняют важнейшие биохимические функции. Азот входит в состав белков, аминокислот, нуклеиновых кислот и многих других органических соединений, без которых невозможно существование живых клеток. Азот участвует в интенсивном биогеохимическом круговороте. Биологический цикл азота включает ассимиляцию его органических и неорганических соединений, в том числе газообразного азота, передачу их по звеньям пищевых цепей, освобождение в результате прижизненной экскреции и разрушения клеточного вещества [Романкевич, 1977].

Фосфор встречается во всех клеточных образованиях и регулирует важнейшие жизненные процессы: фотосинтез, дыхание и обмен веществ. Хлорофилл – основной катализатор фотосинтеза – превращает световую энергию в химическую. Фосфолипиды являются основой клеточных мембран, и от их свойств зависят скорость и характер обмена веществ на границе раздела клетка – морская вода.

Биологическая роль кремния в океане определяется тем, что он (наряду с кальцием и магнием) входит в состав скелетных образований многих морских организмов и, в первую очередь, диатомового фитопланктона, на долю которого приходится более двух третей первичной продукции Мирового океана [Промысловая океанография, 1986].

Недостаток неорганических соединений азота, фосфора и кремния в верхнем 50-метровом слое приводит к ограничению фотосинтеза фитопланктона.

Растворенный в морской воде кислород является одним из важнейших биогидрохимических показателей состояния среды. Он обеспечивает существование водных организмов и определяет интенсивность фотосинтетических и окислительных процессов в морях и океанах. Несмотря на большой расход, его содержание в поверхностном слое почти всегда близко к 100 %-ному насыщению. Его убыль постоянно восполняется как в результате фотосинтетической деятельности, главным образом фитопланктона, так и из атмосферы. С увеличением глубины концентрация кислорода падает вследствие ослабления фотосинтеза и потребления на окисление органических веществ и дыхание водных организмов. В целом с глубиной дефицит кислорода увеличивается [Руководство по химическому анализу..., 1993].

К сожалению, до настоящего времени закономерности гидрохимического режима для района ЮВТО, по существу, не изучены, так как при проведении экспедиционных исследований наблюдения за химическими параметрами, исключая растворенный в морской воде кислород, практически не выполнялись. Поэтому рассмотрим особенности их пространственно-временного распределения, ориентируясь исключительно на климатологические данные Атласа Мирового океана за 2005 г., находящегося в свободном доступе в сети Интернет [NOAA NODC WOA05...].

Учитывая, что распределение запасов рыбы концентрируется главным образом в верхнем 100-метровом слое, ограничимся именно этим слоем океана. Исследуемый район ЮВТО был ограничен широтами 30 и 50° ю.ш. и долготами 73 и 100° з.д. Из Атласа Мирового океана выбирались гидрохимические характеристики (содержание нитратов, фосфатов, силикатов и растворенный кислород) на семи стандартных горизонтах до глубины 100 м: 0, 10, 20, 30, 50, 75 и 100 м. При этом использованы как годовые климатические значения гидрохимических показателей, так и значения за отдельные сезоны года (для зимы – июль, для лета – январь). В результате исходные матрицы для каждой характеристики состояли из значений, взятых в узлах регулярной сетки 1°×1° в 516 точках на каждом горизонте.

Прежде всего рассмотрим особенности вертикального распределения гидрохимических характеристик и их сопряженность с распределениями температуры и солености. С учетом того, что 100-метровый слой практически представляет собой верхний квазиоднородный слой океана, естественно полагать малую изменчивость гидрохимических характеристик по вертикали. Действительно, корреляционный анализ полей на поверхности океана (0 м) с нижележащими горизонтами показал, что горизонт 100 м является точным «слепок» по температуре воды и относительно точным по солености (табл. 4.4). Что касается гидрохимических характеристик, то корреляция между горизонтами 0 и 100 м уже не столь высокая. Особенно это касается растворенного кислорода. Поэтому возникает вопрос: можно ли считать верхний 100-метровый слой квазиоднородным по гидрохимическим характеристикам?

Для ответа на данный вопрос воспользуемся методом главных компонент (ГК). Разложению подверглись матрицы исходных характеристик размером 7×516 . В табл. 4.5 приводятся значения первых двух собственных чисел разложений рассматриваемых полей. Нетрудно видеть, что второе собственное число для всех характеристик, включая кислород, меньше единицы. Это означает, что им можно пренебречь (см. главу 1) и, следовательно, вся дисперсия исходных полей должна описываться первой главной компонентой разложения.

Таблица 4.4

Распределение выборочных коэффициентов корреляции гидрохимических характеристик между отдельными горизонтами для средних годовых условий ($n=516$)

Горизонт	Температура	Соленость	Нитраты	Фосфаты	Кремний	Кислород
0 и 50 м	0,99	0,97	0,92	0,96	0,92	0,82
0 и 75 м	0,99	0,93	0,81	0,88	0,81	0,61
0 и 100 м	0,99	0,89	0,75	0,77	0,68	0,48

Таблица 4.5

Оценки первых двух собственных чисел полей исследуемых характеристик для средних годовых условий

Собственное число	Соленость	Температура	Нитраты	Фосфаты	Силикаты	Кислород
λ_1	6,81	6,97	6,44	6,52	6,22	5,94
λ_2	0,18	0,02	0,52	0,45	0,65	0,98

Физический смысл первой ГК в данном случае очевиден. Она практически функционально связана со средней арифметической в слое 0–100 м величиной каждой характеристики. Поэтому обратимся к табл. 4.6, в которой дается распределение значений первого собственного вектора разложения исследуемых характеристик, представляющих коэффициенты корреляции ГК с исходными данными на каждом горизонте.

Таблица 4.6

Распределение значений первого собственного вектора разложения исследуемых характеристик для средних годовых условий

Горизонт	Соленость	Температура	Нитраты	Фосфаты	Силикаты	Кислород
0	0,98	0,99	0,96	0,98	0,96	0,92
10	0,99	0,99	0,96	0,98	0,97	0,94
20	0,99	0,99	0,98	0,98	0,96	0,97
30	0,99	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99
50	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,98
75	0,99	0,99	0,94	0,96	0,93	0,87
100	0,96	0,99	0,89	0,88	0,81	0,79

Даже для кислорода минимальное значение коэффициента корреляции на горизонте 100 м составляет 0,79. Отсюда следует, что осредненные в слое 0–100 м значения исходных характеристик практически полностью описывают их вертикальное распределение. При этом лучше всего связан со средними значениями характеристик горизонт 30 м, для которого минимальная оценка коэффициента корреляции достигает 0,97. Итак, в дальнейшем анализе будем использовать средние значения гидрохимических характеристик, что позволит в семь раз сократить размерность исходных полей.

Рассмотрим теперь взаимосвязь характеристик между собой на основе факторного анализа. Разложению подверглась матрица средних в слое 0–100 м характеристик размером 6×516. В табл. 4.7 приводятся оценки первых трех факторных нагрузок после вращения, сумма которых описывает почти 91 % дисперсии исходной матрицы. Первый фактор характеризует преимущественно распределение температуры и кислорода и тот известный факт, что понижение первой приводит к повышению кислорода, а также в определенной степени и к повышению содержания нитратов. Второй фактор отражает положительную взаимосвязь фосфатов и силика-

тов. Наконец, третий фактор характеризует соленость, которая не связана явным образом с другими гидрохимическими параметрами.

Таблица 4.7

Оценки факторных нагрузок матрицы гидрохимических характеристик (6×516) для средних годовых условий

Характеристика	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Соленость	-0,29	-0,35	-0,89
Температура	-0,71	-0,58	-0,35
Нитраты	0,67	0,66	0,27
Фосфаты	0,59	0,72	0,29
Силикаты	0,19	0,93	0,34
Растворенный кислород	0,96	0,18	0,23

Аналогичным образом была осуществлена проверка однородности вертикального распределения гидрохимических характеристик для летнего и зимнего сезонов. Закономерности для средних годовых условий в целом сохраняются как в январе, так и в июле. Различие состоит только в том, что в январе по сравнению с табл. 4.5 несколько хуже скорость сходимости собственных чисел для силикатов и растворенного кислорода, а в июле — только для кислорода. Однако осредненные в слое 0–100 м значения гидрохимических характеристик адекватно отражают их вертикальное распределение.

4.5. Пространственное распределение гидрохимических характеристик в слое 0–100 м

На рис. 4.11 представлены карты осредненных в слое 0–100 м гидрохимических характеристик. Как и следовало ожидать, главной их закономерностью является зональное распределение, наиболее отчетливо выраженное в распределении содержания нитратов и растворенного в воде кислорода и менее отчетливо — в распределении силикатов. Зональный ход изолиний нарушается вблизи побережья Южной Америки, что связано с действием апвеллинга, который выносит в верхние слои океана более плотные глубинные и богатые питательными веществами воды. Для всех гидрохимических характеристик свойственно последовательное повышение концентрации по направлению от субтропических широт к высоким. Однако средний меридиональный градиент (простран-

ственный размах колебаний) существенно различается. Принимая его как $(X_{\max} - X_{\min}) / \bar{X}$, получаем, что максимальная пространственная изменчивость характерна для нитратов, а минимальная — для растворенного кислорода.

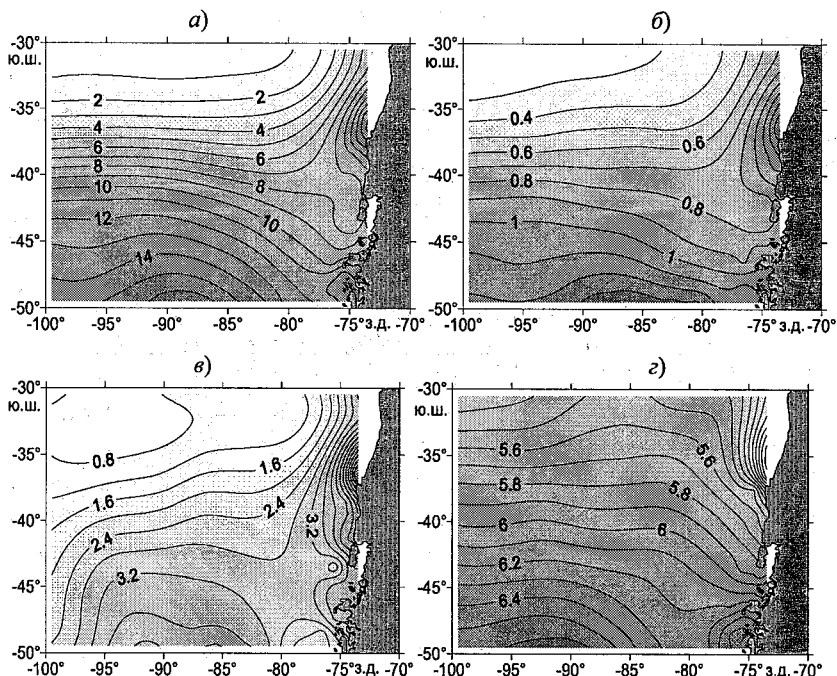


Рис. 4.11. Пространственное распределение осредненных в слое 0–100 м нитратов (а), фосфатов (б), силикатов (в) (в μM), растворенного кислорода (в мл/л) (г) для средних годовых условий.

Рассмотрим теперь сезонные особенности пространственного распределения гидрохимических характеристик. Так, различия между зимним и летним распределением содержания нитратов довольно заметны (рис. 4.12). Если для зимних условий характерно практически широтное положение изолиний нитратов, за исключением областей вблизи берегов Америки, очень хорошо соответствующих среднему годовому распределению, то летом в южной части ЮВТО проявляется ярко выраженный локальный максимум, вызванный, по всей вероятности, проникновением с юга

холодных и более богатых биогенными веществами вод. Прибрежный апвеллинг оказывает более заметное влияние на концентрацию нитратов в летний период. Концентрация нитратов в верхнем слое океана в летний период выше по сравнению с зимний периодом.

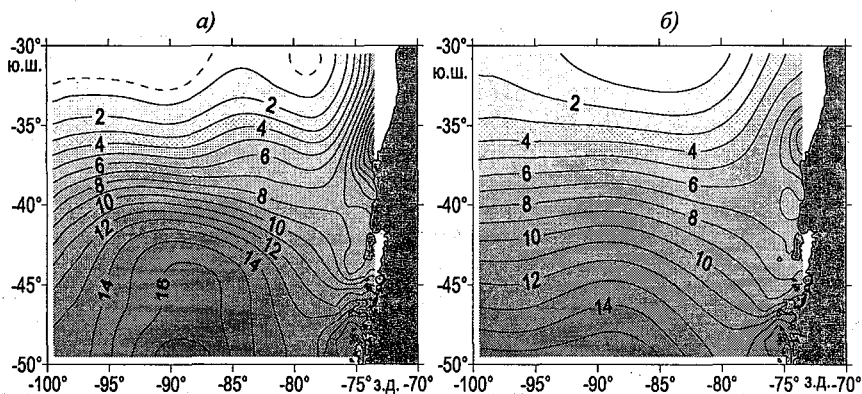


Рис. 4.12. Пространственное распределение значений нитратов (в мкМ) для летних (а) и зимних (б) условий в ЮВТО.

Что касается сезонных особенностей распределения других гидрохимических характеристик (рис. 4.13–4.15), то они во многом схожи. Так, распределение силикатов и кислорода в оба сезона года и фосфатов летом довольно существенно отличаются от среднегодового, причем их распределение, особенно летом, уже не подчиняется закону географической зональности и носит преимущественно «очаговый» характер с чередованием локальных минимумов и максимумов. Летом содержание фосфатов, силикатов и кислорода в верхнем слое океана также существенно ниже, чем в зимний период. Содержание фосфора и кремния ниже вследствие того, что в летний период усиливается потребление живыми организмами биогенных веществ, в результате чего происходит снижение их содержания в поверхностных водах. Зимой наблюдается более интенсивное вертикальное перемешивание водных масс и следовательно, обогащение поверхностных вод биогенами из глубинных вод. Уменьшение концентрации растворенного кислорода в летний период обусловлено, вероятно, обратной связью с температурой воды, которая в январе достигает максимума.

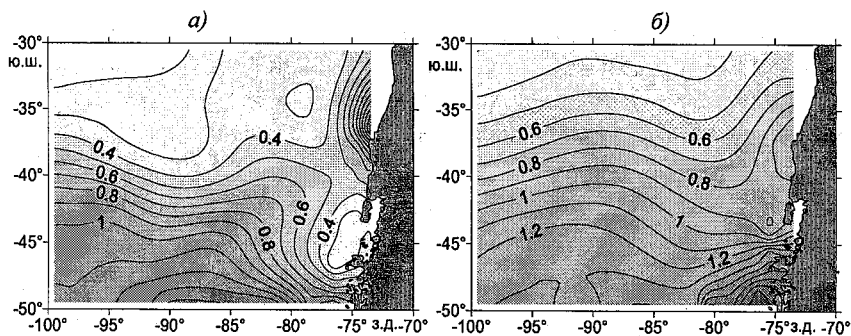


Рис. 4.13. Пространственное распределение значений фосфатов (в μM) для летних (а) и зимних (б) условий в ЮВТО.

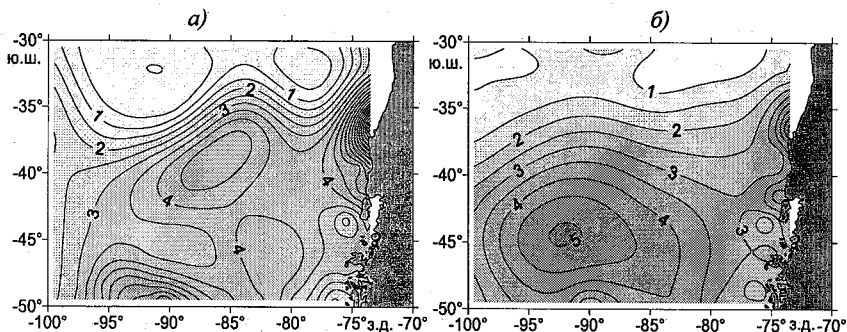


Рис. 4.14. Пространственное распределение значений силикатов (в μM) для летних (а) и зимних (б) условий в ЮВТО.

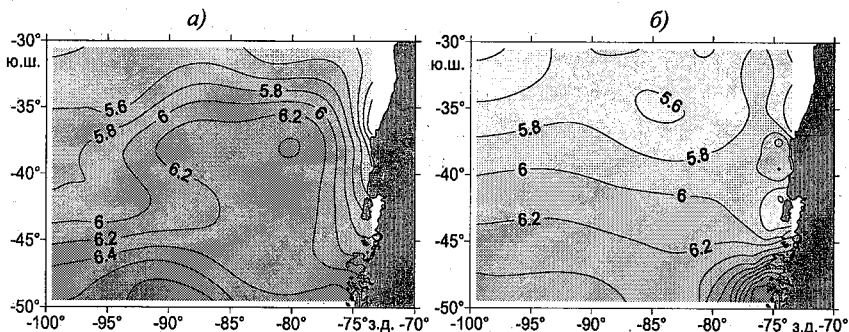


Рис. 4.15. Пространственное распределение значений растворенного кислорода (в мл/л) для летних (а) и зимних (б) условий в ЮВТО.

4.6. Анализ водных масс с учетом гидрохимических характеристик в слое 0–100 м

При использовании классического T, S -анализа всегда существуют сомнения, насколько точно выделенные водные массы соответствуют реальным. Поэтому дополнительный учет гидрохимических характеристик не только желателен, но и дает возможность оценить количественные различия в способах выделения водных масс.

Вначале осуществлялось выделение водных масс по осредненным значениям температуры воды и солёности в слое 0–100 м кластерным анализом для годовых условий, а также отдельно для летнего и зимнего сезонов. Как видно из рис. 4.16, на котором представлено их распределение для средних годовых условий, рассматриваемая акватория океана занята двумя водными массами: САЮТ и СТЮТ_{пов.} В свою очередь САЮТ и СТЮТ_{пов.} делятся еще на две водные массы по географическому принципу: на северную и южную. Они были названы нами СТЮТ_{пов.сев.}, СТЮТ_{пов.южн.} и САЮТ_{сев.}, САЮТ_{южн.} Естественно, что наибольший объем занимает водная масса САЮТ, причем обе ее модификации примерно равноценны. Распределение водных масс достаточно хорошо соответствует принципу географической зональности.

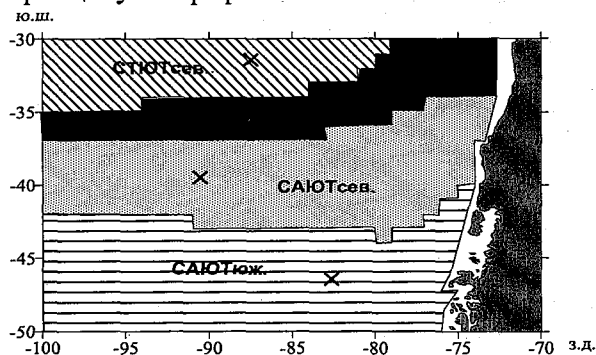


Рис. 4.16. Пространственное распределение водных масс по температуре и солёности по средним годовым значениям. Крестиками обозначено положение термохалинных индексов водных масс.

Затем аналогичным образом осуществлялось выделение водных масс по комплексу показателей: значениям температуры воды, солёности и четырем гидрохимическим характеристикам. Из рас-

пределения водных масс для средних годовых условий (рис. 4.17) следует, что если объем основных водных масс изменился незначительно (САЮТ чуть-чуть увеличилась), то объем их модификаций претерпел существенные изменения. Так, в полтора раза увеличился объем САЮТ_{сев.} и соответственно уменьшились объемы СТЮТ_{пов.южн.} и САЮТ_{южн.}. При этом именно САЮТ_{сев.} занимает прибрежную зону апвеллинга, где влияние гидрохимических характеристик на формирование водных масс сказывается максимальным образом. Действительно, в распределении нитратов, фосфатов и силикатов (см. рис. 4.11) зональный характер изолиний нарушается наличием локальных максимумов вблизи побережья, которые обусловлены действием процессов апвеллинга.

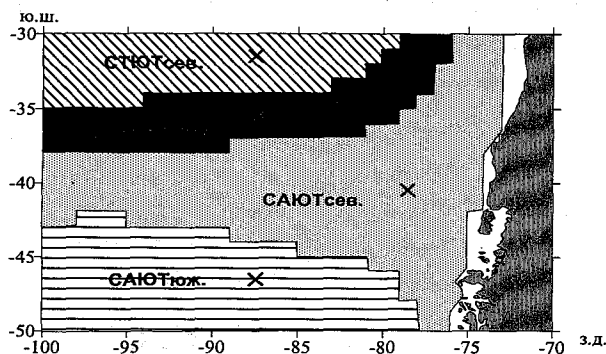


Рис. 4.17. Пространственное распределение водных масс по температуре, солености и гидрохимическим показателям для средних годовых условий. Крестиками обозначены центры водных масс.

Кроме того, из сравнения рисунков 4.16 и 4.17 следует, что центры классов для субтропической тропосферной воды южной части Тихого океана (СТЮТ) совпадают при выделении их как на основе традиционного T, S -анализа, так и при комплексном подходе, учитывающем гидрохимические показатели. Однако для субантарктической поверхностной воды центры классов на обоих рисунках располагаются в разных точках, что только подтверждает сильное воздействие гидрохимических параметров на формирование и положение данной водной массы в Тихом океане.

Итак, влияние гидрохимических характеристик сказывается в основном на положении и характеристиках субантарктической поверхностной воды.

Таблица 4.8

Статистические характеристики водных масс для средних годовых условий
(СО – стандартное отклонение, K_B – коэффициент вариации)

Водная масса	Характеристика	Число точек	Среднее значение	СО/ K_B	Максимум	Минимум
СТЮТ _{сев}	Температура, °С	83	17,9	0,78/0,04	19,7	16,7
	Соленость, ‰		34,67	0,20/0,01	35,19	34,39
	Нитраты, мкМ		0,99	0,44/0,44	2,08	0,43
	Фосфаты, мкМ		0,29	0,04/0,14	0,36	0,20
	Силикаты, мкМ		0,77	0,15/0,19	1,06	0,56
	Растворенный кислород, мл/л		5,51	0,08/0,01	5,63	5,33
СТЮТ _{южн}	Температура, °С	84	15,8	0,62/0,04	16,9	14,6
	Соленость, ‰		34,20	0,11/0,00	34,39	33,98
	Нитраты, мкМ		3,17	1,13/0,36	5,37	1,23
	Фосфаты, мкМ		0,45	0,06/0,13	0,57	0,35
	Силикаты, мкМ		1,19	0,28/0,24	1,71	0,70
	Растворенный кислород, мл/л		5,68	0,11/0,02	5,83	5,39
САЮТ _{сев}	Температура, °С	215	12,8	1,46/0,11	15,7	9,0
	Соленость, ‰		33,90	0,17/0,01	34,30	33,23
	Нитраты, мкМ		8,36	2,13/0,25	13,34	3,48
	Фосфаты, мкМ		0,79	0,14/0,18	1,32	0,53
	Силикаты, мкМ		2,75	0,91/0,33	8,04	1,23
	Растворенный кислород, мл/л		5,87	0,35/0,06	6,52	4,55
САЮТ _{южн}	Температура, °С	134	9,1	0,90/0,10	11,0	7,6
	Соленость, ‰		33,99	0,08/0,00	34,16	33,74
	Нитраты, мкМ		13,63	1,30/0,10	16,67	11,00
	Фосфаты, мкМ		1,13	0,11/0,10	1,40	0,94
	Силикаты, мкМ		3,18	0,49/0,15	4,09	1,93
	Растворенный кислород, мл/л		6,37	0,14/0,02	6,65	6,14

Для выделенных водных масс по комплексу показателей был выполнен расчет первичных статистических характеристик с учетом гидрохимических показателей (табл. 4.8). Главной закономерностью является повышение их концентрации с севера на юг. Особенно резкое увеличение концентрации отмечается для нитратов, которое повышается почти в 14 раз. В 4 раза увеличиваются концентрации фосфатов и силикатов. Что касается растворенного кислорода, то повышение его содержания незначительно.

Пространственная изменчивость гидрохимических характеристик может быть оценена по пространственному коэффициенту вариации (K_B), определяемому как отношение стандартного отклонения (CO) к среднему значению. Как видно из табл. 4.8, максимальная пространственная изменчивость нитратов свойственна СТЮТ, что связано с их малыми средними значениями. Изменчивость фосфатов примерно одинакова для всех четырех водных масс. Максимальная изменчивость силикатов проявляется в САЮТ_{сев} и обусловлена большими пространственными градиентами в их содержании между зоной апвеллинга и открытыми районами океана. Изменчивость кислорода минимальна и практически одинакова для всех водных масс.

Рассмотрим теперь сезонные особенности пространственного распределения водных масс для зимнего (июль) и летнего (январь) сезонов, полученного кластерным T, S -анализом (рис. 4.18).

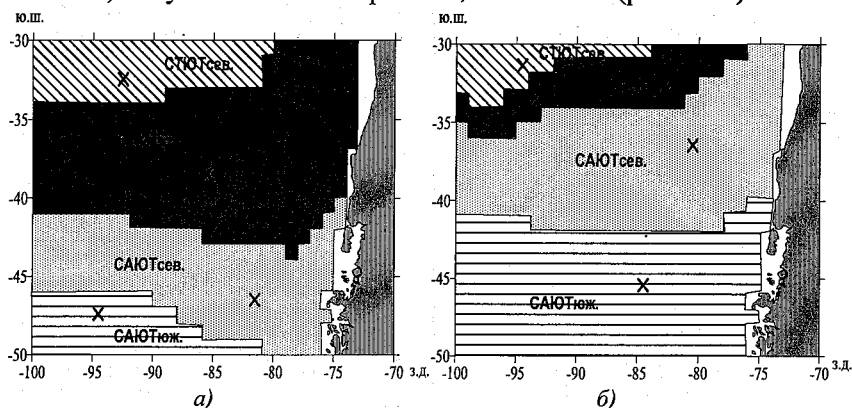


Рис. 4.18. Пространственное распределение водных масс по температуре и солености для января (а) и июля (б).

Крестиками обозначено положение термохалинных индексов водных масс.

В летний сезон наибольший объем занимает южная масса СТЮТ_{пов.южн}, а наименьший – ее северная модификация СТЮТ_{пов.сев}. Как и следовало ожидать, термохалинный индекс имеет самую высокую температуру для СТЮТ_{пов.сев}, а самую низкую – для САЮТ_{южн}. Самая высокая соленость также характерна для СТЮТ_{пов.сев}. Максимальная изменчивость температуры воды отмечается в СТЮТ_{пов.южн}, а максимальная изменчивость солености – в САЮТ_{сев}.

Принципиальное отличие зимних условий от летних заключается в том, что поверхностные антарктические воды распространяются довольно далеко на север и доминируют в верхнем слое океана. В результате объем $СТЮТ_{пов.южн}$ сокращается практически в три раза. Что касается значений термохалинных индексов, то их значения почти постоянны. Только температура самой теплой водной массы $СТЮТ_{пов.сев}$ зимой несколько уменьшается. При этом изменчивость термохалинных характеристик зимой существенно выше для температуры обеих разновидностей $СТЮТ$. Изменчивость солености зимой в $САЮТ_{южн}$ выше, а в $САЮТ_{сев}$, наоборот, меньше, чем летом. В целом распределение водных масс зимой гораздо лучше соответствует среднегодовому распределению.

На рис. 4.19 приводится пространственное распределение водных масс для зимнего (июль) и летнего (январь) сезонов, полученное по всему комплексу показателей. На рисунке видно, что объемы водных масс $СТЮТ$ и $САЮТ$ почти не меняются от сезона к сезону. Однако для северной и южной модификаций водной массы $СТЮТ$ характерна значительная сезонная изменчивость. Первая имеет максимальное распространение в июле, а вторая – в январе. В целом летнее распределение водных масс более близко к среднему годовому распределению.

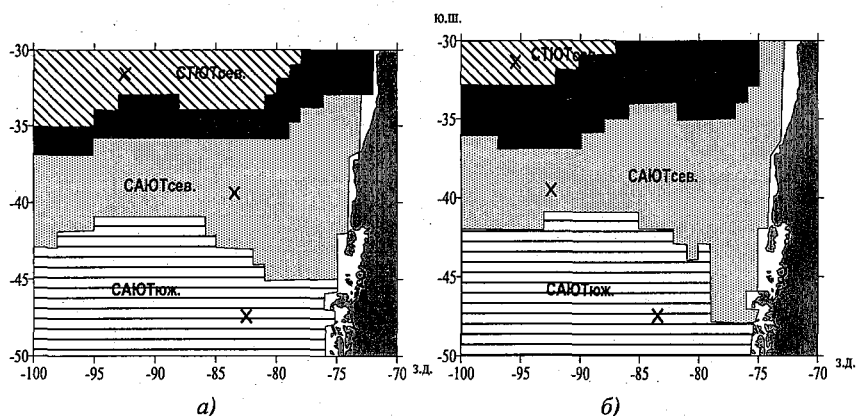


Рис. 4.19. Пространственное распределение водных масс по температуре, солености и гидрохимическим показателям для января (а) и июля (б).

Крестиками выделены центры водных масс.

Таблица 4.9

Статистические характеристики водных масс для летних (январь) условий
(СО – стандартное отклонение, K_v – коэффициент вариации)

Водная масса	Характеристика	Число точек	Среднее значение	СО/ K_v	Максимум	Минимум
СТЮТ _{себ}	Температура, °С	31	19,97	0,44/0,02	20,90	19,22
	Соленость, ‰		34,84	0,14/0,01	35,19	34,66
	Нитраты, мкМ		0,29	0,22/0,75	0,69	0,05
	Фосфаты, мкМ		0,18	0,02/0,11	0,23	0,14
	Силикаты, мкМ		0,38	0,49/1,29	1,73	0,00
	Растворенный кислород, мл/л		5,45	0,03/0,01	5,51	5,37
СТЮТ _{южн}	Температура, °С	106	18,02	0,75/0,04	19,35	16,43
	Соленость, ‰		34,37	0,16/0,01	34,65	34,03
	Нитраты, мкМ		1,68	1,08/0,64	4,57	0,17
	Фосфаты, мкМ		0,29	0,05/0,17	0,46	0,19
	Силикаты, мкМ		0,77	0,57/0,74	2,39	0,00
	Растворенный кислород, мл/л		5,62	0,20/0,04	6,12	5,25
САЮТ _{себ}	Температура, °С	201	14,78	1,52/0,10	17,57	10,78
	Соленость, ‰		33,95	0,22/0,01	34,32	32,92
	Нитраты, мкМ		8,04	2,76/0,34	16,52	2,96
	Фосфаты, мкМ		0,49	0,19/0,39	1,46	0,19
	Силикаты, мкМ		3,54	1,24/0,35	11,05	1,54
	Растворенный кислород, мл/л		6,01	0,37/0,06	6,40	4,58
САЮТ _{южн}	Температура, °С	178	10,63	1,48/0,14	13,94	8,31
	Соленость, ‰		33,97	0,07/0,00	34,16	33,78
	Нитраты, мкМ		14,59	1,52/0,10	17,88	10,03
	Фосфаты, мкМ		1,01	0,20/0,20	1,42	0,57
	Силикаты, мкМ		3,77	0,84/0,22	7,00	1,36
	Растворенный кислород, мл/л		6,36	0,26/0,04	6,98	5,87

Результаты расчета первичных статистических характеристик для водных масс с учетом гидрохимических показателей приводятся для летних условий в табл. 4.9, а для зимних условий – в табл. 4.10.

Таблица 4.10

Статистические характеристики водных масс для зимних (июль) условий
(СО – стандартное отклонение, K_B – коэффициент вариации)

Водная масса	Характеристика	Число точек	Среднее значение	СО/ K_B	Максимум	Минимум
СТЮТ _{сев}	Температура, °C	82	16,82	0,85/0,04	18,53	15,02
	Соленость, ‰		34,65	0,22/0,01	35,17	34,31
	Нитраты, мкМ		1,32	0,76/0,58	3,01	0,13
	Фосфаты, мкМ		0,40	0,04/0,10	0,48	0,30
	Силикаты, мкМ		1,03	0,24/0,23	1,61	0,55
	Растворенный кислород, мл/л		5,62	0,11/0,02	5,84	5,36
СТЮТ _{южн}	Температура, °C	71	14,74	0,72/0,05	16,22	13,14
	Соленость, ‰		34,22	0,10/0,00	34,42	34,02
	Нитраты, мкМ		3,14	0,93/0,30	5,48	1,66
	Фосфаты, мкМ		0,52	0,05/0,10	0,62	0,42
	Силикаты, мкМ		1,40	0,30/0,21	1,97	0,68
	Растворенный кислород, мл/л		5,70	0,08/0,01	5,86	5,53
САЮТ _{сев}	Температура, °C	182	12,24	1,12/0,09	14,32	9,37
	Соленость, ‰		33,88	0,13/0,00	34,21	33,24
	Нитраты, мкМ		6,95	1,67/0,24	10,36	3,87
	Фосфаты, мкМ		0,81	0,13/0,16	1,04	0,55
	Силикаты, мкМ		2,87	0,64/0,22	5,26	1,49
	Растворенный кислород, мл/л		5,90	0,15/0,03	6,34	5,43
САЮТ _{южн}	Температура, °C	181	8,63	1,36/0,16	11,50	6,27
	Соленость, ‰		33,90	0,21/0,01	34,14	32,84
	Нитраты, мкМ		12,73	1,70/0,13	16,03	8,36
	Фосфаты, мкМ		1,26	0,16/0,13	1,92	1,00
	Силикаты, мкМ		3,97	0,64/0,16	5,04	2,11
	Растворенный кислород, мл/л		6,35	0,28/0,04	7,88	6,02

Основные закономерности в их распределении подобны средним годовым. В частности, наблюдается резкий рост нитратов, слабое повышение концентрации кислорода и еще более слабое

понижение солёности с севера на юг. Минимальная пространственная изменчивость свойственна солёности, коэффициент вариации которой не превышает 0,01. Лишь немного выше изменчивость растворенного кислорода ($K_B=0,01-0,06$). Как и следовало ожидать, пространственные градиенты гидрохимических характеристик в январе выражены существенно сильнее, чем в июле. Это в полной мере относится и к пространственной изменчивости гидрохимических характеристик, которая летом значительно выше, что обусловлено, прежде всего, меньшими средними значениями гидрохимических характеристик. Особенно это касается содержания силикатов, коэффициент вариации для которых для северной модификации СТЮТ оказался даже выше единицы.

4.7. Гидрохимические условия формирования биологической продуктивности вод ЮВТО

В общей системе океанологических факторов, формирующих биологическую продуктивность океана, гидрохимическим факторам придается особое значение. Это обусловлено тем, что определенные химические элементы, находящиеся в водах океана и активно участвующие в геохимических и биохимических процессах, составляют исходную материальную основу для формирования биомассы организмов первого звена трофической цепи, определяющей кормовую базу промысловых объектов. Количество этих элементов, большая изменчивость их концентраций, образуемые ими неорганические и органические соединения, сложные циклы геохимических и биохимических миграций часто оказывают (естественно, в условиях совместного воздействия с другими факторами) решающее влияние на динамику и пространственное распределение первичной продукции. Известно, что по некоторым гидрохимическим показателям можно проводить ориентировочный подсчет потенциальной первичной продукции в океане [Алекин, Ляхин, 1984; Справочник гидрохимика, 1991; Зуенко, 2007].

Действительно, интенсивность процесса фотосинтеза в значительной степени зависит от концентрации в водах океана азота, фосфора и кремния, которые находятся в фитопланктоне в определенных (стехиометрических) соотношениях. Принято считать, что

для природных популяций это соотношение в среднем должно иметь вид [Максимова, 1977]:

$$\text{Si} : \text{N} : \text{P} = 22 : 16 : 1.$$

Именно в этих соотношениях биогенные элементы должны извлекаться фитопланктоном из воды. Стехиометрические соотношения позволяют судить об избытке или недостатке основных биогенных элементов, устанавливать, какой из них может оказаться лимитирующим [Гершанович, Муромцев, 1983].

По данным таблиц 4.8–4.10 для всех водных масс были рассчитаны стехиометрические соотношения биогенных элементов для двух месяцев – января и июля (табл. 4.11).

Таблица 4.11

Стехиометрические соотношения (Si:N:P) для отдельных водных масс в различные сезоны года

Водная масса	Январь	Июль
СТЮТ _{сев}	2,1 : 1,6 : 1	2,6 : 3,3 : 1
СТЮТ _{южн}	2,7 : 5,8 : 1	2,7 : 5,8 : 1
САЮТ _{сев}	7,2 : 16,4 : 1	3,5 : 8,6 : 1
САЮТ _{южн}	3,7 : 14,4 : 1	3,2 : 10,1 : 1

Оказалось, что главным лимитирующим элементом для всех водных масс во все сезоны года является кремний. Большой недостаток кремния, возможно, обусловлен развитием в данном районе диатомового фитопланктона, который интенсивно потребляет соединения кремния из воды, за счет чего его концентрация быстро снижается. Впрочем, азот тоже является лимитирующим элементом для субтропической поверхностной воды южной части Тихого океана, особенно ее северной модификации. Со «стехиометрической» точки зрения близким к норме можно считать лишь содержание нитратов в северной модификации субантарктической поверхностной воды южной части Тихого океана в летний период.

Таким образом, даже весьма приближенные оценки стехиометрических соотношений позволяют достаточно уверенно утверждать о почти постоянной нехватке азота и особенно кремния в верхнем слое ЮВТО, что серьезно лимитирует процесс фотосинтеза фитопланктоном. Однако в зоне прибрежного апвеллинга стехиометрические соотношения уже совершенно иные. Так, в летний

период содержание кремния превышает содержание фосфора в 10–18 раз, а содержание азота – в 14–18 раз.

Отметим, что приближенная оценка биологической продуктивности вод океана может быть осуществлена также по концентрации растворенного в воде кислорода, представляющего собой результат действия разнонаправленных процессов его поступления и поглощения [Несветова, 2002]. Интенсивный газовый обмен между океаном и атмосферой всегда благоприятствует обогащению верхнего слоя океана кислородом. Из других физических процессов, влияющих на концентрацию кислорода в том или ином слое или районе океана, следует отметить его перенос с водными массами в результате их вертикальных и горизонтальных перемещений, а также конвекцию и турбулентное перемешивание в пограничных слоях.

Одним из важнейших источников растворенного кислорода в верхнем слое океана является процесс фотосинтеза. Он может приводить к тому, что количество растворенного кислорода в воде оказывается большим по сравнению с теоретически возможным его содержанием при данных температуре и солености. Поэтому в вегетационный период, в период интенсивного развития фитопланктона, содержание кислорода в поверхностных слоях увеличивается, достигая 110–120 % насыщения и более. Степень перенасыщения воды кислородом может служить показателем интенсивности фотосинтеза и основой для ориентировочной оценки продукции фитопланктона [Промысловая океанография, 1986].

В связи с этим была рассчитана степень насыщения вод кислородом по сравнению с теоретически возможным [Океанографические таблицы, 1975]. Осреднение данных в пределах года не выявило наличия зон перенасыщения воды кислородом, т.е. столь значительный масштаб осреднения сгладил сезонные флюктуации параметров среды.

Для летних условий подобный расчет был выполнен для небольшого участка в центре исследуемого района, где на широте 37° ю.ш. и долготе 80° з.д. наблюдается локальный максимум содержания растворенного кислорода (см. рис. 4.15, а). Степень насыщения воды здесь кислородом составила здесь 110–118 %, что обусловлено жизнедеятельностью организмов первого трофиче-

ского уровня (фитопланктона), которые в весенне-летний период активно потребляют биогенные вещества и продуцируют кислород. Это позволяет судить о высокой потенциальной продуктивности данного района.

Для зимних условий расчет растворимости кислорода в воде был сделан для юго-восточной части исследуемого района вблизи берегов Южной Америки. Здесь наблюдается аazonальное увеличение содержания растворенного кислорода в воде (см. рис.4.15, б). Степень насыщения кислородом составила 105–118 %. В данном случае это может быть связано с локальным повышением процесса фотосинтеза в данной области, который обусловлен наличием значительных концентраций таких биогенных веществ, как фосфаты и нитраты, превышающих их значения в других областях (см. рис. 4.12–4.13).

Итак, можно сделать следующий вывод. Вынос биогенных элементов в эвфотический слой при апвеллинге в исследуемом участке океана вблизи берегов Чили является пусковым механизмом для развития продукционных процессов. Соотношение динамических процессов выноса биогенных элементов в поверхностный слой и процессов их потребления при фотосинтезе определяет стабильность районов высокой биологической продуктивности.

Как известно, максимальный вылов ставриды приурочен преимущественно к району 35–45° ю.ш. и 80–90° з.д. Поэтому для данного района был рассчитан диапазон колебаний гидрохимических характеристик (табл. 4.12). Из анализа табл. 4.12 следует, что данный район ЮВТО обладает следующими характерными чертами:

- наличие сезонного обогащения эвфотического слоя биогенными элементами;
- степень насыщения воды кислородом в летний период составляет более 100 %, что косвенно подтверждает интенсивное развитие в данной области организмов первого трофического уровня – фитопланктона, который в свою очередь является пищей для зоопланктона.

Отсюда следует, что в рассматриваемом районе существуют благоприятные условия для формирования высокой рыбопродуктивности.

**Диапазон изменений значений исследуемых характеристик
в районе высокой продуктивности ЮВТО (35–45° ю.ш. и 80–90° з.д.)**

Характеристика	Год	Лето	Зима
Соленость, ‰	33,69–34,15	33,67–34,26	33,55–34,01
Температура, °C	9,481–5,54	10,12–16,73	8,76–14,25
Нитраты, мкМ	3,77–13,70	4,12–16,35	3,87–13,52
Фосфаты, мкМ	0,49–1,08	0,26–1,10	0,55–1,27
Силикаты, мкМ	1,20–3,40	1,19–4,85	1,95–5,00
Растворенный кислород, мл/л	5,66–6,38	6,04–6,41	5,61–6,29

4.8. Методика выделения гидрологических фронтов

Фронтальные явления в океане относятся к числу наиболее сложных физических явлений в океане. Возможно, поэтому до настоящего времени не утихают дискуссии не только о природе и структуре гидрологических фронтов, но и даже о терминологии и критериях их выделения. Очевидно, в общем случае все фронтальные явления целесообразно разделить на три самостоятельных категории (типа): фронтальная зона, фронтальный раздел и собственно фронт.

В соответствии с определением К.Н. Федорова [Федоров, 1983] фронтальной зоной будем считать такую зону в океане, в которой пространственные градиенты основных термодинамических и химических характеристик значительно обострены по сравнению с их средним равномерным распределением. В свою очередь, фронтальный раздел – это поверхность внутри фронтальной зоны, совпадающая с поверхностью максимального градиента одной или нескольких характеристик (температуры, солености, плотности, скорости и т.д.). Тогда фронт представляет собой след пересечения фронтального раздела с любой выбранной поверхностью, в частности со свободной поверхностью океана. При этом фронты обычно наиболее ярко выражены в поле температуры воды.

При выделении крупномасштабных фронтальных зон по температуре воды используется, например, численный критерий вида [Федоров, 1983]:

$$\Gamma_{\text{фр}} > 10\Gamma_{\text{к}} \quad (4.1)$$

где $\Gamma_{\text{фр}}$ – горизонтальный градиент температуры во фронтальной зоне; $\Gamma_{\text{к}}$ – средний климатический градиент температуры в рассматриваемой области.

В свойствах фронтальных явлений проявляется удивительная двойственность. С одной стороны, все они являются неотъемлемым элементом динамики океана, а с другой – с ними связано длительное поддержание пространственных градиентов характеристик в обостренном состоянии вопреки постоянно существующей тенденции к их размыванию за счет процессов турбулентности. Эта двойственность фронтов обусловлена деформационными полями течений. Именно их пространственно-временные масштабы были положены К.Н. Федоровым в основу классификации фронтальных зон и фронтальных разделов (табл. 4.13). Все фронтальные зоны в океане можно разделить на климатические и синоптические, краткая характеристика которых также приведена в табл. 4.13.

Таблица 4.13

**Классификация фронтальных зон Мирового океана,
по К.Н.Федорову [Федоров, 1983]**

Класс	Краткая характеристика
1. Климатические	1 Связаны с глобальным распределением солнечной радиации, испарения и осадков и деформационными полями, порождаемыми общей циркуляцией океана и атмосферы и другими постоянно действующими факторами
1.1. Планетарного масштаба	1.1 Являются основными крупномасштабными элементами общей циркуляции вод океана
1.2. Локального взаимодействия	1.2 Являются зонами взаимодействия второстепенных ветвей общей циркуляции океанов или вод различных бассейнов, акваторий и климатических зон
1.3. Топографические	1.3 Являются результатом взаимодействия элементов общей циркуляции океанов и морей с крупномасштабными формами рельефа дна и конфигурации берегов
1.4. Придонные бентические	1.4 Являются частным случаем совместного проявления 1.2 и 1.3 в придонном слое трения в районах интенсивного водообмена между различными бассейнами и акваториями
2. Синоптические	2. Связаны с процессами синоптического масштаба в океане и атмосфере
2.1. Открытого океана	2.1 Формируются в деформационных полях вихрей синоптического масштаба или возникают как следствие интенсивного локального взаимодействия океана и атмосферы.
2.2. Локальные	2.2 Формируются в одних и тех же районах при возникновении благоприятных синоптических ситуаций в режиме взаимодействия океана и атмосферы

Важнейшими отличительными свойствами фронтальных зон вне зависимости от масштабов являются их сложная структура, высокая динамическая активность, значительная пространственно-временная изменчивость и непредсказуемость перемещений самих зон в пространстве. О сложности их структуры можно судить хотя бы по фронтальной зоне Гольфстрима, которая включает множество отдельных фронтальных разделов, прослеживающихся на расстоянии от 500 до 100 км и менее.

В отличие от фронтальных зон основой для систематизации фронтальных разделов является динамический режим их существования: геострофический или агеострофический. Напомним, что в геострофических течениях ускорение за счет гидродинамического давления в воде уравнивается силой Кориолиса, а в агеострофических течениях этот баланс нарушается и возрастает роль других ускорений, в частности инерционных и вязких.

Весьма важно, что фронтальные зоны и фронтальные разделы заметно различаются по своим термохалинным характеристикам. Это прежде всего касается наклона изотермических ($T = \text{const}$), изохалинных ($S = \text{const}$), изопикнических ($\rho = \text{const}$) поверхностей относительно как друг друга, так и относительно изобарических поверхностей ($P = \text{const}$). Океанические фронты называются бароклинными, термоклинными и халоклинными, если существует наклон изопикнических поверхностей соответственно к изобарическим, изотермическим и изохалинным плоскостям. При полной параллельности всех термодинамических характеристик между собой фронты и разделы становятся чисто бароклинными. Заметим, что хотя идеальные ситуации в океане не редки, в большинстве случаев фронты и фронтальные разделы являются смешанными, т.е. обладающими разной степенью бароклинности (термоклинности и халоклинности).

Для океанических фронтов и разделов характерно, что раз возникнув, они затем существуют длительное время благодаря присущим им самоподдерживающим механизмам, к которым относятся поперечная конвергентная циркуляция и турбулентное вовлечение. В общем случае эволюция и изменчивость фронтов определяется рядом внешних и внутренних факторов. К внешним относятся касательное напряжение ветра, обмен влагой и теплом через поверхность океана, деформационное поле течений и приливные явления. Одновременно с действием внешних факторов

начинают проявляться и внутренние факторы, такие, как процессы баротропной и бароклинной неустойчивости вод океана. Важным свойством фронтов является также их "всемасштабность", поскольку диапазон их пространственных размеров составляет от нескольких метров до десятков тысяч километров.

Итак, вследствие многочисленности, разнообразия и всемасштабности фронтальных разделов их следует считать важными параметрами сложной трехмерной структуры вод океана, связанными с локальной замкнутостью различных элементов общей циркуляции, вихревыми движениями вод и разнообразными процессами их перемешивания. Фронты и вихри неразрывно связаны друг с другом во всем диапазоне характерных для них пространственных масштабов, причем последние в совокупности с рядом других факторов формируют сложную "многофронтальную" структуру фронтальных зон океана.

Наиболее подробно система гидрологических фронтов в Южном полушарии обсуждается в работах [Orsi et al., 1995; Belkin, Gordon, 1996]. Так, Белкин и Гордон [Belkin, Gordon, 1996] выделили в районе ЮВТО северный субтропический фронт (NSTF) и южный субтропический фронт (SSTF). Первый вытянут по широте 35° ю.ш., а второй проходит примерно вдоль широты 40° ю.ш. (рис. 4.20). Именно в этой широтной полосе проходит стрежень Южно-Тихоокеанского течения. При этом воды ЮТОТ деформируются с севера струями более соленых и теплых субтропических, а с юга – менее теплых и соленых субантарктических вод. На юге района между 100 и 95° з.д. на широте 50° ю.ш. и восточнее 95° з.д. на 55° ю.ш. находится южный субантарктический фронт [Belkin, Gordon, 1996].

Субтропический фронт также выделялся [Chaigneau, Pizarro, 2005] по положению изотермы 14°C на горизонте 150 м (что приблизительно соответствует широтной зоне $40\text{--}45^{\circ}$ ю.ш.).

Отметим, что в работе [Промышленно-океанологические исследования, 2002] южный субтропический фронт назван субантарктическим, северная граница которого в зависимости от сезона пульсирует между 33 и 37° ю.ш., а южная – от 40 до 47° ю.ш. Достаточно очевидно, что это ошибка, ибо субантарктический фронт должен разделять воды антарктические и субантарктические, которых на этих широтах просто нет. В соответствии с работами [Степанов, 1983; Orsi et al., 1995; Кошляков, Тараканов, 2005] субантарктический фронт проходит значительно южнее: примерно вдоль 55° ю.ш.

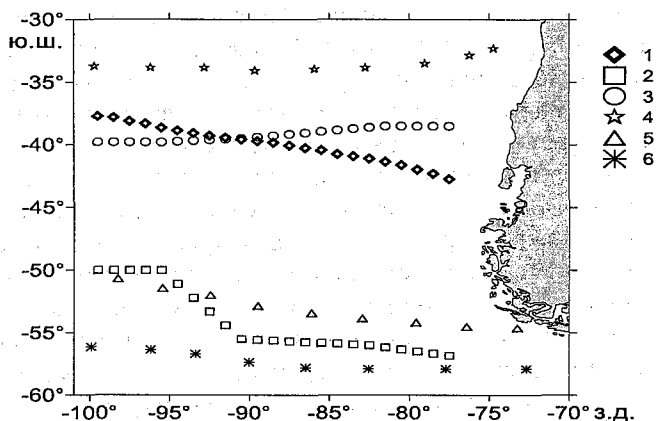


Рис. 4.20. Расположение гидрологических фронтов в поверхностном слое ЮВТО по данным разных авторов: 1 – ЮСФ [Гордеева, Малинин, 2006]; 2 – SAF или субантарктический фронт [Belkin, Gordon, 1996]; 3 – SSTF или южный субтропический фронт [Belkin, Gordon, 1996]; 4 – ЮСФ [Кошляков, Тараканов, 2005]; 5 – ССААФ или северный субантарктический фронт [Кошляков, Тараканов, 2005]; 6 – СААФ или субантарктический фронт [Кошляков, Тараканов, 2005].

В работе [Кошляков, Тараканов, 2005] южный субтропический фронт, который разделяет СААПВ и СТПВ (обозначения см. в гл. 4.2.1), выбирался по оси повышенного градиента солености на поверхности океана, диапазон изменений которой восточнее 105° з.д. составлял $34,10 - 34,80 \text{ ‰}$. Возможно поэтому его положение в рассматриваемом нами районе везде лежит севернее 35° ю.ш. (рис. 4.20), что противоречит результатам работ [Belkin, Gordon, 1996; Гордеева, Малинин, 2006], в соответствии с которыми его местонахождение находится значительно южнее.

Субтропический фронт имеет весьма сложную динамическую структуру. Здесь вследствие взаимодействия разных водных потоков создается сложная динамическая система локальных фронтов, меандров и с противоположным по знаку вращением вихрей, сопряженных с участками подъема и опускания океанических вод. При этом значительное вертикальное перемешивание и формирование в циклонических вихрях и меандрах зон апвеллинга создают благоприятные условия для формирования зон высокой биопродуктивности и, следовательно, могут оказывать существенное влияние на океанический промысел.

Поскольку гидрологические фронты наиболее ярко выражены в поле температуры воды, то для расчета градиента ТПО использовалась следующая формула [Девинин и др., 2000; Гинзбург и др., 2002]:

$$\frac{\Delta T}{\Delta L} = \sqrt{\left(\frac{\Delta T}{\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{\Delta T}{\Delta y}\right)^2}, \quad (4.2)$$

где x , y , L – расстояния в зональном, меридиональном и трансфронтальном направлениях; ΔT – перепад температуры по соответствующему направлению.

Таким образом, фронтальный градиент независим от ориентации фронта [Федоров, 1983; Саруханян, Смирнов, 1986].

Для пространственной области, ограниченной 99,5 и 77,5° з.д. и 20,5 и 49,5° ю.ш. с шагом 1° по широте и 1° по долготе, рассчитывалось поле градиентов температуры. За положение фронта принималась широта с максимальным градиентом температуры на каждом меридиане рассматриваемой области ($n = 23$). В результате расчетов получены поля среднемесячных оценок интенсивности фронта (I , °С/км) и его пространственного положения (° ю.ш.) за период с 1982 по 2007 г.

4.9. Пространственно-временная изменчивость южного субтропического фронта

Среднегодовое положение южного субтропического фронта (ЮСФ) на каждом меридиане, полученное осреднением его среднемесячных значений за весь период наблюдений, приведено на рис. 4.21. Кроме того, для каждого меридиана были рассчитаны нижний $x_{0,25}$ и верхний $x_{0,75}$ квартили, положение которых также нанесено на этом рисунке. Таким образом, вертикальные линии означают интерквартильное расстояние $Q = x_{0,75} - x_{0,25}$, которое характеризует степень рассеяния исходного ряда [Тьюки, 1981].

Отметим, что при нормальном распределении исходных данных $Q = 1,34\sigma$. Из рисунка видно, что фронт вытянут в юго-восточном направлении. Его крайнее северное положение ($\phi = 37,7^\circ$ ю.ш.) отмечается на долготе 99,5° з.д., а крайнее южное

положение ($\varphi = 42,6^\circ$ ю.ш.) – на долготе $77,5^\circ$ з.д. В общем его климатическое положение достаточно неплохо согласуется с положением SSTF по данным [Belkin, Gordon, 1996] (см. рис. 4.20), однако ЮСФ в отличие от SSTF не вытянут вдоль широты 40° , а имеет наклон к юго-востоку.

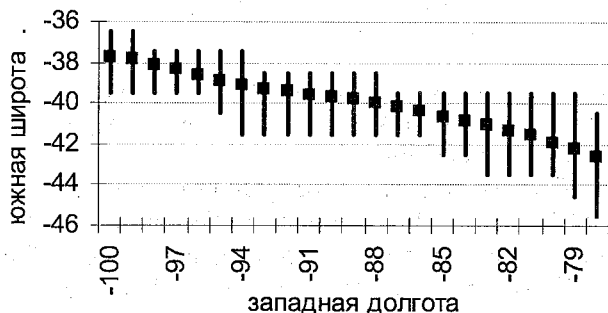


Рис. 4.21. Среднегодовое положение и квантильный анализ южного субтропического фронта.

Межгодовая изменчивость ЮСФ неодинакова на разных меридианах. При этом она максимальна на восточном участке фронта, где интерквантильное расстояние достигает 5° . Минимальные значения Q отмечаются на некоторых меридианах центральной и западной частей фронта, где $Q = 2^\circ$.

Рассмотрим теперь особенности сезонного хода ЮСФ. Предварительно была выполнена классификация положения и интенсивности фронта, т.е. проведено разбиение этих характеристик на квазиоднородные сезоны года. С этой целью использовался метод Уорда иерархической классификации, а в качестве меры близости – евклидова метрика. Исходная матрица имела размер 12×23 , где первая цифра означает число месяцев, а вторая – число долгот. Естественно, среднемесячные значения интенсивности и положения предварительно усреднялись за многолетний период.

Анализ дендрограмм (рис. 4.22) показал, что обе исходные совокупности четко делятся на два класса, которые представляют собой теплый и холодный периоды. Но если теплый период является весьма однородным и дальнейшее разбиение его уже не имеет смысла, то холодный период в свою очередь можно разделить на

зимний сезон и переходные сезоны. На этом сходство классификаций заканчивается. Продолжительность отдельных квазиоднородных сезонов в обоих случаях отличается друг от друга. Впрочем, эти отличия не столь существенны.

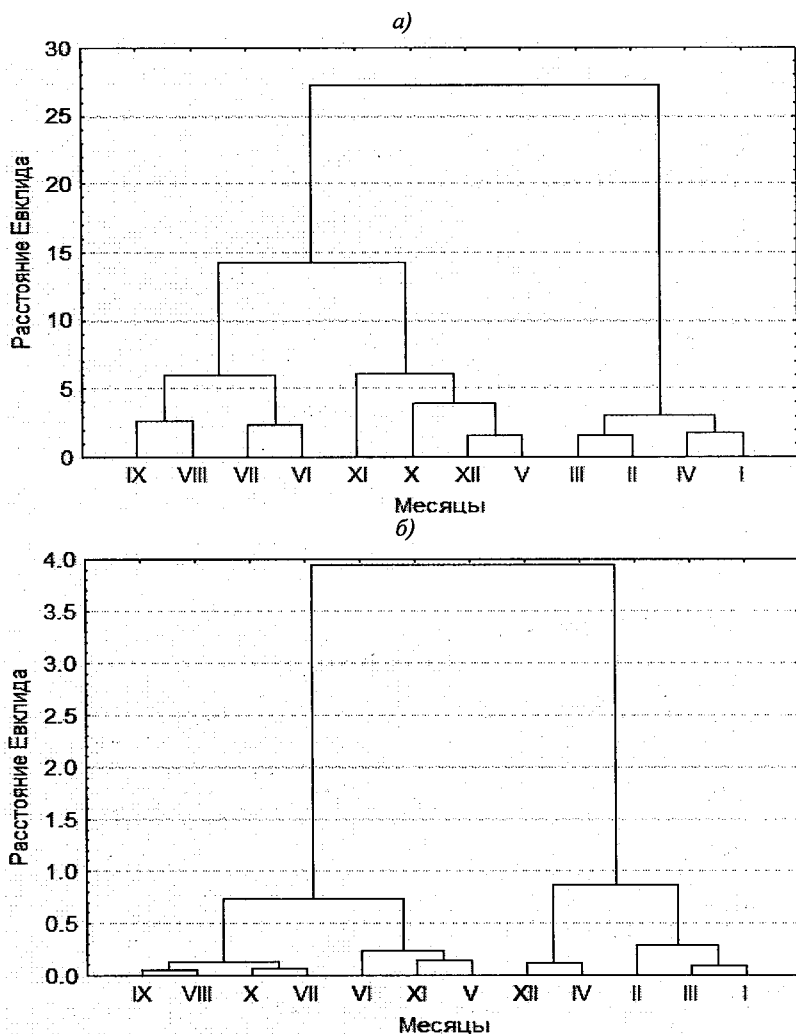


Рис. 4.22. Дендрограммы сезонного хода положения (а) и интенсивности (б) южного субтропического фронта.

На рис. 4.23 приведены особенности пространственного распределения интенсивности и положения ЮСФ для выделенных однородных сезонов года. Как и следовало ожидать, зимой ЮСФ занимает крайнее северное положение, а летом – крайнее южное.

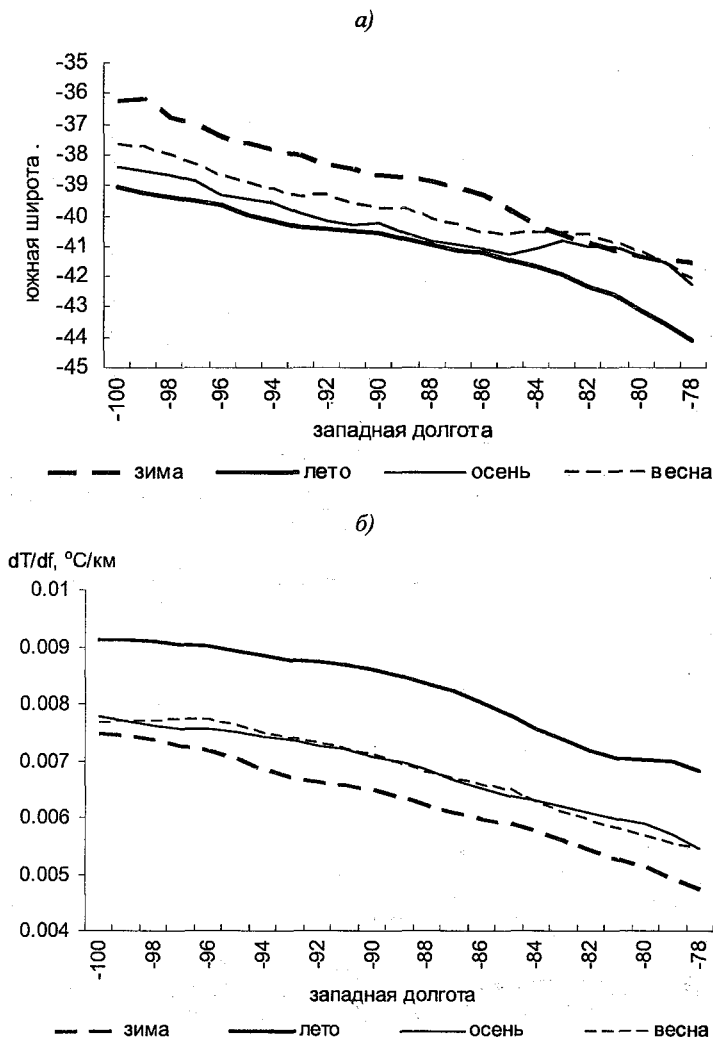


Рис. 4.23. Особенности среднегогодового распределения положения (а) и интенсивности (б) южного субтропического фронта для различных сезонов года.

Для переходных сезонов характерно промежуточное положение фронта. Во все сезоны года фронт имеет крайнее северное положение на долготе $99,5^{\circ}$ з.д., где зимой он находится на широте 36° ю.ш. и по направлению к востоку фронт смещается к югу. Крайнее южное положение он занимает на долготе $77,5^{\circ}$ з.д., где летом достигает 44° ю.ш. Размах пространственного смещения зимой и летом составляет 5° широты.

Что касается интенсивности фронта, то его максимальная интенсивность отмечается летом, а минимальная – зимой. При этом ее абсолютный максимум отмечается на крайнем западе района, а минимум – на крайнем востоке. В межгодовых колебаниях характеристик фронта каких-либо закономерностей не выявлено, они в основном носят явно выраженный непериодический характер.

Итак, на основе данных о ТПО удастся выявить и проследить сезонную структуру ЮСФ, причем по своей интенсивности он значительно сильнее северного субтропического фронта (ССФ), выделение (идентификация) которого значительно сложнее. Вследствие этого можно достаточно уверенно говорить, что с точки зрения рыбного промысла именно зона ЮСФ представляет наибольший интерес.

Для оценки характера межгодовой изменчивости интенсивности и положения ЮСФ проводился анализ главных компонент. Разложению подвергались матрицы положения и интенсивности ЮСФ размером 23×28 . Первая главная компонента положения фронта описывает 62 % дисперсии исходной матрицы и характеризует миграцию всей линии фронта с юга на север. Наиболее показательными в отражении этой миграции являются долготы $84,5^{\circ}$ з.д. и $96,5^{\circ}$ з.д., коэффициенты корреляции положения ЮСФ в которых с первой ГК составляют $-0,89$ и $-0,88$ соответственно. Вторая главная компонента значительно меньше первой и описывает всего 13 % дисперсии исходного ряда. Она характеризует поворот фронта к оси северо-запад – юго-восток относительно долготы 89° з.д. и лучше всего отражается в межгодовой изменчивости положения фронта на меридианах $93,5^{\circ}$ з.д. и $78,5^{\circ}$ з.д. с коэффициентами корреляции $0,50$ и $-0,54$ соответственно.

Межгодовая изменчивость главных компонент и положения фронта на меридианах $84,5^{\circ}$ з.д. и $78,5^{\circ}$ з.д. представлена на рис.

4.24. Нетрудно видеть, что размах межгодовых смещений положения ЮСФ на меридиане $84,5^\circ$ з.д. довольно значителен и составляет $3,5^\circ$ широты. Крайнее северное положение фронта отмечается на широте $38,5^\circ$ ю.ш., а крайнее южное положение — на широте 42° ю.ш. При этом четко проявляется нелинейный тренд, на долю которого приходится около 22 % дисперсии. До начала 90-х годов XX в. фронт смещался на юг, а затем начал двигаться к северу. Есть основания полагать, что в ближайшие годы характер тренда не должен измениться, т.е. фронт должен занимать более северное положение по сравнению со среднемноголетним.

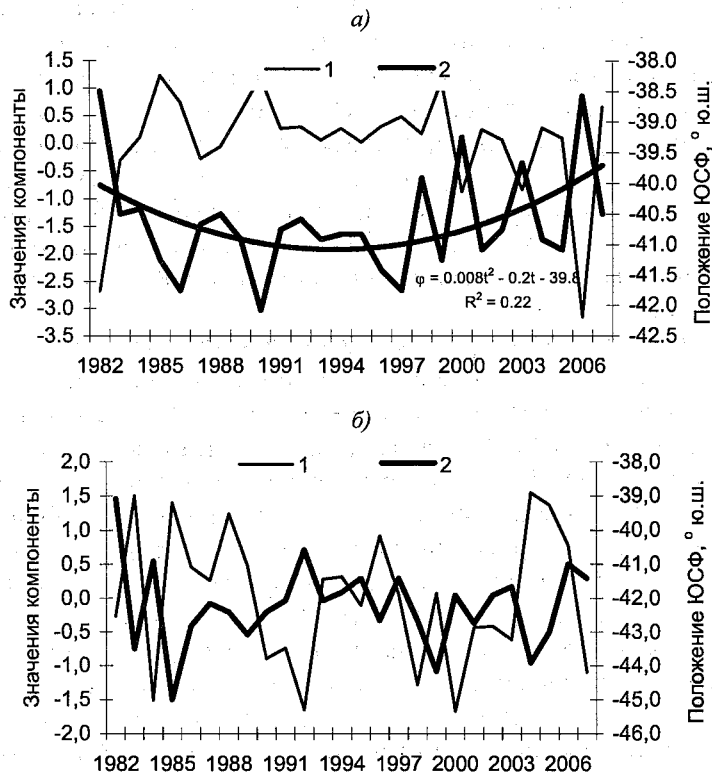


Рис. 4.24. Межгодовая изменчивость первой главной компоненты (1) и положения ЮСФ на меридиане $84,5^\circ$ з.д. (2) (а), второй главной компоненты (1) и положения ЮСФ на меридиане $78,5^\circ$ з.д. (2) (б).

Межгодовая изменчивость второй главной компоненты показывает отсутствие за исследуемый период времени значимых трендов, причем в колебаниях положения фронта каждые восемь лет отмечается смена «квазиширотного» положения оси фронта на «северо-западное – юго-восточное» положение.

Разложение на главные компоненты матрицы данных об интенсивности ЮСФ показало схожие результаты. Первая главная компонента также описывает 62 % дисперсии изменчивости исходного поля, а вторая – 20 %. Наиболее адекватно процесс общего обострения фронта отражается на меридиане $92,5^\circ$ з.д. с коэффициентом корреляции между интенсивностью ЮСФ и первой главной компонентой $r = -0,91$. Вторая главная компонента максимально коррелирована с интенсивностью фронта на меридианах $97,5^\circ$ з.д. и $79,5^\circ$ з.д. с коэффициентами корреляции $r = 0,62$ и $r = -0,70$.

Межгодовая изменчивость главных компонент и интенсивности фронта на меридианах $92,5^\circ$ з.д. и $79,5^\circ$ з.д. представлена на рис. 4.25. Как видно из этого рисунка, обострение фронта за исследуемый период имеет значимый (при $\alpha = 0,05$) нелинейный тренд, который показывает, что на рубеже тысячелетий интенсивность ЮСФ была максимальной и затем стала несколько уменьшаться. В межгодовой изменчивости второй главной компоненты, так же как и для положения фронта, каждые 7–8 лет отмечается обострение градиентов на западной периферии ЮСФ с одновременным их ослаблением в восточной части, причем годы таких проявлений следуют сразу же после квазиширотного расположения ЮСФ. Если в ближайшие годы характер тренда не изменится, что, вообще говоря, маловероятно, то это является благоприятным фактором для развития рыбного промысла.

Первичные статистические характеристики межгодовых колебаний положения и интенсивности фронта для отдельных сезонов года приводятся в таблицах 4.14 и табл. 4.15.

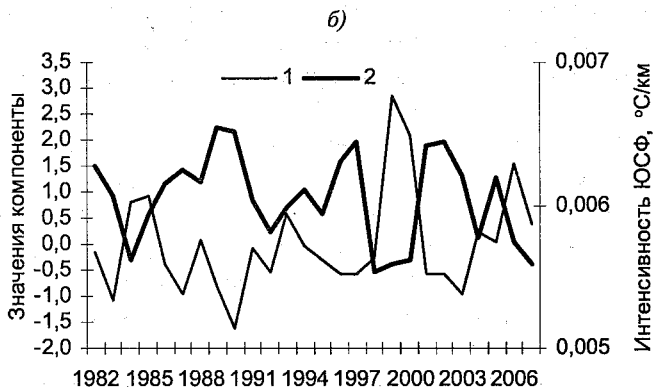
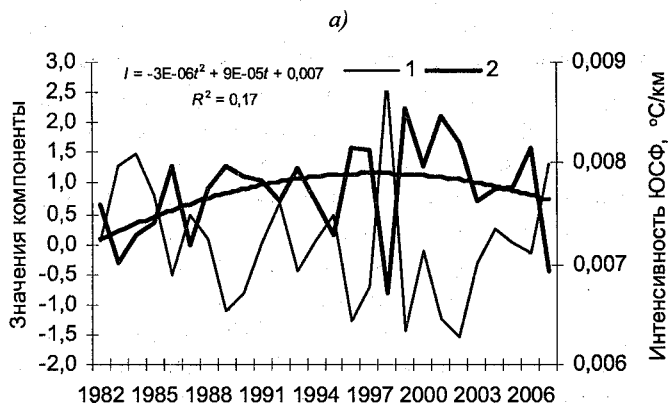


Рис. 4.25. Межгодовая изменчивость первой главной компоненты (1) и интенсивности ЮСФ на меридиане 92,5° з.д. (2) (а), второй главной компоненты (1) и интенсивности ЮСФ на меридиане 79,5° з.д. (2) (б).

Как следует из этих таблиц, зимой наблюдается максимальная пространственная изменчивость фронта и одновременно наименьшая изменчивость его интенсивности, а летом, наоборот, отмечается минимальная пространственная изменчивость фронта и наибольшая изменчивость его интенсивности. Размах пространственных смещений фронта мало меняется от сезона к сезону, а вот размах колебаний интенсивности фронта резко увеличивается от весны к лету. При этом изменчивость среднегодовых характеристик фронта существенно меньше, чем для квазиоднородных сезонов года.

Таблица 4.14

Статистические характеристики межгодовых колебаний положения ЮСФ
(° широты) для отдельных сезонов года

Сезон	Среднее арифметическое	Стандартное отклонение	Крайнее северное положение	Крайнее южное положение	Размах колебаний
Зима	39,0	3,6	31,5	49,5	18
Весна	39,7	3,0	31,5	49,6	18
Лето	41,0	2,5	31,5	49,5	18
Осень	40,3	2,7	34,5	48,5	14
Год	40,7	0,8	38,5	42,1	3,6

Таблица 4.15

Статистические характеристики межгодовых колебаний интенсивности
ЮСФ (10^{-3} °С/км) для отдельных сезонов года

Сезон	Среднее арифметическое	Стандартное отклонение	Максимальная интенсивность	Минимальная интенсивность	Размах колебаний
Зима	6,3	1,0	9,4	3,3	6,1
Весна	6,8	1,1	9,9	4,0	5,9
Лето	8,2	1,4	13,3	4,4	8,9
Осень	6,8	1,0	10,4	4,0	6,4
Год	7,7	0,5	8,5	6,7	1,8

Глава 5.

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

5.1. Анализ исходных данных о температуре поверхности океана

Для рассматриваемого района ЮВТО характерно, как уже указывалось ранее, очень плохое покрытие его гидрометеорологическими данными вообще и данными наблюдений за температурой поверхности океана (ТПО) в частности. В связи с этим постоянно возникает вопрос о степени репрезентативности тех или иных архивов, содержащих информацию о ТПО и представляющих собой, по существу, некие «черные ящики». Естественно, для этого необходимы реперные данные, т.е. пространственно-временные ряды ТПО, полученные непосредственно по измерениям ее во время экспедиций. Однако пространственная разрозненность и временная нерегулярность таких наблюдений даже за период массовых экспедиционных работ с 1979 по 1991 г. не позволила их систематизировать и использовать для сравнения в качестве эталона. Поэтому, очевидно, единственным вариантом оценки степени репрезентативности этих архивов остается тщательный статистический анализ и сравнение архивов друг с другом.

Отметим, что ранее для изучения крупномасштабной изменчивости и долгосрочного прогноза ТПО во многих районах Мирового океана (Норвежское море, области Канарского и Бенгельского апвеллингов) нами уже использовалась глобальная база гидрометеорологических данных NOAA NCEP/NCAR Reanalysis [NOAA NCEP-NCAR CDAS-1...; Kalnay et al., 1996], находящаяся в свободном доступе на одном из Интернет-сайтов. При этом наибольший интерес для нас представляет система CDAS (Climate Data Assimilation System), которая содержит глобальный архив разнообразных среднемесячных данных (в том числе ТПО) с 1949 г. и оперативно пополняется с очень небольшим запаздыванием во времени. Поскольку исходные данные в системе CDAS заданы в узлах первичной широтно-долготной сетки $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$, область ЮВТО была

разделена на 109 квадратов (рис. 5.1). Для этих квадратов из сети Интернет получен архив среднемесячных значений ТПО за период с 1949 по 2006 гг.

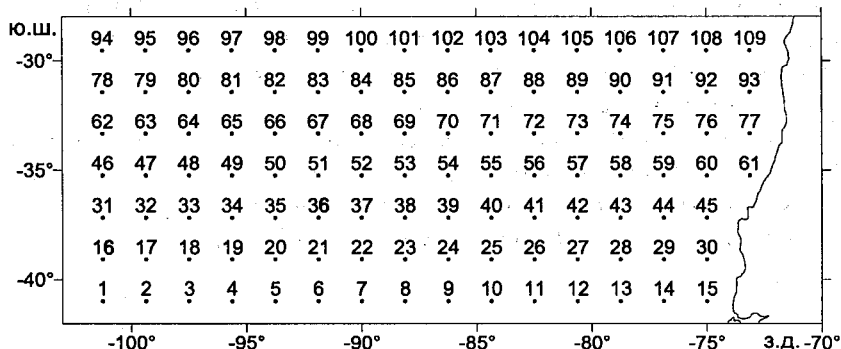


Рис. 5.1. Схема узлов географической сетки ЮВТО, соответствующих сетке архива CDAS.

Визуальный анализ данных показал, что для многих квадратов характерно резкое изменение размаха колебаний. Так, например, в квадрате 1 (рис. 5.2) межгодовые колебания ТПО до 1980 г. практически не превышали $0,1^{\circ}\text{C}$, и только в последующие годы размах колебаний достиг $0,8^{\circ}\text{C}$. Аналогичный характер колебаний ТПО свойствен и для других районов Мирового океана, например Норвежского моря [Малинин, Гордеева, 2003].

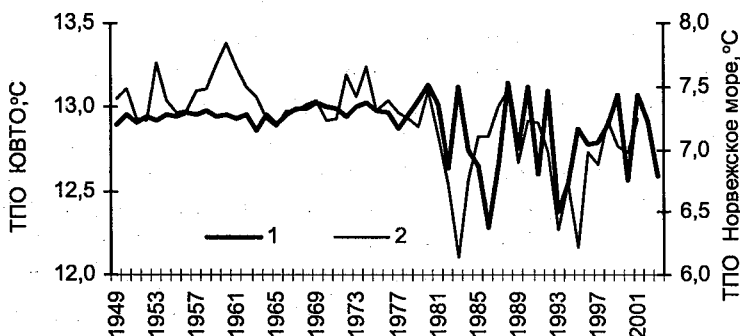


Рис. 5.2. Межгодовой ход ТПО в квадрате 1 ЮВТО (1) и районе 2 (2) Норвежского моря [Малинин, Гордеева, 2003] по данным архива CDAS.

Кроме того, для некоторых квадратов (рис. 5.3) характерно внезапное появление (исчезновение) тренда, которое также проявляется на рубеже 80-х годов XX в. Такие резкие изменения в дисперсии и средних значениях ТПО вряд ли можно объяснить переломами в ходе метеорологических процессов, как это пытался сделать В. Масленников [Масленников, 2003]. Скорее всего, это может быть связано с технологическими особенностями самой системы CDAS (данные ТПО являются модельными, т.е. результатом численного моделирования системы океан – атмосфера) или, что более вероятно, с использованием новых систем натурных данных (например, ассимиляцией спутниковых карт ТПО).

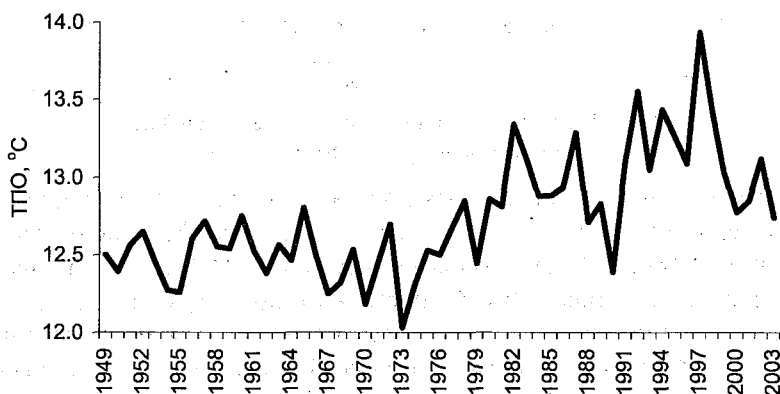


Рис. 5.3. Межгодовой ход ТПО в квадрате 61 ЮВТО

Итак, даже предварительный анализ межгодовых колебаний ТПО свидетельствует об явно выраженной нестационарности ТПО по математическому ожиданию и дисперсии. Однако более строгие выводы можно сделать лишь после соответствующей статистической проверки временных рядов на стационарность с помощью критериев Стьюдента и Фишера. Как известно, критерий Стьюдента (t) используется для проверки нулевой гипотезы о равенстве выборочных средних ($H_0: \bar{X} = \bar{Y}$), а критерий Фишера (F) – для проверки гипотезы о равенстве выборочных дисперсий ($H_0: \sigma_x^2 = \sigma_y^2$), где σ_x^2 , σ_y^2 – соответственно выборочные оценки генеральных дисперсий D_x и D_y . При этом принимается, что выборки объемами n и m извлечены из нормальных генеральных совокуп-

ностей, причем сами генеральные (истинные) дисперсии, а также математические ожидания M_x и M_y неизвестны. Для проверки нулевых гипотез вначале вычисляются выборочные оценки указанных критериев

$$t^* = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{(n_x - 1)D_x + (n_y - 1)D_y}{n_x + n_y - 2}}} \sqrt{\frac{n_x n_y}{n_x + n_y}}, \quad (5.1)$$

$$F^* = \frac{D_x}{D_y}, \quad F^* > 1, \quad (5.2)$$

где $\bar{x}$ и $\bar{y}$ – средние значения; D_x и D_y – дисперсии; n_x и n_y – длина рядов для первого (x) и второго рядов (y) соответственно.

Рассчитанные по выборочным данным оценки этих статистик t^* , F^* сравниваются с их критическими значениями $t_{кр}$, $F_{кр}$, т.е.

$$t^* > t_{кр}(\alpha, v), \quad F^* > F_{кр}(\alpha, v_1, v_2), \quad (5.3)$$

где α – уровень значимости; v – число степеней свободы ($v = n + m - 2$, $v_1 = n - 1$, $v_2 = m - 1$).

Если соотношения (5.3) выполняются, то нулевые гипотезы о равенстве средних значений или дисперсий отвергаются и делается вывод, что они имеют значимые расхождения (не равны друг другу) при заданном уровне значимости. В противоположном случае у нас есть основания считать, что расхождения между выборочными средними или дисперсиями не являются значимыми.

Для проверки выдвинутых нулевых гипотез временные ряды среднегодовых значений ТПО были разбиты на два относительно однородных промежутка: с 1949 по 1980 г. и с 1981 по 2003 г. Распределение рассчитанных значений t^* и F^* представлено на рис. 5.4, а их критические оценки при уровне значимости $\alpha = 0,05$ равны соответственно $t_{кр} = 1,67$, $F_{кр} = 1,80$.

Из рис. 5.4 видно, что на большей части акватории $t^* > t_{кр}$, т.е. здесь расхождения между выборочными средними являются значимыми. И только два сравнительно небольших языка с малыми значениями t^* ($t^* < t_{кр}$) вдаются с юга и запада навстречу друг другу. Что касается распределения F^* , то легко видеть, что вся аква-

тория делится на два резко неравнозначных района: северо-западный, где $F^* < F_{кр}$, и остальной, где $F^* > F_{кр}$. Заметим, что в юго-западной части акватории оценки F^* превышают $F_{кр}$ более чем в десять раз.

Таким образом, достаточно очевидный вывод состоит в том, что межгодовые колебания ТПО в рассматриваемый промежуток времени (с 1949 по 2003 г.) являются нестационарными как по среднему арифметическому, так и по дисперсии. Учитывая, на наш взгляд, сомнительный характер данных по ТПО до 1981 г., было решено их вообще исключить из анализа.

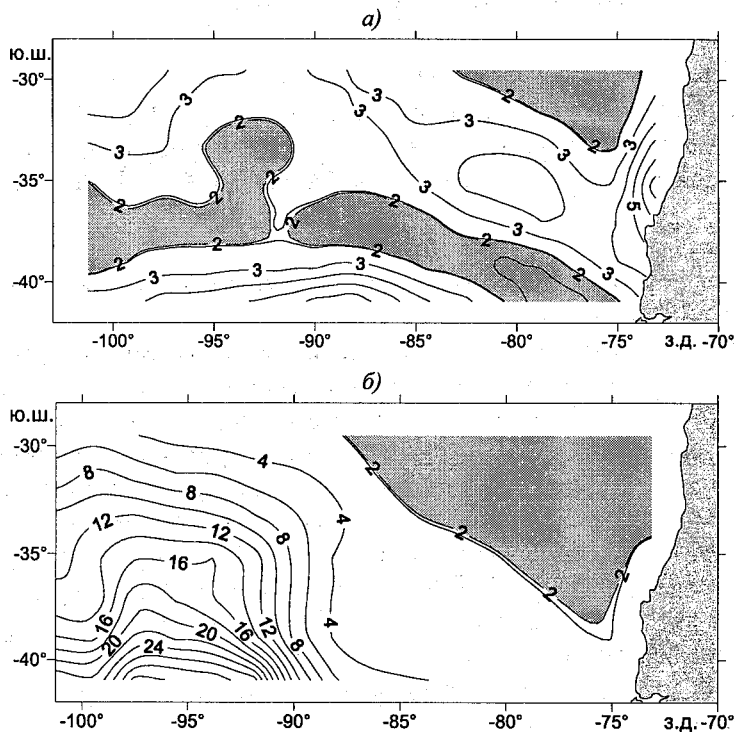


Рис. 5.4. Пространственное распределение критерия Стьюдента (а) и критерия Фишера (б) для акватории ЮВТО (области значимых величин выделены заливкой).

Следующим шагом по оценке репрезентативности архивов ТПО является, как уже указывалось выше, сравнение их друг с

другом. Из других архивов ТПО нами рассматривались следующие:

- система COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), содержащая среднемесячные данные по ТПО для ЮБТО за период с 1950 по 1992 г. в двухградусных квадратах [Slutz et al., 1985], и последующее её развитие в архиве ERSST до настоящего момента времени [Smith T.M. et al., 2008] с открытым доступом в сети Интернет

(<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCDC/ERSST/>);

- архив Рейнольдса-Смита (RESM), содержащий данные по ТПО в одноградусной сетке с 1982 г. и оперативно пополняемый в реальном режиме времени, описание которых дается в работах [Reynolds et al., 2002], а свободный доступ к нему есть на сайте [http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP/EMC/CMB/GLOBAL/Reyn_SmithOIv2/monthly/];

- архив метеорологической службы Англии UKMO (United Kingdom Meteorological Office), содержащий данные о ТПО в пятиградусной сетке Мирового океана [Rayner et al., 1996], имеющий свободный доступ на сайте (<http://www.cru.uea.ac.uk/ftpdata/hadcrut.nc>);

- архив среднемесячных глубоководных данных для всей акватории Мирового океана с пространственным разрешением $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ с 1958 по 2007 г. CARTON-GIESE SODA [CARTON-GIESE SODA...; Carton et al., 2005]. В его основе лежит известный архив глубоководных климатических данных Левитуса (настоящая версия – WOA05 [NOAA NODC WOA05...; Locarnini et al., 2006]) с учётом ассимиляции спутниковых и судовых наблюдений. Свободный доступ к нему на сайте (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/CARTON-GIESE/SODA/>). Верхний горизонт, который там представлен, расположен на глубине 5 м. Температуру воды на этом горизонте можно считать температурой поверхности.

Краткие сведения об архивах, содержащих данные о ТПО в ЮБТО, приведены в табл. 5.1.

Совместное сравнение архивов затруднено тем обстоятельством, что они имеют разное пространственное разрешение и временной период. Поэтому в основном осуществлялось сравнение друг с другом архивов с близким пространственным разрешением.

В качестве примера рассмотрим сравнение архивов CDAS и COADS за период с 1949 по 1992 г. для отдельных почти совпадающих квадратов сеточной области (табл. 5.2).

Таблица 5.1

Общая характеристика некоторых архивов, содержащих данные
о ТПО в ЮВТО

Наименование архива	Пространственное разрешение (широта/ долгота)	Пространственная протяженность	Временной период данных	Временная дискретность данных
NOAA NCEP/NCAR CDAS	1,875×1,875 глобальный	Внешний тепловой баланс океана, ТПО, метеопараметры	с 1949	1 месяц
COADS (ERSST)	2×2 глобальный	Температура поверхности океана, метеопараметры	1854–1992 с 1992 г.	1 месяц
NOAA NCEP CMB GLOBAL (RESM)	1×1 глобальный	Температура поверхности океана, ледовитость	с декабря 1981	5 дней 7 дней 1 месяц
UKMO	5×5 глобальный	Температура поверхности океана	с 1856	1 месяц
CARTON- GIESE SODA	0,5×0,5 глобальный 40 горизонтов	Глубоководные гидрологические параметры	январь 1958 – декабрь 2007 г.	1 месяц

Например, центр квадрата 30 в системе CDAS имеет координаты 39,04° ю.ш. и 75° з.д., а центр 2-градусного квадрата в архиве COADS – соответственно 39° ю.ш. и 75° з.д. С учетом пропусков данных в архиве COADS рассматривались синхронные значения ТПО. Для сравнения использовались статистики Стьюдента и Фишера и коэффициент корреляции, характеризующий линейную связь между рядами.

Таблица 5.2

Сравнение среднегодовых значений ТПО архивов CDAS и COADS за период с 1949 по 1992 г. для района ЮВТО

Номер узла архива CDAS	Длина ряда в архиве COADS (в годах)	t -критерий	F -критерий	Коэффициент корреляции
30	43	7,5	6,4	0,53
43	28	9,3	55,5	0,08
60	39	14,8	30,3	0,38
74	37	19,0	32,2	0,20
92	41	21,9	30,4	0,50
37–38	27	0,6	128,1	0,20
68–69	32	1,7	71,7	-0,06
16	8	28,0	31,5	-0,15
46	24	3,6	204,0	0,11
78	25	7,9	51,7	-0,05

Из табл. 5.2 следует, что практически для всех квадратов сравниваемых архивов отмечаются огромные расхождения как в средних значениях, так и особенно в оценках дисперсий. Причем для большинства квадратов отсутствует даже статистическая связь между ними. Причиной столь значительных расхождений является прежде всего занижение межгодовой дисперсии в системе CDAS, которое в некоторых случаях достигает двух порядков. Сравнение этих же архивов за период с 1982 по 1992 г., когда размах межгодовых колебаний ТПО по данным архива CDAS существенно увеличился, принципиально ничего не изменил. Расхождения хотя несколько уменьшились, но по-прежнему остались очень значительными.

Близкие к этим результаты были получены и при сравнении архива CDAS с архивом UKMO. Однако сравнение архивов CDAS и RESM показало, что между ними существует высокое соответствие. Действительно, корреляция средних годовых значений ТПО для этих архивов на всей акватории ЮВТО (рис. 5.5) находится в пределах $r = 0,95-0,99$.

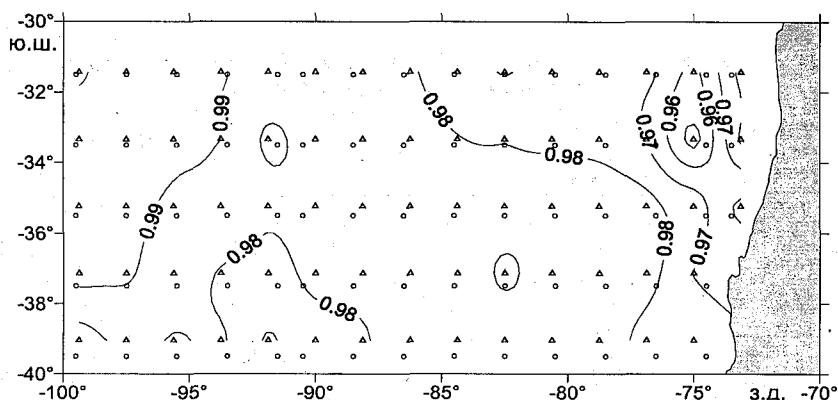


Рис. 5.5. Пространственное распределение коэффициентов корреляции для ТПО между архивами CDAS и RESM (треугольниками показана сетка CDAS, кружками – соответствующая сетка RESM).

При этом расхождения в оценках дисперсий ТПО по критерию Фишера являются незначимыми, а расхождения в выборочных средних по критерию Стьюдента оказываются значимыми на значительной части акватории ЮВТО. Это свидетельствует о наличии систематической ошибки в значениях ТПО и отчасти может быть вызвано несовпадением пространственных точек. Из пространственного распределения разности средних арифметических значений ТПО за период с 1982 по 2003 г. рассматриваемых архивов (рис. 5.6) следует, что отмечается последовательное чередование зон положительных (значения ТПО архива RESM превышают данные ТПО архива CDAS) и отрицательных (обратное соотношение в средних значениях ТПО указанных архивов) величин ошибок.

При этом максимальное завышение ТПО по архиву CDAS отмечается в восточной части ЮВТО вблизи Южной Америки, которое достигает $1,6^{\circ}\text{C}$, а максимальное занижение наблюдается на долготе 78° з.д. Однако его величина здесь в два раза ниже.

К сожалению, очень сложно определить, какой из этих архивов содержит более точные оценки ТПО, ибо, как уже отмечалось, реперные данные для данного района отсутствуют. Поскольку при использовании статистических методов, в основе которых лежит метод наименьших квадратов, наличие систематических ошибок, вообще говоря, не имеет какого-либо принципиального значения, то будем считать оба эти архива равнозначными.

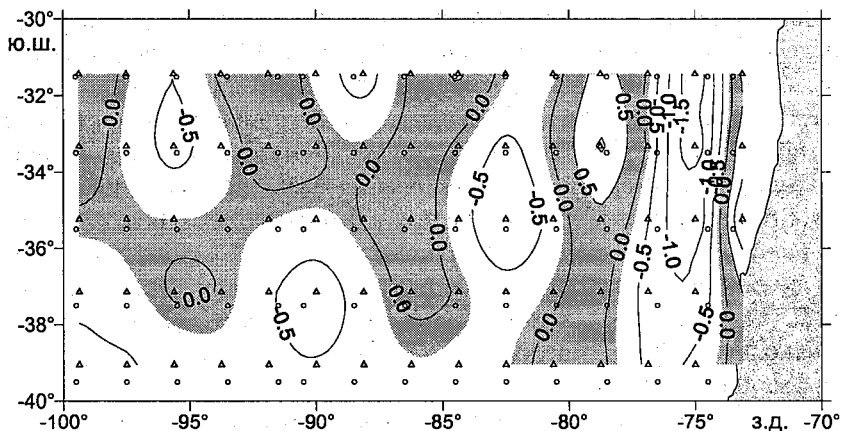


Рис. 5.6. Пространственное распределение систематических расхождений в среднемноголетних значениях ТПО за период с 1982 по 2003 г. между архивами CDAS и RESM (треугольниками показана сетка CDAS; кружками – соответствующая сетка RESM; зоны незначимых расхождений показаны заливкой).

Учитывая, что в нашем распоряжении имеется несколько архивов данных по ТПО, возникает вопрос, какой из них целесообразно использовать для района ЮВТО?

С точки зрения основной задачи долгосрочного прогноза ТПО одним из главных требований является оперативное получение экспериментальных данных, расчет компонентов теплового баланса океана и других определяющих изменчивость ТПО факторов за длительный ряд лет и для обширных акваторий океана. В этом плане наибольший интерес, особенно с точки зрения долгосрочного прогноза ТПО, представляют архивы CDAS и RESM. Главный недостаток RESM – это относительно короткая длина временных рядов. В то же время архив отличается сравнительно высокой степенью однородности исходных данных и использует практически всю информацию о ТПО, включая судовые наблюдения, дрейфующие буи и дистанционные измерения с искусственных спутников Земли.

С другой стороны, выбор архива определяется масштабами процессов, которые необходимо исследовать. На рис. 5.7 представлены карты распределения ТПО за один и тот же месяц для архивов с различным пространственным разрешением. Очевидно, что в целом распределение ТПО на акватории ЮВТО для всех ар-

хивов одинаково. Однако картина пространственного распределения ТПО с меньшим разрешением (архив SODA) является более детализированной, с увеличением разрешения детальность уменьшается и уже в сетке $2^\circ \times 2^\circ$ можно отметить практически гладкое распределение ТПО. Если для оценки крупномасштабной изменчивости, например, для районирования ТПО по межгодовой изменчивости, а также для выделения климатических фронтов, нужно использовать сетки с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ и $2^\circ \times 2^\circ$, то для оценки изменчивости ТПО для рыбопромысловых нужд, учитывая, что рыба тяготеет к зонам кривизны изотерм [Промышленно-океанологические исследования, 2002], необходима более детализированная информация.

Рассмотрим среднее климатическое состояние ТПО по данным разных архивов наблюдений. Среднее многолетнее распределение ТПО в январе и июне, рассчитанное по данным архивов SODA и RESM за период с 1982 по 2007 г., представлено на рис. 5.8. Из рисунка видно, что информация о ТПО обоих архивов практически одинакова, особенно летом (январь), а зимой (июнь) достигает значительных расхождений в северном направлении, где расстояние между одинаковыми изотермами достигает 120 миль. Вообще пространственной картине свойственно квазиширотное распределение ТПО. Начиная с 47° ю.ш. отмечается заток холодной воды вдоль побережья Чили к северу вместе с Перуанским течением, причём к северу вдольбереговая относительно холодная полоса увеличивается. Зона холодного влияния значительно больше летом, достигая на широте 25° ю.ш. ширины около 300 миль. Летом поверхность воды по всей акватории практически одинаково теплее на 2°C относительно зимнего состояния, однако можно отметить некоторое усиление термического фронта в полосе от 37 до 42° ю.ш.

Пространственное распределение стандартного отклонения среднемесячных значений ТПО, характеризующее по сути внутригодовую изменчивость, представлено на рис. 5.9. На исследуемой акватории наблюдается очаг максимальной изменчивости ТПО, вытянутый вдоль полосы широт 32° – 38° ю.ш., с наибольшими значениями ($\sigma > 2,2^\circ\text{C}$) в зоне от 86 до 100° з.д. Этот очаг располагается на северной периферии южного субтропического фронта. На севере и юге исследуемой акватории стандартное отклонение не превышает $1,6^\circ\text{C}$.

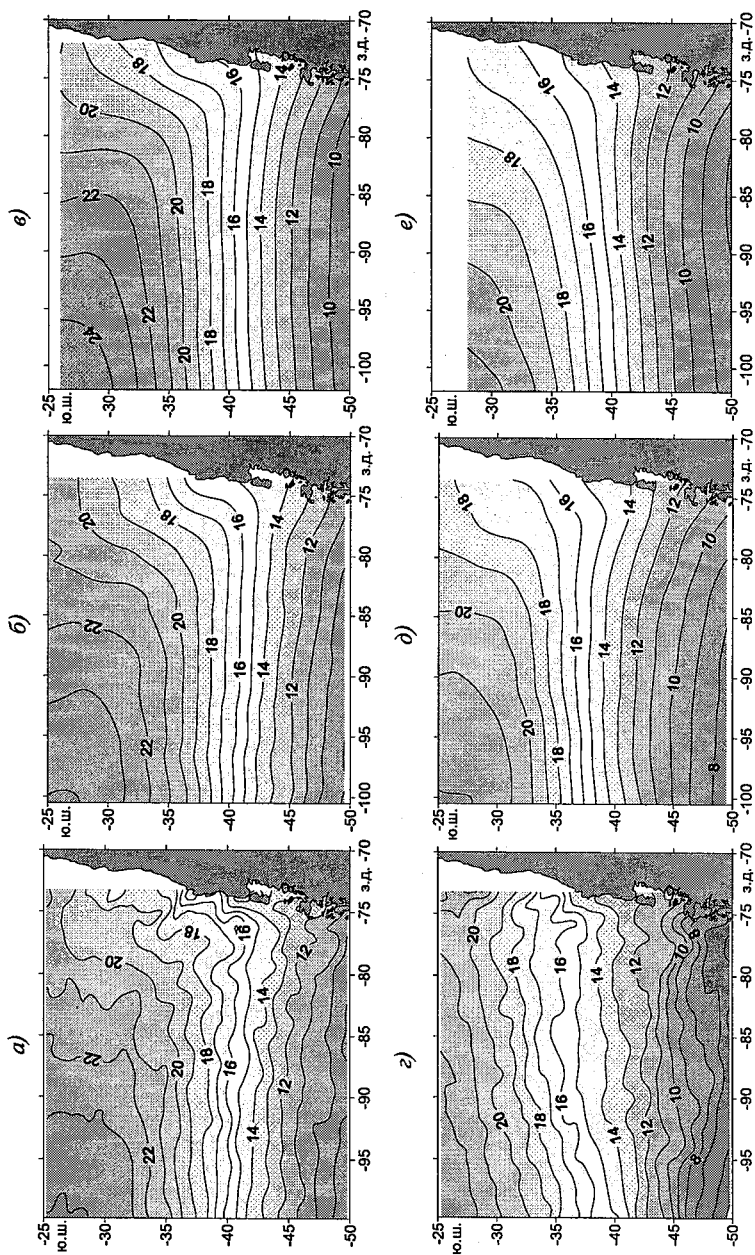


Рис. 5.7. Пространственное распределение ТПО в марте 1982 г. (а, б, в) и в декабре 2006 г. (г, д, е) по данным архивов SODA (а, г), RESM (б, д) и ERSST (в, е)

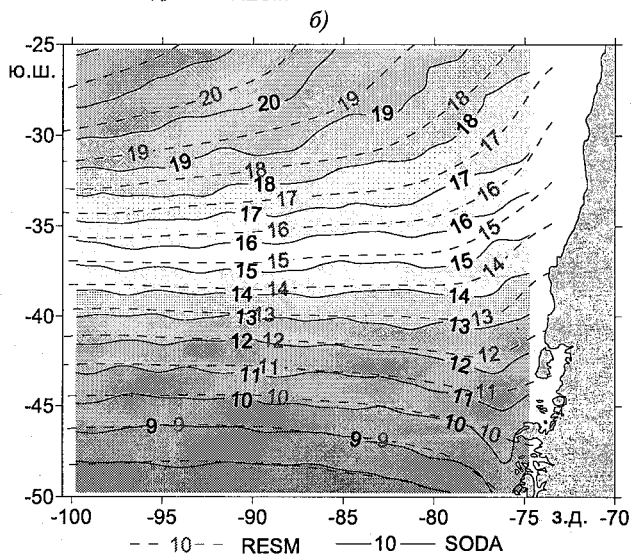
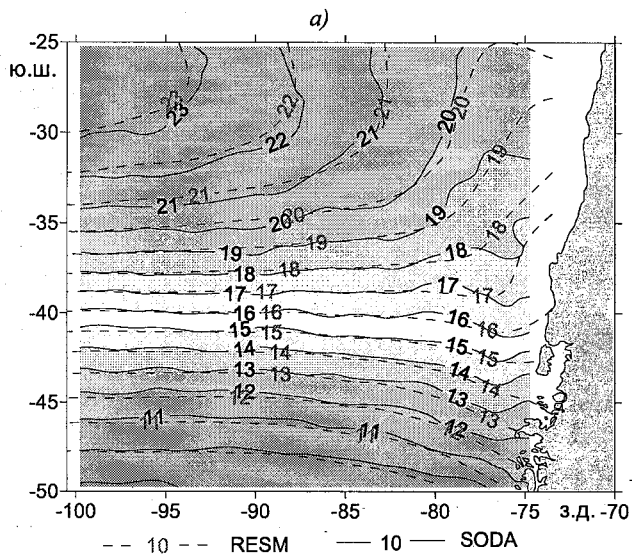


Рис. 5.8. Среднее многолетнее распределение ТПО ($^{\circ}\text{C}$) по данным архивов SODA и RESM в январе (а) и июне (б)

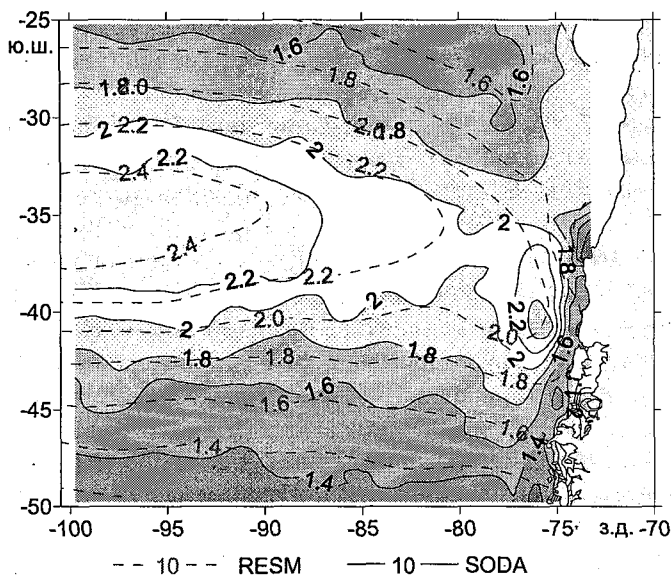


Рис. 5.9. Распределение стандартного отклонения ($^{\circ}\text{C}$) среднемесячных значений ТПО по данным архивов SODA и RESM

5.2. Пространственно-временная классификация температуры поверхности океана

Прежде всего рассмотрим первые три задачи, которые были указаны в гл. 1. Что касается последней задачи, а именно, типизации временной изменчивости ТПО, то, учитывая, что ранее в научной литературе она не обсуждалась, ей будет посвящен специальный раздел. Отметим, что попытка районирования региона ЮВТО была предпринята в работе [Сирота, Андрианов, 2002], в которой по данным архива CDAS для района, ограниченного 5° – 50° ю.ш., 70° – 105° з.д., осуществлялось районирование акватории ЮВТО по межгодовым колебаниям аномалий ТПО. Для этой цели использовался метод *k-средних* кластерного анализа, основой которого служит евклидова метрика, позволяющая рассчитывать только геометрические расстояния между признаками. Поэтому полученные авторами данной работы результаты районирования (5 классов) отражают лишь различия между средними значениями аномалий ТПО, но никак не отражают различия в их межгодовых

колебаниях. Достаточно очевидно, что метод *k-средних* для решения задачи классификации по временной изменчивости признаков неприемлем.

В данной работе районирование ЮВТО по особенностям межгодовых колебаний ТПО осуществлялось в пространстве факторных нагрузок. В качестве исходной использовалась матрица размером 109×26 , т.е. средние годовые значения ТПО за 26 лет (с 1982 по 2007 г.) брались в 109 точках сеточной области архива CDAS. Факторное разложение корреляционной матрицы 109×109 показало, что можно ограничиться первыми пятью общими факторами, сумма которых описывает 65,5 % дисперсии поля ТПО. Вследствие территориальной связности выделенных пяти классов акватория ЮВТО также была разделена на пять районов.

Результаты районирования приведены на рис. 5.10. Выделенные квазиоднородные районы имеют преимущественно широтную направленность, границы между которыми обусловлены совокупным действием межгодовых колебаний различных климатических факторов. Так как данное районирование характеризует только две трети дисперсии исходного поля, то возникает вопрос о степени однородности межгодовых колебаний ТПО внутри выделенных районов. С этой целью для каждого района простым арифметическим осреднением значений ТПО найден «центр тяжести», наилучшим образом характеризующий его «статистический» центр. Затем рассчитана корреляция между этим осредненным рядом и значениями ТПО во всех точках района и определен средний районный коэффициент корреляции.

Из выполненных расчетов установлено, что наиболее однородным оказался 4-й район со средним коэффициентом корреляции $\bar{r} = 0,92$, наименее однородным – 3-й район ($\bar{r} = 0,81$). Средний для всех пяти районов коэффициент корреляции равен $\bar{r} = 0,87$. Для выделенных квазиоднородных районов желательна идентификация «статистических» центров в географических координатах. Для их определения возможно несколько способов [Малинин, Гордеева, 2003], из которых наиболее простым и в то же время достаточно надежным, очевидно, можно считать определение максимального коэффициента корреляции центра тяжести с какой-либо точкой внутри района. Полученные таким обра-

зом статистические центры районов представлены на рис. 5.10. Нетрудно видеть, что они расположены вблизи географических центров районов. Расчет коэффициентов корреляции для них показал, что значимая статистическая связь ($r = 0,43$) отмечается только между центрами 1-го и 3-го районов. Все это подтверждает достоверность выполненного районирования.

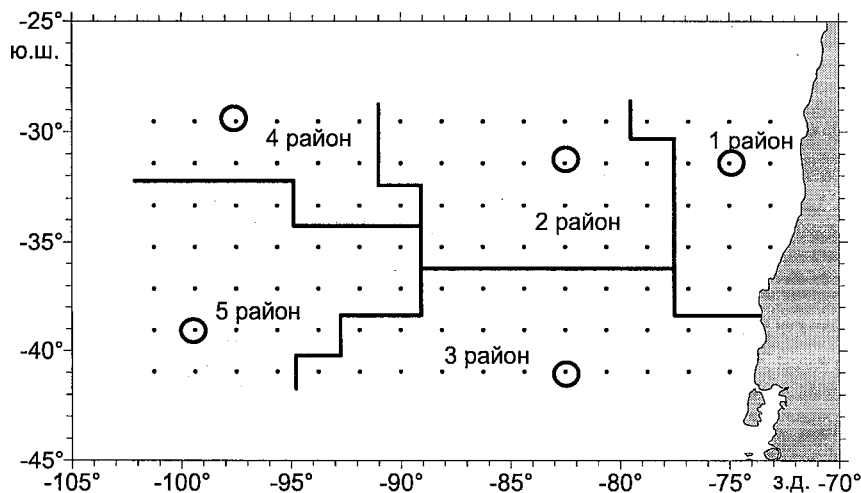


Рис. 5.10. Районирование акватории ЮВТО по характеру межгодовых колебаний ТПО методом факторного анализа.

Кружками выделены статистические центры.

Выделение квазиоднородных сезонов ТПО осуществлено для статистических центров пяти районов ЮВТО. В качестве исходных данных использовались матрицы средних месячных значений ТПО за 26 лет размером 12×26 . Классификация осуществлялась с помощью иерархического метода Уорда на основе евклидовой метрики. Было выявлено, что структура внутригодового хода ТПО зависит от географического расположения районов. Так, для северных районов (2-го и 4-го) разбиение на сезоны одинаково. Также совпадают результаты для 3-го и 5-го районов. К последним близка классификация в 1-м районе, который отражает изменчивость ТПО в Перуанском течении, переносящем на север такие же холодные воды, как и в 3-м и 5-м районах. На рис. 5.11 приводятся дендрограммы сезонного хода ТПО для 2-го и 5-го районов.

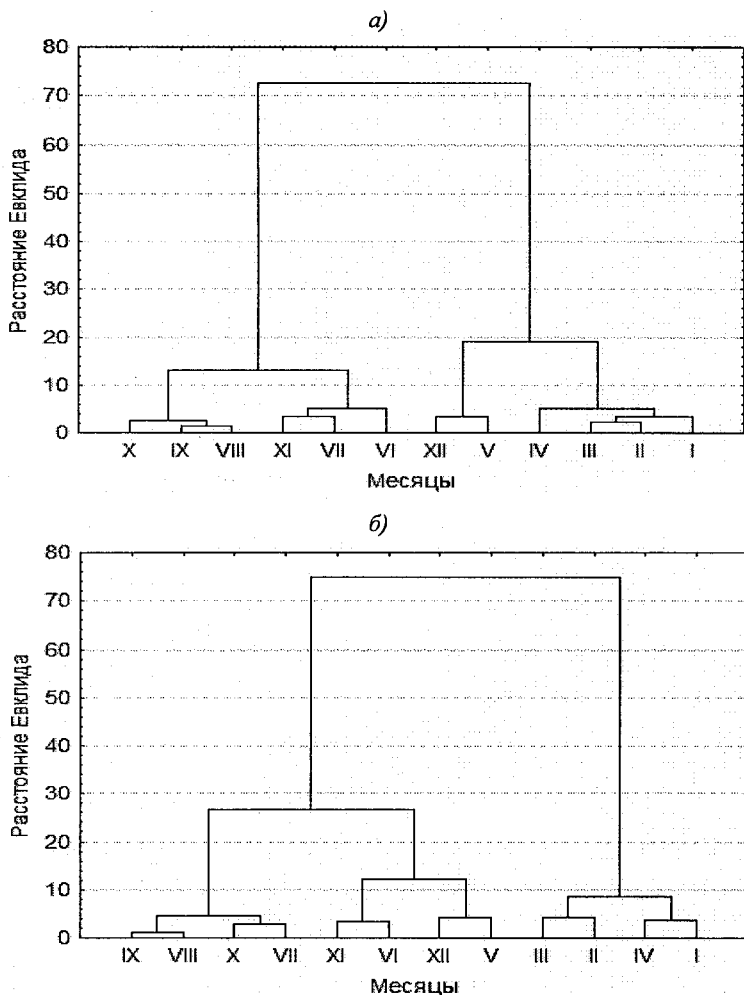


Рис. 5.11. Дендрограммы классификации сезонного хода ТПО во 2-м (а) и 5-м (б) районах ЮВТО.

Очевидно, прежде всего выделяются два класса, представляющие холодный и теплый периоды года (табл. 5.3). В северных районах теплый период на два месяца длиннее (с декабря по май), чем в южных (с января по апрель). И соответственно в южных районах длиннее холодный период. При этом однозначно во всех

районах выделяется лето (с января по апрель), а зима на севере региона начинается в августе, а на юге – в июле, хотя заканчивается одинаково – в октябре. Остальные месяцы относятся к переходным сезонам года.

Таблица 5.3

Иерархическая структура разбиения месяцев в годовом ходе ТПО на квазиоднородные сезоны для разных районов ЮВТО.

Район	Лето	Осень	Зима	Весна
1-й	I – IV	V, VI	VII – X	XI, XII
2-й	I – IV	V, VI, VII	VIII – X	XI, XII
3-й	I – IV	V, VI	VII – X	XI, XII
4-й	I – IV	V, VI, VII	VIII – X	XI, XII
5-й	I – IV	V, VI	VII – X	XI, XII

Разбиение межгодового хода ТПО на однородные градации осуществлялось с помощью эвристического алгоритма *k-средних* для статистических центров квазиоднородных районов. Рассматривалось два варианта разбиения: на три и пять градаций. Оценка оптимального числа классов осуществлялась по разности средних межклассовых ($D_{мк}$) и средних внутриклассовых ($D_{вк}$) расстояний. Максимальная величина критерия оптимальности ($D_{опт} = D_{мк} - D_{вк}$) была получена при разбиении выборки на три класса. В качестве примера на рис.5.12 представлены результаты разбиения ТПО по градациям для 3-го района, а в табл. 5.4 даны характеристики градаций (число случаев, нижняя и верхняя границы, среднее значение) для всех статистических центров.

Распределение числа случаев (повторяемости) ТПО по градациям в разных районах существенно расходится (табл. 5.4). В центральных 2-м и 3-м районах чаще всего ТПО была «выше нормы», тогда как в прибрежном 1-м районе, наоборот, более часто повторяется ТПО «ниже нормы». В 4-м и 5-м районах преобладала ТПО в градации «норма», причем только в первом из них распределение повторяемости ТПО является симметричным. Вследствие этого среднемноголетнее значение ТПО для 2-го и 3-го районов смещено в сторону градации ВН, а для 1-го района – в сторону градации НН. Именно в этом и состоит принципиальное отличие подобной классификации от традиционных, когда за центр «тяжести» принимается норма ряда. Что касается наличия в третьем районе отрицательного тренда с коэффициентом детерминации $R^2=0,13$, то,

учитывая короткую длину исходного ряда, вряд ли стоит придавать этому значение.

Таблица 5.4

Разбиение среднегодовых значений ТПО с 1982 по 2007 г. по градациям для районов ЮВТО (НН – ниже нормы, Н – норма, ВН – выше нормы)

Параметр	В целом	Г р а д а ц и и		
		НН	Н	ВН
Район 1				
Число случаев	22	9	7	6
Нижняя гра- ница, °С	—	17,88	18,44	18,64
Верхняя гра- ница, °С	—	18,37	18,57	19,24
Среднее, °С	18,46	18,22	18,50	18,78
Район 3				
Число случаев	22	5	5	12
Нижняя гра- ница, °С	—	13,04	13,40	13,65
Верхняя гра- ница, °С	—	13,28	13,55	14,11
Среднее, °С	13,59	13,13	13,50	13,82
Район 5				
Число случаев	22	4	10	8
Нижняя гра- ница, °С	—	15,01	14,66	14,18
Верхняя гра- ница, °С	—	15,25	14,78	14,56
Среднее, °С	14,74	15,11	14,72	14,40
Район 2				
Число случаев	22	7	4	11
Нижняя гра- ница, °С	—	18,01	18,24	18,43
Верхняя гра- ница, °С	—	18,15	18,38	18,82
Среднее, °С	18,38	18,09	18,30	18,59
Район 4				
Число случаев	22	6	11	5
Нижняя гра- ница, °С	—	20,03	20,60	20,93
Верхняя гра- ница, °С	—	20,52	20,84	21,11
Среднее, °С	20,68	20,35	20,71	21,02

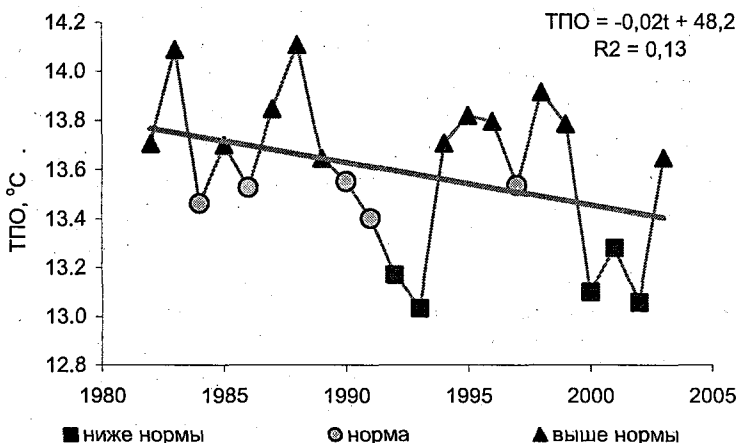


Рис. 5.12. Межгодовой ход ТПО с разбиением на градации и линейным трендом для статистического центра 3-го района.

5.3. Типизация среднемесячных аномалий температуры поверхности океана

Суть данной задачи рассмотрена во 2-й главе, раздел 2.6. С точки зрения каталогизации временных данных о ТПО больше подходит архив RESM, который, как было указано выше, имеет пространственное разрешение $1^\circ \times 1^\circ$. В рассматриваемой области ЮВТО было выделено 540 узлов одноградусной географической сетки. Для каждого узла предварительно рассчитывались поля среднемесячных аномалий ТПО за период январь 1982 – апрель 2006 г. Аномалии вычислялись традиционным способом, т.е. как отклонения от климатического сезонного хода ТПО в каждом узле акватории ЮВТО. Таким образом, матрица АТПО имела размер 540×292 .

В общем случае задачу типизации среднемесячных аномалий ТПО, которая довольно подробно рассмотрена в работе [Гордеева, Малинин, 2008], целесообразно разбить на три основных этапа:

- 1) снижение размерности исходного поля АТПО;
- 2) классификация среднемесячных аномалий ТПО;
- 3) распознавание реальных (фактических) полей АТПО.

Рассмотрим каждый из указанных этапов.

Снижение размерности исходного поля аномалий ТПО

На первом этапе данная матрица подверглась разложению методом главных компонент, результаты оценки собственных чисел которого приведены в табл. 5.5. Нетрудно видеть, что, несмотря на большой размер исходной матрицы, сходимость собственных чисел (СС) является весьма высокой, ибо первые семь чисел описывают уже более 90 % дисперсии поля АТПО. Именно поэтому весьма быстрое убывание относительных величин собственных чисел λ_j отмечается уже у четвертого номера. Затем скорость убывания резко замедляется. Второй скачок в убывании собственных чисел начинается с седьмого номера. Действительно, разность $\lambda_7 - \lambda_8 = 1,7$ и далее она остается почти постоянной. Так как первые семь чисел описывают более 90 % дисперсии исходного поля, то достаточно уверенно можно сделать вывод о том, что остальными числами разложения можно пренебречь. Кроме того, другим пороговым числом вполне возможно является λ_4 , которое ограничивает дисперсию поля АТПО на уровне 84 %.

Таблица 5.5

Оценки собственных чисел и скорости их сходимости (СС) среднемесячных значений АТПО за период с 1982 по 2005 г.

Номер λ_j	λ_j	$\lambda_j/540, \%$	СС, %
1	203,8	37,7	37,7
2	127,6	23,6	61,3
3	94,1	17,4	78,8
4	27,5	5,1	83,9
5	16,3	3,0	86,9
6	12,7	2,3	89,2
7	7,5	1,4	90,6
8	6,8	1,3	91,9

Выполненный анализ оценки точности восстановления поля АТПО на основе четырех и семи главных компонент (ГК) в отдельных узлах поля за период с 1982 по 2005 г. показал, что расхождения в обоих случаях для подавляющего большинства точек, как правило, не превышают 0,1 °С, т.е. находятся практически в пределах точности наблюдений. В связи с этим было решено ограничиться анализом первых четырех ГК.

Классификация среднемесячных аномалий ТПО

Процедура классификации, как известно, осуществляется с помощью алгоритмов кластерного анализа. Поскольку априори отдать предпочтение какому-либо из них не представлялось возможным, то классификация аномалий ТПО в пространстве первых четырех компонент была выполнена иерархическим алгоритмом методом Уорда и эвристическим алгоритмом методом *k-средних*.

Иерархическая классификация осуществлялась по матрице размером 540 точек $\times$ 4 ГК с помощью метрики Евклида. Как известно, особенностью иерархических алгоритмов является возможность визуального анализа результатов классификации, причем это можно одновременно рассматривать и как достоинство, и как недостаток. Действительно, опыт и знания исследователя позволяют по хорошо структурированной дендрограмме во многих случаях непосредственно оценить число классов. Однако далеко не всегда определение оптимального числа классов визуально оказывается возможным. Естественно, что при этом неизбежны ошибки.

Обращаясь к дендрограмме классификации (рис. 5.13), мы видим, что непосредственное выделение числа классов, вообще говоря, вряд ли возможно, поскольку отсутствуют явно выраженные скачки в пороговых расстояниях между отдельными классами. Из общих соображений понятно, что число однородных состояний временных колебаний АТПО, с одной стороны, не может быть очень малым, а с другой – чрезмерное увеличение их приводит к излишней детализации, мелкомасштабности и размыванию границ. Очевидно, в рассматриваемом случае оптимальное число классов может составлять от трех до семи.

Каждый класс, представленный на дендрограмме – это совокупность фактических полей аномалий ТПО, близких друг к другу по пространственной структуре. В связи с этим возникает необходимость построения некоторых типовых (средних) полей АТПО, объединяющих особенности пространственного распределения аномалий ТПО в своем классе. С этой целью предварительно осуществлялось осреднение значений, вошедших в рассматриваемый класс, для каждой из четырех ГК, а затем производилось восстановление среднего (типового) поля АТПО, соответствующего данному классу.

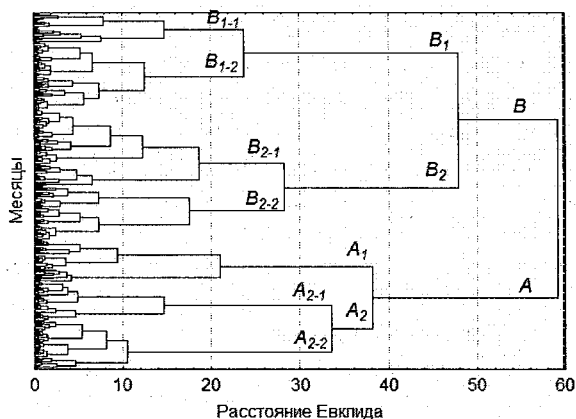


Рис. 5.13. Дендрограмма аномалий ТПО в пространстве четырех ГК, построенная методом Уорда (числами представлены варианты разбиения на классы)

Рассмотрим теперь распределение типовых полей АТПО для отдельных классов, соответствующих дендрограмме (рис. 5.13). На первом шаге вся совокупность из 292 полей АТПО разделяется на два класса, из которых первый класс (*A*) представляет собой распределение отрицательных аномалий ТПО, а второй (*B*) — распределение положительных аномалий ТПО (рис. 5.14). Отметим, что пространственное распределение обоих типов аномалий ТПО (особенно первый класс) практически в точности повторяет пространственное распределение 1-й ГК.

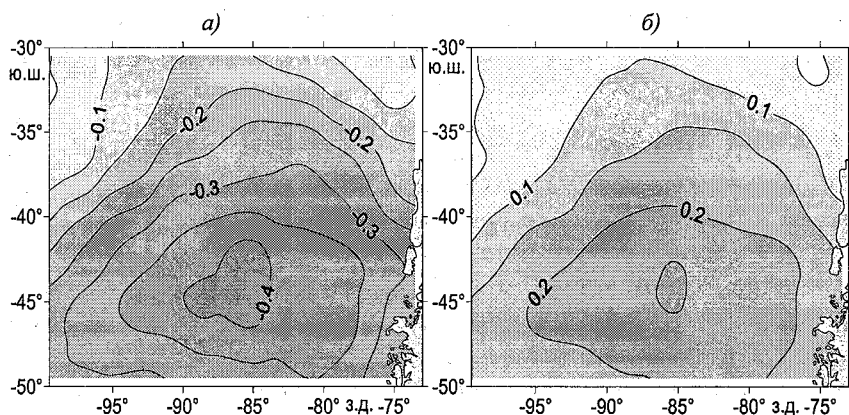


Рис. 5.14. Типовые поля АТПО, соответствующие классам *A* (а) и *B* (б)

Дальнейшее деление отрицательных аномалий происходит на третьем шаге, когда первый класс разбивается на два (A_1 и A_2), а на следующем шаге класс A_2 делится еще на два класса A_{2-1} и A_{2-2} (рис. 5.15).

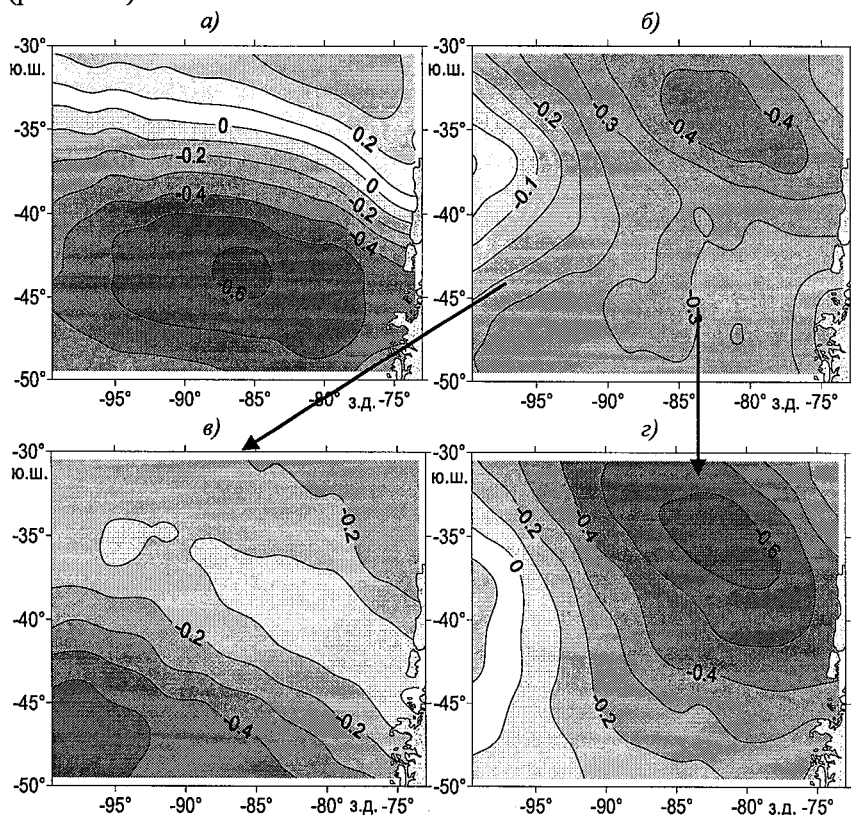


Рис. 5.15. Типовые поля АТПО, соответствующие классам A_1 (а), A_2 (б), A_{2-1} (в), A_{2-2} (г)

Для класса A_1 , так же как и на первом шаге, пространственное распределение аномалий ТПО в общих чертах похоже на распределение 1-й ГК и отличается от нее интенсификацией отрицательных аномалий и появлением в северо-восточной части ЮВТО слабых положительных аномалий ТПО. Промежуточному классу A_2 свойственно наличие отрицательных аномалий ТПО, но только в отличие от класса A оно имеет иную конфигурацию – максимальные значения

аномалий отмечаются в северо-восточной части ЮВТО. Дальнейшее деление этого класса на A_{2-1} лишь интенсифицирует отрицательные аномалии ТПО. Класс A_{2-2} , наоборот, имеет максимальные отрицательные аномалии ТПО в юго-западной части ЮВТО.

Типовое поле с положительными аномалиями B на втором шаге делится на классы B_1 и B_2 (рис. 5.16). Класс B_2 показывает, что значительные положительные аномалии ТПО сосредоточены в северо-западной части ЮВТО. Для класса B_1 характерна оппозиция аномалий ТПО: относительно холодное состояние поверхности в северо-западной части региона и более теплое – в его юго-восточной части. Это практически точно соответствует распределению 2-й ГК.

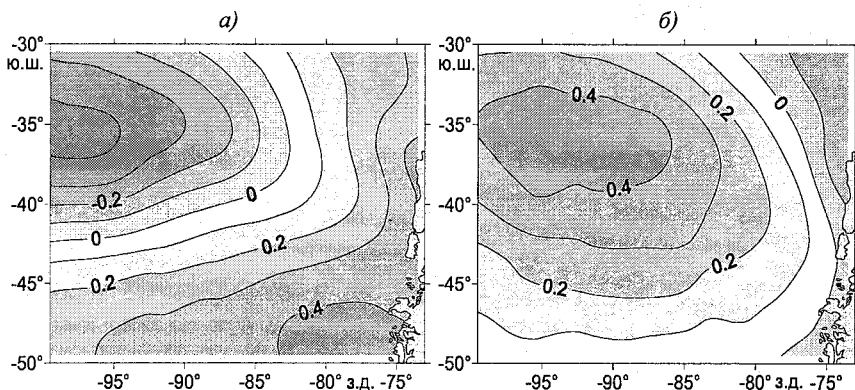


Рис. 5.16. Типовые поля АТПО, соответствующие классам B_1 (а), B_2 (б)

Далее класс B_2 делится на классы B_{2-1} и B_{2-2} , а класс B_1 разделяется на классы B_{1-1} и B_{1-2} (рис. 5.17). Распределение аномалий ТПО для классов B_{2-1} и B_2 весьма схоже, в то время как в классе B_{2-2} по сравнению с B_{2-1} очаг положительных аномалий ТПО смещается к югу и захватывает практически всю западную часть региона. Аналогичным образом обстоит дело и при делении класса B_1 . Один из новых классов B_{1-1} его почти полностью повторяет, в то время как для другого (B_{1-2}) характерен разворот оппозиции положительных и отрицательных аномалий ТПО против часовой стрелки с ослаблением самих аномалий.

Статистические характеристики для типовых полей приведены в табл. 5.6. Заметим, что среднее характеризует центр тяжести

каждого класса, а стандартное отклонение представляет степень рассеяния в классе относительно центра. При условии нормального распределения исходных данных эти параметры являются исчерпывающими характеристиками статистического ряда.

Нетрудно видеть, что для классов более холодного состояния АТПО наибольшие отрицательные аномалии ТПО в среднем характерны для класса A_{2-2} , в то время как для двух других классов они практически одинаковы. Что касается оценок стандартного отклонения, то они существенно различны для всех трех классов. При этом для поля A_1 стандартное отклонение почти в три раза выше по сравнению с полем A_{2-1} . По критерию Фишера расхождения между значениями дисперсии всех трех типовых полей с отрицательными аномалиями ТПО являются значимыми.

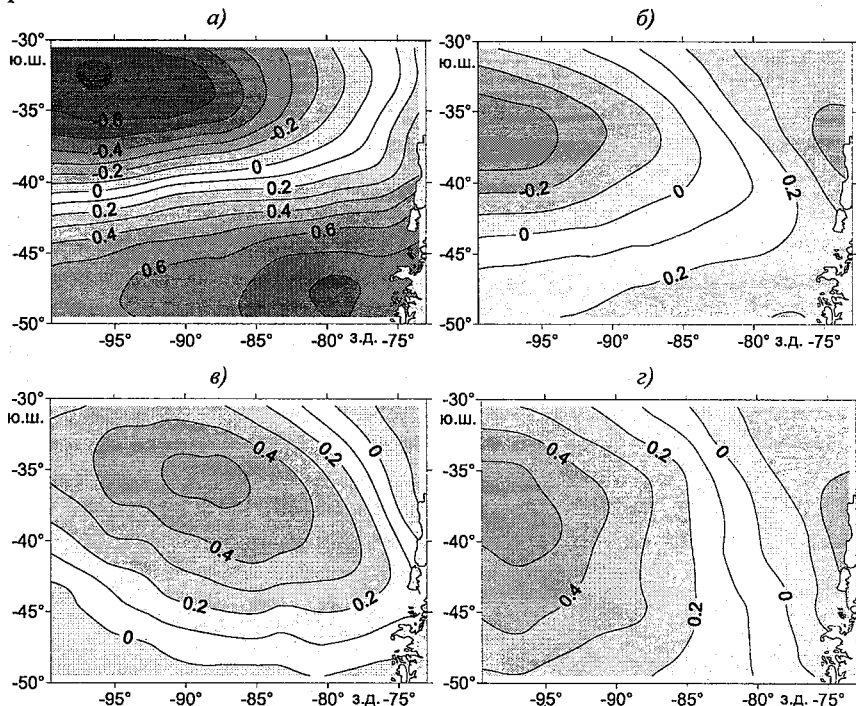


Рис. 5.17. Типовые поля АТПО, соответствующие классам B_{1-1} (а), B_{1-2} (б), B_{2-1} (в), B_{2-2} (г)

Отметим, что различия между полями классов с положительными аномалиями ТПО существенно меньше по сравнению с группой классов с их отрицательными аномалиями.

Таблица 5.6

Статистические характеристики для типовых полей аномалий ТПО при делении их на семь классов

Характеристика	Класс 1 (A_1)	Класс 2 (A_{2-1})	Класс 3 (A_{2-2})	Класс 4 (B_{1-1})	Класс 5 (B_{1-2})	Класс 6 (B_{2-1})	Класс 7 (B_{2-2})
Число случаев	36	32	39	24	56	62	43
Среднее значение, °C	-0,23	-0,23	-0,31	0,13	0,08	0,21	0,18
Стандартное отклонение, °C	0,30	0,15	0,20	0,48	0,20	0,18	0,22
Размах вариации, °C	1,01	0,61	0,82	1,54	0,83	0,66	0,86
Максимум, °C	0,38	0,02	0,15	0,83	0,46	0,53	0,57
Минимум, °C	-0,63	-0,59	-0,67	-0,71	-0,37	-0,13	-0,29

Итак, из анализа классификации следует, что возможно два альтернативных варианта оптимального числа классов: первый – 5 классов, второй – 7 классов. Поскольку, исходя только из физических соображений, выбрать лучший из них не представляется возможным, то для оценки этих классификаций обратимся к статистическим критериям. Для этого достаточно проверить гипотезы о равенстве средних и дисперсий для центров классов. Действительно, если по критериям Стьюдента и Фишера центры классов данного разбиения различаются значимо, то это означает, что классы хорошо различимы. Очевидно, дополнительно должен использоваться также и коэффициент корреляции. Если сравниваемые классы имеют высокую положительную корреляцию, то это значит, что классы повторяют друг друга. В табл. 5.7 приводятся оценки расхождений типовых полей аномалий ТПО на основе указанных статистических критериев, критические значения которых даны при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Как видно из табл. 5.7, классы A_1 и A_{2-1} , а также A_{2-1} и A_{2-2} значимо различаются по критерию Фишера, классы B_{2-1} и B_{1-1} – одновременно по обоим критериям, классы B_{2-1} и B_{2-2} по критериям Стьюдента и Фишера неразличимы, а классы B_{1-1} и B_{1-2} значимо различаются по критерию Фишера. Дополнительно отметим, что между классами B_{1-1} и B_{1-2} отмечается высокая положительная корреляция, т.е. они в значительной степени повторяют друг друга.

Таблица 5.7

**Оценка расхождений типовых полей аномалий ТПО
с помощью статистических критериев**

Пары классов	Критерий Стьюдента		Критерий Фишера		Корреляция
	$t_{\text{выч}}$	$t_{\text{кр}}(\alpha=0,05)$	$F_{\text{выч}}$	$F_{\text{кр}}(\alpha=0,05)$	
A_1 и A_{2-1}	0,01	2,00	4,28	1,80	0,29
A_{2-1} и A_{2-2}	1,80	2,00	1,97	1,78	-0,63
B_{2-1} и B_{1-1}	3,23	1,97	2,51	1,41	-0,85
B_{2-1} и B_{2-2}	0,69	1,98	1,44	1,60	0,33
B_{1-1} и B_{1-2}	0,53	1,99	5,70	1,73	0,63

Отсюда следует, что разделение исходной совокупности на семь классов вряд ли оправданно. Очевидно, целесообразно ограничиться только пятью классами, так как при этих условиях различия между центрами классов B_1 и B_2 по обоим критериям уже значимы. Правда, следует иметь в виду, что тогда число случаев появления полей с положительными АТПО резко увеличивается и значительно превышает число случаев для отрицательных аномалий ТПО. Статистические характеристики для типовых полей аномалий ТПО при делении их на пять классов представлены в табл. 5.8.

Таблица 5.8

**Статистические характеристики для типовых полей аномалий ТПО
при делении их на пять классов**

Характеристика	Класс 1 (A_1)	Класс 2 (A_{2-1})	Класс 3 (A_{2-2})	Класс 4 (B_1)	Класс 5 (B_2)
Число случаев	36	32	39	80	105
Среднее значение, °С	-0,23	-0,23	-0,31	0,09	0,20
Стандартное отклонение, °С	0,30	0,146	0,203	0,26	0,16
Размах колебаний, °С	1,01	0,61	0,82	0,88	0,64
Максимальная аномалия, °С	0,38	0,02	0,15	0,45	0,46
Минимальная аномалия, °С	-0,63	-0,59	-0,67	-0,43	-0,18

Итак, из результатов анализа полей АТПО с помощью иерархической классификации можно сделать вывод, что предпочтительней является вариант разбиения их на пять типовых ситуаций (классов), которые достаточно четко отличаются друг от друга и хорошо физически понятны.

Обратимся теперь к табл. 5.9, в которой приводятся оценки повторяемости полей АТПО каждого из пяти выделенных классов для календарных месяцев. Повторяемость полей АТПО класса A_1 наиболее высока в летний период года (с декабря по март), в течение кото-

рого они встречаются более чем в 50 % случаев. В другие месяцы года поля АТПО класса A_1 встречаются относительно редко, причем ни одного случая этого поля не зарегистрировано в октябре.

Более однородным является распределение повторяемости полей отрицательных АТПО, изменения которой в течение года носит практически случайный характер. При этом, как правило, максимальным значениям повторяемости класса A_{2-1} соответствуют минимальные оценки повторяемости класса A_{2-2} и наоборот. Относительно равномерным является и распределение положительных аномалий ТПО классов B_1 и B_2 . Если летом (с января по март) поля АТПО класса B_1 встречаются более часто, то поля класса B_2 , наоборот, более редко. Обратная оппозиция повторяемости полей характерна и для октября. Очевидно, отмеченные особенности распределения полей АТПО могут быть использованы при их распознавании.

Таблица 5.9

Повторяемость по календарным месяцам года полей АТПО, относящихся к выделенным классам, в %.

Ме- сц	Класс 1 (A_1)		Класс 2 (A_{2-1})		Класс 3 (A_{2-2})		Класс 4 (B_1)		Класс 5 (B_2)	
	кол-во	%	кол-во	%	кол-во	%	кол-во	%	кол-во	%
I	4	11	4	12	2	5	5	6	10	10
II	6	17	4	12	0	0	8	10	7	7
III	5	14	4	12	2	5	5	6	9	9
IV	3	8	3	9	3	8	5	6	11	10
V	2	6	2	6	4	10	8	10	8	8
VI	3	8	1	3	3	8	7	9	10	10
VII	2	6	2	6	5	13	7	9	8	8
VIII	2	6	3	9	3	8	8	10	8	8
IX	1	3	4	12	3	8	6	7	10	10
X	0	0	1	3	7	18	7	9	9	9
XI	2	6	2	6	4	10	8	10	8	8
XII	6	17	2	6	3	8	6	7	7	7
Всего	36	100	32	100	39	100	80	100	105	100

На рис 5.18 представлена межгодовая изменчивость выделенных пяти классов полей АТПО. Классы с теплыми состояниями поверхности океана B_1 и B_2 отмечаются все время исследуемого периода и чаще всего сохраняют свое состояние несколько месяцев, хотя класс B_1 имеет тенденцию к уменьшению вероятности появления. Во временной изменчивости классов более холодного состояния поверхности океана отмечаются периоды с отсутствием

(или редким появлением) этих типов полей. Это периоды с 1987 по 1989 г. и с 1994 по 1998 г.. Скорее всего, это связано с проявлениями Эль-Ниньо 1987 и 1992–1993 г.

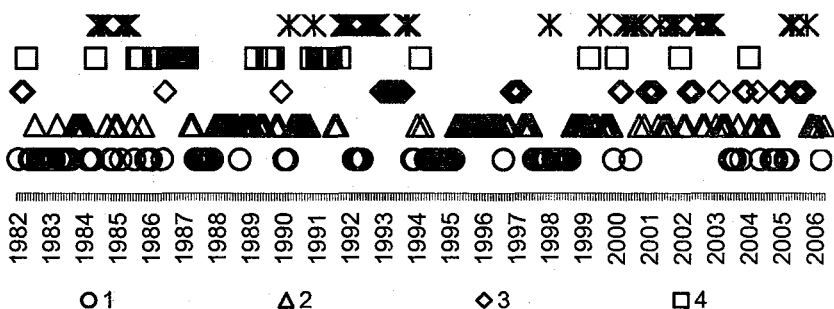


Рис. 5.18 – Временная изменчивость классов полей АТПО:
1 – B_1 , 2 – B_2 , 3 – A_1 , 4 – A_{1-1} , 5 – A_{2-1}

Таким образом, предложенное разделение полей АТПО на пять компактных однородных групп (типов) адекватно отражает крупномасштабные особенности изменчивости температуры поверхности юго-восточной части Тихого океана. В частности, рассмотренная выше процедура типизации может быть положена в основу создания каталога с однородными состояниями полей гидрометеорологических характеристик.

Распознавание фактических полей аномалий ТПО

Выделенные типы полей АТПО, так же как, например, формы атмосферной циркуляции Вангейгема-Гирса, есть некоторый идеальный «слепок» реальной временной изменчивости температуры воды за довольно продолжительный период времени. В этом легко убедиться, если обратиться к табл. 5.10, в которой даны результаты сравнения «гипотетических» типовых полей, полученных в результате иерархической классификации и последующего восстановления их по четырем ГК с результатами осреднения реальных (фактических) полей АТПО, соответствующих выделенным классам. Как видно из табл. 5.10, корреляция между этими полями близка к функциональной линейной связи. Средняя квадратическая разность восстановленных и осредненных полей АТПО меньше $0,04^\circ\text{C}$, причем максимальная разность не превышает $0,1^\circ\text{C}$.

Таблица 5.10

**Статистические оценки сравнения типовых полей, полученных
в результате иерархической классификации, с результатами осреднения
фактических полей АТПО**

Характеристика	A_1	B_1	B_2	A_{2-1}	A_{2-2}
Коэффициент корреляции между полями АТПО	0,992	0,998	0,998	0,961	0,993
Средняя квадратическая разность полей, °С	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02
Максимальная разность полей, °С	0,10	0,05	-0,05	0,10	-0,09

Естественно, что единичное реальное поле АТПО обладает локальными неоднородностями, мезомасштабной изменчивостью и далеко не во всех случаях точно копирует типовое поле. Очевидно, фактическое поле среднемесячных аномалий ТПО можно представить как

$$T(x,y) = T(x,y)_{\text{тип}} + T(x,y)_{\text{сл}}, \quad (5.4)$$

где $T(x,y)_{\text{тип}}$ – типовое поле АТПО; $T(x,y)_{\text{сл}}$ – случайное поле АТПО, обусловленное действием на него множества различных и не поддающихся учету факторов, вызывающих отклонение его от типового поля.

Именно поэтому и возникает задача распознавания реальных полей АТПО на принадлежность их типовым полям, выделенным методами кластерного анализа. По-видимому, решение данной задачи возможно несколькими способами:

- оценка среднего квадратического отклонения (СКО-оценка) фактического поля АТПО от типового;
- оценка коэффициента корреляции между фактическими и типовыми полями АТПО;
- дискриминантный анализ.

Все указанные способы реализованы в данной работе. По первому способу рассчитывается среднее квадратическое отклонение (СКО-оценка) каждого (j) месяца от типового (эталонного) поля

$$\delta_j = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{i,j(\text{факт})} - x_{i(\text{тип})})^2}, \quad (5.5)$$

где n – число точек, равное 540; $x_{i,j(\text{факт})}$ – фактическая аномалия ТПО в i -й точке поля для j -го месяца; $x_{i(\text{тип})}$ – «типовая» аномалия

ТПО в i -й точке поля. Заметим, что данная формула представляет собой по существу евклидову метрику.

Если рассчитать оценки среднего квадратического расхождения фактических полей от всех типовых полей аномалий ТПО, то получим матрицу $k \times 292$, где k – число типовых полей. Выбирая в каждой строке минимальное значение δ_j , получаем принадлежность конкретного поля аномалий ТПО к типовому полю.

Оправдываемость распознавания фактических полей АТПО определялась следующим образом. Если минимальная СКО-оценка совпадала со своим классом на дендрограмме, то это считалось правильным распознаванием или другими словами – оправдавшимся случаем. Если же для какого-либо месяца рассчитанная СКО-оценка оказывалась минимальной не для своего типового поля, а для «чужого», то это считалось не оправдавшимся случаем. В табл. 5.11 даются оценки оправдываемости и СКО. При этом оценки СКО считались только по числу оправдавшихся месяцев. Нетрудно видеть, что в целом число не оправдавшихся случаев распознавания составляет 33, что соответствует оправдываемости 88,7 %. Наиболее слабым «звеном» классификации является класс A_{2-1} с отрицательными аномалиями ТПО (оправдываемость 65,6 %).

Таблица 5.11

Сравнение результатов оправдываемости распознавания аномалий ТПО на основе СКО-оценок

Характеристика	A_1	B_1	B_2	A_{2-1}	A_{2-2}	В целом
Всего случаев	36	80	105	32	39	292
Число не оправдавшихся случаев	7	6	6	11	3	33
Оправдываемость, %	80,6	92,5	94,3	65,6	92,3	88,7
Максимальная величина СКО	0,71	0,93	0,79	0,49	0,46	0,93
Минимальная величина СКО	0,20	0,16	0,21	0,21	0,16	0,16

Проанализируем теперь не оправдавшиеся случаи распознавания. Как уже отмечалось выше, самым «плохим» является класс A_{2-1} , в котором из 11 не оправдавшихся случаев (табл. 5.12) 8 попадает на класс A_{2-2} , 2 – на A_1 и 1 – на B_2 . Причины этого заключаются в том, что различия между классами A_{2-1} и A_{2-2} не столь значительны, как между другими классами. Действительно, цен-

тры классов практически неразличимы по критерию Стьюдента. Очень важно также, что для всех неоправдавшихся случаев распознавания класс A_{2-1} имел вторую величину СКО. Кроме того, отметим, что из 11 случаев на лето (с декабря по март) приходится 5, т.е. почти половина. Это означает, что при независимом распознавании нужно выбирать две минимальные оценки СКО и потом визуально определять, какой из двух выбранных типовых классов лучше соответствует фактическому полю АТПО.

Таблица 5.12

Среднее квадратическое отклонение фактических полей АТПО от типовых полей для не оправдавшихся случаев распознавания в классе A_{2-1} .
Полужирным шрифтом выделены минимальные оценки СКО

Год	Месяц	Класс				
		A_1	B_1	B_2	A_{2-1}	A_{2-2}
1984	Май	0,466	0,659	0,691	0,330	0,328
1986	Август	0,337	0,484	0,592	0,384	0,629
1986	Сентябрь	0,294	0,490	0,547	0,324	0,576
1986	Октябрь	0,469	0,412	0,505	0,444	0,694
1986	Декабрь	0,674	0,816	0,639	0,540	0,470
1987	Январь	0,654	0,739	0,709	0,461	0,436
1990	Ноябрь	0,710	0,720	0,844	0,553	0,475
1991	Январь	0,619	0,946	0,792	0,530	0,479
1994	Февраль	0,450	0,531	0,638	0,313	0,306
1999	Март	0,595	0,619	0,725	0,444	0,374
2004	Январь	0,660	0,581	0,719	0,580	0,391

Выше были рассмотрены оценки СКО для акватории ЮВТО в целом. Однако представляет интерес анализ пространственного распределения ошибок распознавания фактических полей АТПО для отдельных классов. С этой целью выполнен расчет средних квадратических отклонений реальных полей от типовых (модельных) для 5 классов иерархической классификации, пространственное распределение которых приводится на рис. 5.19. Заметим, что диаметр точки пропорционален величине СКО, чем он больше, тем больше величина СКО.

Как видно из рис. 5.19, значения СКО в каждом классе имеют ярко выраженное неравномерное распределение, причем очаги больших ошибок практически не повторяются. Так, в классе A_1 очаг максимальных ошибок сосредоточен в северо-западной части ЮВТО, в классе B_1 – в юго-восточном районе, в классе B_2 – в цен-

тральной части акватории, в A_{2-2} — в северо-восточном районе. И только в классе A_{2-1} значения СКО распределяются более или менее равномерно по акватории.

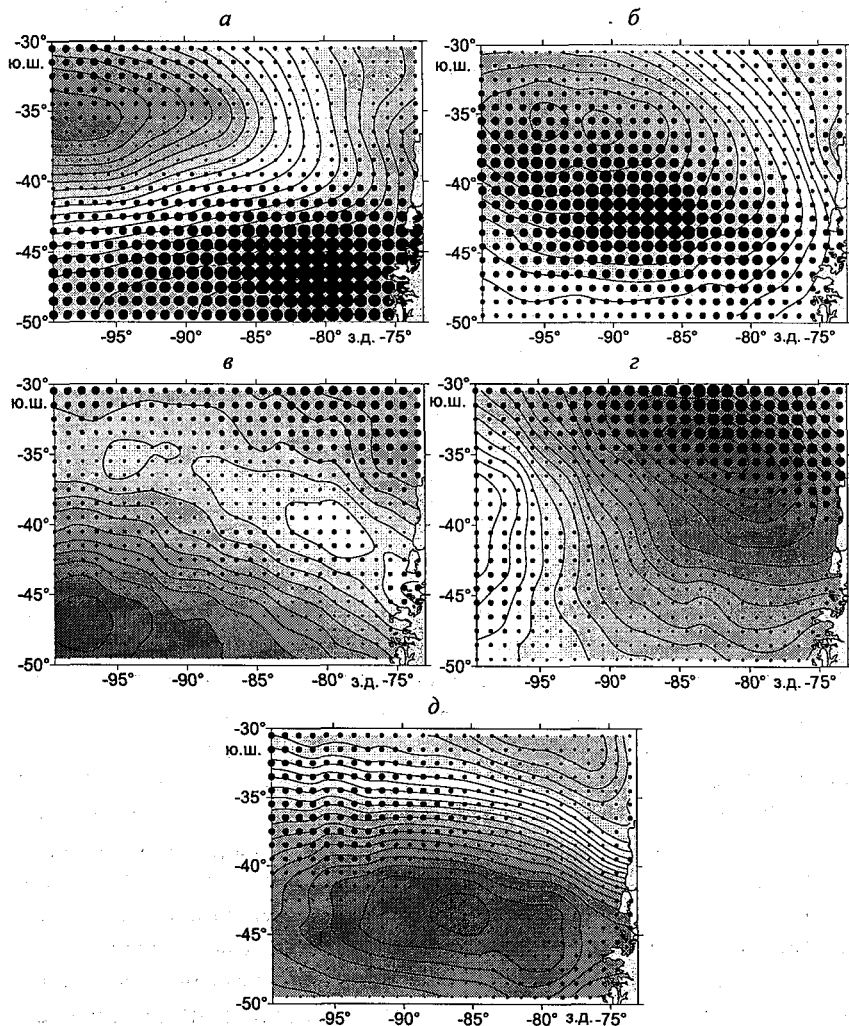


Рис. 5.19. Распределение средних квадратических отклонений фактических полей АТПО от типовых в узлах сеточной области ЮВТО для пяти классов: B_1 (а), B_2 (б), A_{2-1} (в), A_{2-2} (г), A_1 (д). Изолиниями и заливкой представлены АТПО. Диаметр точек пропорционален величине СКО.

В табл. 5.13 даются оценки средних квадратических отклонений фактических полей АТПО от типовых, полученные путем осреднения их значений в отдельных узлах сеточной области. Наиболее близкими к типовым полям оказываются фактические поля АТПО первого и четвертого классов. Это противоречит результатам оправдываемости распознавания аномалий ТПО в среднем по акватории, в соответствии с которыми именно класс A_{2-1} является наихудшим. Видимо, основной причиной такого несоответствия является то, что для него характерна минимальная изменчивость аномалий ТПО.

Таблица 5.13

Оценки средних квадратических отклонений фактических полей АТПО от типовых в отдельных узлах сеточной области для пяти классов иерархической классификации

Класс	Среднее значение СКО, °С	Минимальное значение СКО, °С	Максимальное значение СКО, °С
A_1	0,207	0,059	0,484
B_1	0,479	0,082	1,161
B_2	0,496	0,153	1,016
A_{2-1}	0,237	0,039	0,636
A_{2-2}	0,311	0,091	0,904

Другой способ решения задачи распознавания реальных полей АТПО – это оценка коэффициента корреляции между ними и набором типовых полей. Для каждого фактического поля АТПО рассчитывались коэффициенты корреляции с типовыми полями, в результате чего была получена матрица размером $k \times 292$. Выбирая в каждой строке максимальное значение коэффициента корреляции r , определяем принадлежность данного месяца к типовому полю АТПО. Именно таким образом выполнялась проверка точности распознавания иерархической классификации. При этом в качестве порогового значения r принималась величина $r > 0,2$. Выяснилось, что 8 месяцев в выборке вообще не коррелируют ни с одним из типовых полей, т.е. для них $r < 0,2$, поэтому они были отнесены в отдельный класс.

Общая оправдываемость соответствия фактических полей АТПО типовым полям всего 69 %, что составляет 90 не оправдавшихся случаев распознавания. Это значительно ниже, чем при использовании оценок СКО, причем для класса B_2 оправдываемость составляет лишь 51 %. Очень низкими являлись и минимальные

значения коэффициентов корреляции, отнесенные к своему классу. Итак, корреляционный способ решения задачи распознавания реальных полей АТПО по своей точности существенно уступает методу СКО-оценок.

Внешне очень привлекательным выглядит решение задачи распознавания реальных полей АТПО на основе дискриминантного анализа. Действительно, дискриминантный анализ представляет собой направление теории распознавания образов, реализующей процедуру обучения с учителем [Айвазян, Мхитарян, 1998; Афифи, Эйзен, 1982; Многомерный статистический анализ..., 1999; Смирнов и др., 1992; Факторный..., 1989]. Основной задачей дискриминантного анализа является определение математического правила отнесения объектов к выделенным априори классам по обучающей выборке и оценка принадлежности нового вектора наблюдений к этим классам. Однако довольно жесткие допущения, принятые в модели дискриминантного анализа (в частности, дискриминантные переменные в каждой группе (классе) подчиняются многомерному нормальному закону распределения), ограничивают его практическое использование.

Анализ эмпирических распределений для пяти типовых полей АТПО показал, что эти распределения носят резко выраженный асимметричный характер и совершенно не соответствуют нормальному закону. Аналогичный вид имеют гистограммы также и для фактических полей АТПО. Поэтому при выполнении дискриминации будем помнить о том, что исходные данные не подчиняются нормальному закону распределения.

На первом этапе дискриминации необходимо рассчитать коэффициенты канонической дискриминантной функции по матрице 5×540 . Как оказалось, имеющиеся в нашем распоряжении вычислительные средства не позволяют этого сделать. Вследствие этого было принято решение снизить размерность данной матрицы. Для каждой главной компоненты были выделены экстремальные значения, находящиеся в центрах локальных максимумов и минимумов: для 1-й ГК – одна точка, для 2-й ГК – две точки, для 3-й ГК – две точки, для 3-й ГК – три точки. Таким образом, отобрано восемь точек, дающих максимальный вклад в формирование главных компонент, а стало быть, и в формирование поля АТПО. В табл. 5.14 даны сведения об их местоположении.

Таблица 5.14

Координаты расположения реперных точек на акватории ЮВТО

Координаты точек	1-я ГК		2-я ГК		3-я ГК		4-я ГК	
	1	1	2	1	2	1	2	3
Номер точки	1	2	3	4	5	6	7	8
Широта, ° ю.	42,5	49,5	34,5	32,5	41,5	41,5	47,5	30,5
Долгота, ° з.	83,5	76,5	92,5	78,5	98,5	78,5	97,5	75,5

Для оценки их информативности выполнен расчет СКО фактических полей АТПО от типовых в выбранных восьми точках. Выявлено, что в целом оправдываемость распознавания аномалий ТПО составляет 78 %, т.е. лишь на 10 % меньше, чем по 540 точкам (табл.5.15). При этом наибольшая оправдываемость соответствует классу A_1 (86 %), а наименьшая – классу A_{2-1} (66 %). Таким образом, хотя для худшего класса A_{2-1} распознаваемость осталась на прежнем уровне, однако для остальных классов она заметно снизилась.

Таблица 5.15

Оценка оправдываемости распознавания аномалий ТПО по восьми реперным точкам

Тип фактического поля	Число случаев	Оправдываемость, %	Тип поля по СКО-оценкам восьми точек				
			A_1	B_1	B_2	A_{2-1}	A_{2-2}
A_1	36	86	31	0	2	3	0
B_1	80	80	7	64	3	5	1
B_2	105	77	0	9	81	3	12
A_{2-1}	32	66	4	1	0	21	6
A_{2-2}	39	79	1	3	1	3	31
			Число совпадений классов				
Всего	292	78	31	64	81	21	31

Далее по матрице 5×8 осуществлялся расчет коэффициентов пяти дискриминантных функций для типовых полей и затем пошаговый дискриминантный анализ [Афифи,Эйзен,1982] фактических полей АТПО.

По своей сути пошаговый дискриминантный анализ очень близок к пошаговой регрессии. Вначале определяется переменная, для которой средние значения в k классах наиболее различны. Степень различия измеряется с помощью F -статистики однофакторного дисперсионного анализа с $k-1$ и $n-k$ степенями свободы. Выбирается та переменная, которой соответствует наибольшее значение F .

статистики. Затем из числа не включенных переменных находится следующая переменная, имеющая наибольшую величину F -статистики. Такая процедура повторяется до тех пор, пока ни одна из переменных не может превысить пороговое (критическое) значение F -статистики, в качестве которой по умолчанию в пакетах прикладных программ обычно принимается $F_{кр} = 4,0$. Тот шаг, на котором включаемая переменная имеет значение $F < F_{кр}$, целесообразно считать конечным, а полученную дискриминацию – оптимальной. Если задать очень малое значение $F_{кр}$ (например, $F_{кр} = 0,001$), то можно получить дискриминации с первого шага до последнего, что позволяет осуществлять визуальный анализ результатов.

В табл. 5.16 представлены результаты пошагового дискриминантного анализа для фактических полей АТПО по восьми реперным точкам. Нетрудно видеть, что по пятый шаг включительно величина $F_{кр} > 4$ и только на шестом шаге включаемая переменная имеет F -статистику меньше четырех. Поэтому на шестом шаге F -статистика значима только на уровне $\alpha = 0,08$.

Таблица 5.16

Оценки F -статистики включения для различных шагов дискриминантного анализа по восьми реперным точкам

Номер шага	Номер включаемой точки	F -статистика включения	Уровень значимости
1	1	67,40	0,000
2	3	33,46	0,000
3	4	32,31	0,000
4	7	24,46	0,000
5	2	4,84	0,001
6	5	2,07	0,084
7	6	2,39	0,050
8	8	1,34	0,254

Рассмотрим теперь оправдываемость распознавания фактических полей АТПО на различных шагах дискриминации. В табл. 5.17 приводятся оценки оправдываемости для всех пяти классов. До четвертого шага точность распознавания резко повышается, но затем она также резко замедляется. Если принять пятый шаг в соответствии с табл. 5.17 оптимальным, то оправдываемость с помощью пошагового дискриминантного анализа составляет 76,5 %, т.е. почти столько же, сколько было получено по восьми реперным точкам путем расчета СКО. На восьмом шаге оправдываемость

достигает 80 %. Лучше всего распознаются поля АТПО, принадлежащие классу B_2 .

Таблица 5.17

Оценки оправдываемости (%) распознавания фактических полей АТПО на основе пошагового дискриминантного анализа

Номер шага	Класс					Всего
	A_1	B_1	B_2	A_{2-1}	A_{2-2}	
1	61,1	16,3	82,8	0,0	30,8	45,9
2	52,8	73,8	79,0	0,0	38,5	60,3
3	69,4	77,5	78,1	6,3	64,1	67,1
4	69,4	77,5	80,0	75,0	66,6	75,7
5	72,2	76,5	81,9	78,1	64,1	76,4
6	80,5	77,5	82,9	75,0	66,6	78,1
7	83,3	77,5	82,9	75,0	71,8	79,1
8	80,5	78,8	83,8	78,2	76,9	80,5

На первый взгляд, результаты, полученные путем дискриминации, являются неудовлетворительными. Однако это не совсем так. Дело в том, что поля АТПО совершенно не соответствуют нормальному закону распределения, что естественно сказывается на точности распознавания. Кроме того, вынужденное ограничение исходной матрицы до восьми реперных точек, безусловно, тоже влияет на точность распознавания.

Отметим, что если выполнять дискриминацию непосредственно в пространстве четырех ГК, то в этом случае оправдываемость распознавания фактических полей АТПО возрастает до 84,5 %, т.е. уже незначительно уступает результатам распознавания на основе СКО-оценок. При этом лучше всего распознаются аномалии ТПО класса B_1 (оправдываемость 90 %), а хуже всего – аномалии ТПО класса A_{2-2} (оправдываемость 74,4 %), причем оправдываемость для худшего класса выше по сравнению с худшим классом при распознавании на основе СКО-оценок. Это свидетельствует о том, что возможности дискриминантного анализа далеко не исчерпываются полученными результатами и вполне вероятно при дальнейших исследованиях могут быть найдены новые варианты его применения.

При решении некоторых гидрометеорологических задач, направленных, например, на долгосрочный прогноз, возникает необходимость подбора аналогов. На наш взгляд, одним из наиболее оптимальных способов подбора аналогов служит расчет СКО-оценок.

Сформулируем задачу следующим образом. Требуется найти для рассматриваемого поля АТПО такой аналог, чтобы средняя квадратическая ошибка была бы минимальной. Для этого разделим всю совокупность полей АТПО на две части: обучающуюся выборку, включающую 228 месяцев полей (с 1982 по 2000 г.) и независимую выборку, состоящую из 60 полей АТПО (с 2001 по 2005 г.). К каждому из «независимых» полей необходимо подобрать «зависимое» поле с минимальной СКО-оценкой. В результате расчетов была получена матрица СКО-оценок размером 60×228 . Из этой матрицы для каждого независимого месяца отобраны четыре минимальные СКО-оценки. Если рассматривать лучшие аналоги, то минимальная СКО-оценка была получена для октября 2004 г. ($\delta = 0,19^\circ\text{C}$), а максимальная – для января 2001 г. ($\delta = 0,50^\circ\text{C}$). Следовательно, размах колебаний составляет $R = 0,31^\circ\text{C}$. Среднее значение СКО-оценки для всех 60 полей равно $0,29^\circ\text{C}$. Отметим, что из 60 случаев в 41 случае подобранные аналоги совпадают с типовым полем АТПО и только в 19 случаях они принадлежат другому классу.

На рисунках 5.20 и 5.21 приводятся аналоги полей АТПО для октября 2004 г. и января 2001 г. (соответственно ноябрь 1993 г. и декабрь 1996 г.). Несмотря на то что эти аналоги находятся на разных полюсах точности, визуальный анализ не позволяет выявить сколько-нибудь существенные различия при сравнении полей АТПО с их аналогами. По существу, это означает, что предложенная методика выявления аналогов вполне отвечает практическим запросам.

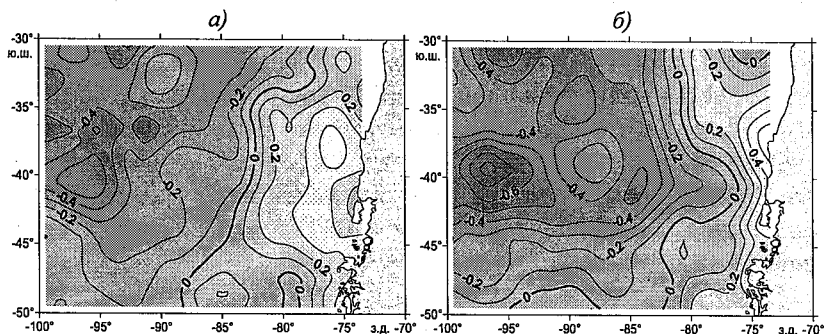


Рис.5.20. Поле АТПО для октября 2004 г. (а) и его аналог – ноябрь 1993 г. (б).

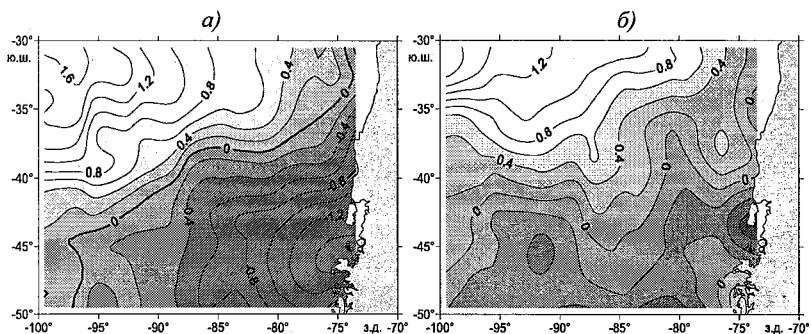


Рис. 5.21. Поле АТПО для января 2001 г. (а) и его аналог – декабрь 1996 г. (б).

5.4 Взаимосвязь поля ТПО с гидрометеорологическими параметрами

Хорошо известно, что крупномасштабные процессы в океане и атмосфере развиваются не изолированно друг от друга, а протекают во взаимной связи и единстве, образуя сложную систему причинно-следственных отношений. Поэтому рассмотрим статистическую взаимосвязь средних годовых значений ТПО с различными гидрометеорологическими процессами, которые могут влиять на ее межгодовые колебания. С этой целью была построена серия карт изокоррелят с разными параметрами системы океан – атмосфера.

В качестве примера на рис. 5.22 приведено пространственное распределение коэффициентов корреляции ТПО с атмосферным давлением в центре южнотихоокеанского антициклона ($P_{\text{ЮТА}}$). Нетрудно видеть, что между ТПО и $P_{\text{ЮТА}}$ существует весьма своеобразная взаимосвязь дипольного характера. Так, значимая корреляция отмечается в юго-западной и северо-восточной частях ЮВТО. Но если в первом случае она положительная, т.е. с увеличением давления ТПО повышается, то во втором – уже отрицательная, причем на крайнем северо-востоке она достигает $r = -0,60$. Нулевая изолиния пересекает акваторию ЮВТО в направлении с северо-запада на юго-восток.

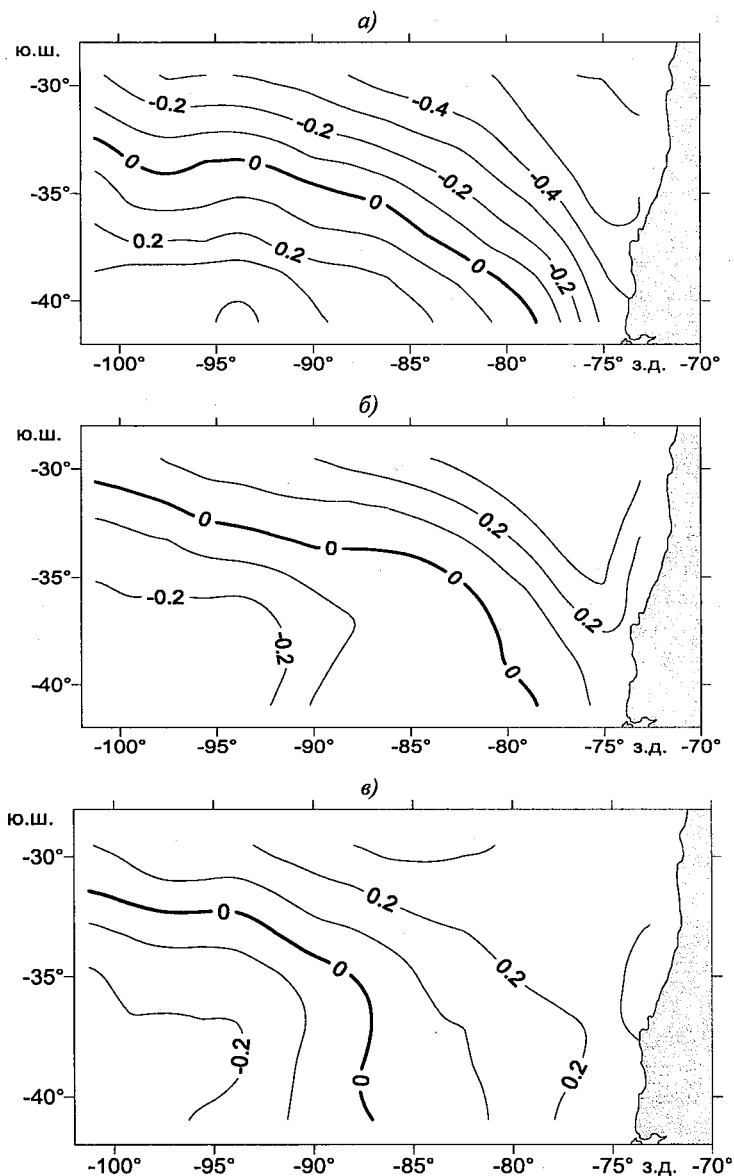


Рис. 5.22. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между средними годовыми значениями ТПО и характеристиками ЮТА: давлением в центре (а), смещением по широте (б) и смещением по долготе (в).

Очень похожая картина наблюдается и в распределении коэффициентов корреляции между ТПО и смещениям ЮТА по широте. Так, при смещении ЮТА к северу ТПО в юго-западной части ЮВТО понижается, а в северо-восточной части ЮВТО увеличивается. Правда, корреляция в этом случае несколько слабее, чем с колебаниями давления. Значимая корреляция между ТПО и смещениями ЮТА по долготе отсутствует. Однако максимальные коэффициенты корреляции ($r = |0,25|$) также наблюдаются на крайнем юго-западе и крайнем юго-востоке ЮВТО.

Учитывая пристальное внимание исследователей к индексу Южного Колебания (ЮК), нами был выполнен анализ его взаимосвязи с ТПО. Как оказалось, для средних годовых данных значимая корреляция между ними отсутствует. Тогда был выполнен взаимнокорреляционный анализ для средних месячных аномалий температуры (АТПО) и ЮК, причем ЮК опережал АТПО.

На рис. 5.23 представлено распределение коэффициентов корреляции, на котором цифрами указан сдвиг относительно АТПО в месяцах. Значимая положительная корреляция с максимумом $r = 0,40$ отмечается в западной части ЮВТО. При этом сдвиг составляет $\tau = 4$ мес.

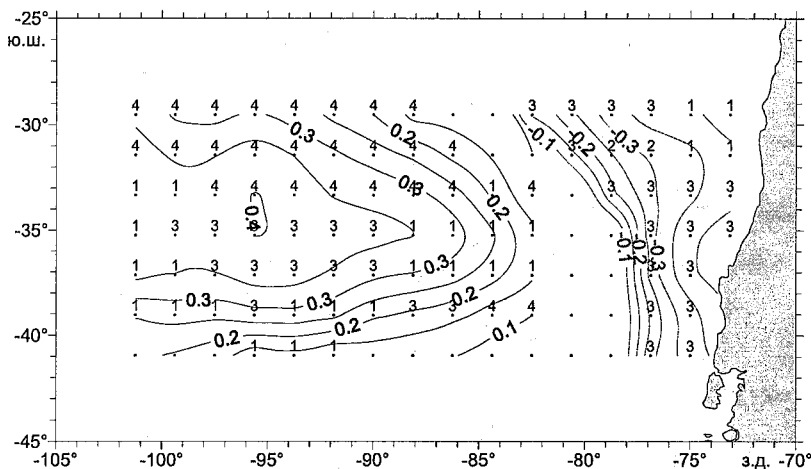


Рис. 5.23. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между среднемесячными значениями АТПО и индексом Южного Колебания. Цифрами указано запаздывание АТПО относительно ЮК в месяцах.

Кроме того, во многих точках значимая положительная корреляция наблюдается при сдвиге $\tau = 3$ мес. Восточная часть акватории, находящаяся под воздействием преимущественно Перуанского течения, уже охвачена областью отрицательной корреляции. Максимальная отрицательная корреляция ($r = -0,40$) отмечается при сдвиге $\tau = 3$ мес. Таким образом, усиление зональной циркуляции приводит через несколько месяцев к повышению ТПО в западной части ЮВТО и понижению ТПО в восточной его части, т.е. вблизи Южной Америки.

Приняв во внимание, что между характеристиками ЮТА и компонентами приводного ветра существует взаимосвязь, естественно ожидать существование статистической связи последних с ТПО. На рис. 5.24 приведено пространственное распределение коэффициентов корреляции ТПО с зональной и меридиональной составляющими скорости ветра.

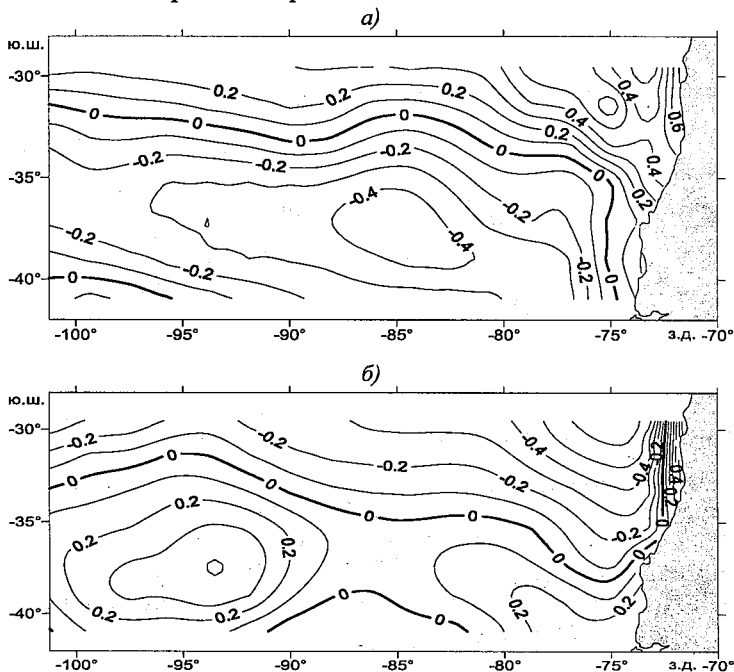


Рис. 5.24. Пространственное распределение синхронных коэффициентов корреляции средних годовых значений ТПО с зональной (а) и меридиональной (б) компонентами скорости ветра.

При усилении зональной компоненты скорости ветра на северо-востоке ЮВТО и ослаблении ее в центральной части ЮВТО происходит повышение ТПО. Что касается меридиональной компоненты ветра, то при ее усилении в юго-западной части ЮВТО и ослаблении на северо-востоке температура воды повышается. Заметим, что максимальные значения коэффициентов корреляции на северо-востоке ЮВТО достигают $r = -0,70$.

Очень интересные результаты отмечаются в распределении коэффициентов корреляции при запаздывании ТПО относительно меридиональной компоненты ветра на один год (рис. 5.25). Значимая положительная корреляция наблюдается в юго-восточной части ЮВТО и вблизи побережья Южной Америки. При этом ее максимум превышает $r > 0,65$. Учитывая, что именно в этих районах осуществляется основная добыча рыбы, данный факт представляется весьма важным при разработке долгосрочных прогнозов ТПО.

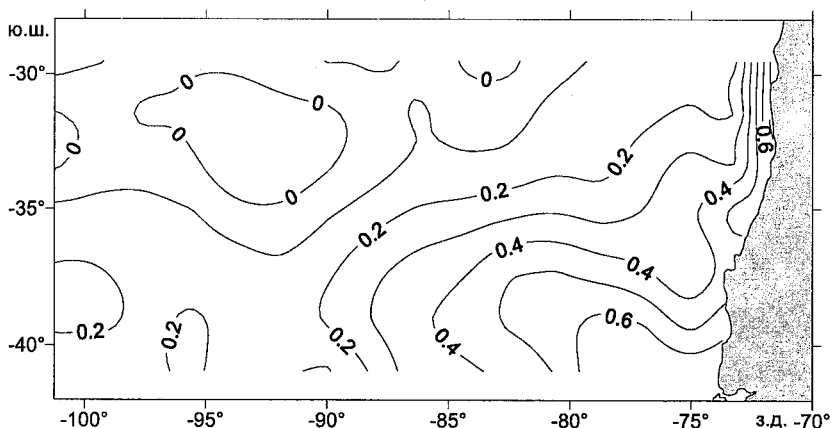


Рис. 5.25. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между средними годовыми значениями меридиональной компоненты скорости ветра и ТПО при запаздывании ее на 1 год.

5.5. Проблема долгосрочного прогноза температуры поверхности океана

Прежде всего рассмотрим классификацию морских прогнозов по наиболее важным таксономическим признакам, к которым, на

наш взгляд, относятся заблаговременность прогноза и методы их составления [Малинин, Гордеева, 2003]. Так, по заблаговременности морские прогнозы целесообразно разделить следующим образом (рис. 5.26):

- сверхкраткосрочные прогнозы заблаговременностью не более 3 ч;
- краткосрочные прогнозы заблаговременностью от нескольких часов до нескольких суток;
- среднесрочные прогнозы заблаговременностью в диапазоне 5–15 сут;
- долгосрочные прогнозы заблаговременностью от нескольких недель до года;
- сверхдолгосрочные прогнозы заблаговременностью в диапазоне от года до нескольких десятилетий;
- климатические прогнозы, заблаговременность которых превышает несколько десятилетий.

По методу составления все морские прогнозы в общем случае целесообразно разделить на шесть основных групп: гидродинамические, генетические, вероятностные, физико-статистические, статистические и экспертные (рис. 5.26). Естественно, такое разделение в определенной степени условно, так как некоторые методы трудно отнести к конкретной группе. Особенно это касается разграничения физико-статистических и статистических методов. Действительно, почти все работы, в которых дается хотя бы качественное объяснение предикторам, включаемым в прогностическую модель, выдаются за физико-статистический метод. В частности, в прогностической практике широкое распространение получили методы, основанные на учете атмосферной циркуляции, характер которой определяет одновременно динамическое и тепловое состояние атмосферы, а также интенсивность переноса воздушных и водных масс [Глаголева, Скриптунова, 1979; Скриптунова, 1984].



Рис. 5.26. Классификация морских прогнозов по заблаговременности и методу составления.

Например, в предложенном еще в 50-е годы XX столетия Н.А. Белинским [Белинский, 1957] методе прогноза ТПО в северных районах Атлантики (квадраты Смеда) за теплый период года используются в качестве предикторов индексы циклонической и антициклонической деятельности и температура воздуха в сопредельных районах. Указанные индексы рассматриваются как показатели теплового и динамического состояния атмосферы, а температура воздуха – как показатель тепловых потерь с поверхности океана в холодный период года. Естественно, что эти предикторы только косвенно характеризуют физические процессы, формирующие межгодовую изменчивость ТПО, поэтому метод Н.А. Белинского по своей сути является статистическим.

Отметим, что именно статистические, а также вероятностные методы получили наиболее широкое распространение при долгосрочном прогнозировании тепловых характеристик океана применительно к условиям рыбного промысла [Ижевский, 1961; Лева-

сту, Хела, 1974; Яковлев, 1976; Методические рекомендации по прогнозированию..., 1979; Яковлев, Альтман, 1985; Методические рекомендации по использованию..., 1997].

Применительно к долгосрочному прогнозу температуры воды основной физико-статистического метода должно, очевидно, являться уравнение теплового баланса океана в том или ином виде. В этом случае основными факторами, непосредственно влияющими на колебания ТПО, являются компоненты теплового баланса верхнего слоя океана, поэтому назовем их *первичными предикторами*, а факторы, определяющие формирование самих компонент теплового баланса и, следовательно, опосредованно воздействующие на ТПО, — *вторичными предикторами*. К последним относятся перепад температуры в приводном слое атмосферы и скорость ветра, определяющие колебания потоков явного и скрытого тепла, а также облачность, влагосодержание, прозрачность, температура и ряд других атмосферных характеристик, формирующих радиационный баланс.

Кроме того, помимо атмосферных предикторов чрезвычайно важно учитывать океанические факторы, определяющие адвекцию тепла течениями, а в районах интенсивной конвекции и апвеллинга — и вертикальный перенос тепла. К сожалению, прямая оценка этих компонент теплового баланса, особенно за длительный период, в настоящее время вряд ли возможна, причем в большинстве случаев из-за отсутствия глубоководных данных. В связи с этим их использование в прогностических моделях возможно только косвенным путем, когда выявлены крупномасштабные и доступные параметры, адекватно описывающие процессы горизонтального и вертикального переноса тепла.

Таким образом, круг потенциальных предикторов при долгосрочном прогнозе ТПО физико-статистическим методом можно считать установленным.

Другие характеристики системы «океан — атмосфера», в том числе различные индексы атмосферной циркуляции, влияние которой на океан исключительно разнообразно и противоречиво, следует, очевидно, отнести к кругу потенциальных предикторов, необходимых для построения статистических моделей и имеющих точно такое же право на существование, как физико-статистический метод.

Итак, выявление круга потенциальных предикторов – это первое методологическое условие разработки метода прогноза. Вторым условием является выявление реальных асинхронных зависимостей, характеризующих причинно-следственные связи в прогноз- стической системе предиктант – предикторы. Естественно, в зави- симости от масштабов пространственно-временного осреднения эти связи могут существенно различаться. Наконец, важнейшим информационным условием разработки физико-статистического метода прогноза океанологических характеристик является опера- тивное получение натурных данных, расчет компонент баланса или определяющих их факторов за длительный ряд лет и для об- ширных акваторий океана. Соблюдение данных условий может служить главным залогом успеха разработки надежного метода прогноза.

С точки зрения планирования рыбного промысла наиболее важным представляется долгосрочный прогноз среднегодовых и среднемесячных значений ТПО.

5.5.1. Долгосрочный прогноз среднегодовых значений ТПО

Информационной основой для прогноза ТПО в ЮВТО явля- лись архивы RESM и CDAS. Как было показано выше, данные ТПО архива CDAS оказались нерепрезентативными для района ЮВТО, и поэтому основным в данной работе был принят архив RESM. Но указанный архив не содержит, кроме ТПО, других гид- рометеорологических характеристик, и поскольку для периода с 1982 по 2007 г. различия данных о ТПО этих архивов непринципи- альны, то было принято решение при прогнозе ТПО физико- статистическим методом дополнительно использовать компоненты теплового баланса и метеорологические характеристики архива CDAS.

Очевидно, разработка долгосрочного прогноза ТПО для всей области ЮВТО вряд ли имеет смысл. С практической точки зре- ния в Южном подрайоне ЮВТО наибольший интерес представля- ет зона субтропического гидрологического фронта, к которому приурочены преимущественно промысловые запасы ставриды. Если ориентироваться на данные о промысле советских судов в ЮВТО, то в течение периода с 1979 по 1991 г. промысловый флот

чаще всего концентрировался вдоль широты 40° ю.ш. В частности, к числу наиболее посещаемых промысловыми судами районов относится район с центром 40° ю.ш. и 80° з.д., примыкающий к экономической зоне Чили [Аналитический обзор, 2002]. В 2003 – 2006 гг. в пределах него также отмечались значительные скопления чилийской ставриды [Research and management..., 2007].

Для построения модели долгосрочного прогноза ТПО, она усреднялась в квадрате 38–42° ю.ш. и 78–82° з.д. В пределы этого района также попадает статистический центр 3-го района ТПО. Отметим, что для данного квадрата отмечается тесная корреляция в ТПО между архивами CDAS и RESM ($r = 0,97$). Как уже указывалось выше, при разработке модели прогноза предварительно необходимо выявить круг потенциальных предикторов. С этой целью выполнялся взаимнокорреляционный анализ среднегодовых значений ТПО с различными крупномасштабными параметрами: компонентами теплового баланса океана (архив CDAS), индексом Южного Колебания (ЮК), индексом Антарктического Колебания (АК), давлением в центре южнотихоокеанского антициклона и его пространственными миграциями, характеристиками южного субтропического фронта (ЮСФ) и др.

Выявлено, что межгодовая изменчивость ТПО в исследуемом квадрате весьма чутко реагирует на смещения ЮСФ. Его смещение к югу вызывает повышение ТПО в исследуемом квадрате не только через один, но даже и через два года. Это позволило с помощью пошагового алгоритма МЛР построить прогностические зависимости для ТПО с заблаговременностью 1 и 2 года:

$$\text{ТПО}_{i+1} = b_0 + b_1 L_{4i} + b_2 L_{11i} - b_3 L_{12i}, \quad (5.6)$$

$$\text{ТПО}_{i+2} = b_0 + b_1 L_{2i} - b_2 L_{16i} - b_3 L_{10i}, \quad (5.7)$$

где i – момент времени в годах; b_0, b_1, b_2, b_3 – коэффициенты регрессии; $L_2, L_4, L_{10}, L_{11}, L_{12}, L_{16}$ – смещение фронта на долготе 98,5, 96,5, 90,5, 89,5, 88,5 и 84,5° з.д. соответственно.

Из моделей (5.6) и (5.7) следует, что повышение ТПО следует через год или через два после смещения к югу центральной части и смещения к северу западной части ЮСФ, что характеризует увеличение меридиональности в его положении. Статистические оценки параметров моделей приведены в табл. 5.18.

Таблица 5.18

Оценки параметров регрессионных моделей прогноза годовой ТПО
по зависимой (с 1983 по 2001 г.) и независимой (с 2002 по 2006 г.) выборкам

Модель	(5.6)	(5.7)
Коэффициент детерминации, R^2	0,64	0,71
Критерий Фишера, F	9,0	11,4
Стандартная ошибка модели, $\sigma_{y(x)}$, °C	0,19	0,17
Максимальный из уровней значимости, соответствующих расчетным значениям критерия Стьюдента для коэффициентов регрессии	0,02	0,01
Стандартное отклонение ТПО, σ_y , °C	0,30	0,28
Стандартная ошибка независимого прогноза, σ_{ε} , °C	0,21	0,13

На рис. 5.27 приводится сопоставление фактических и вычисленных среднегодовых значений ТПО для моделей (5.6) и (5.7).

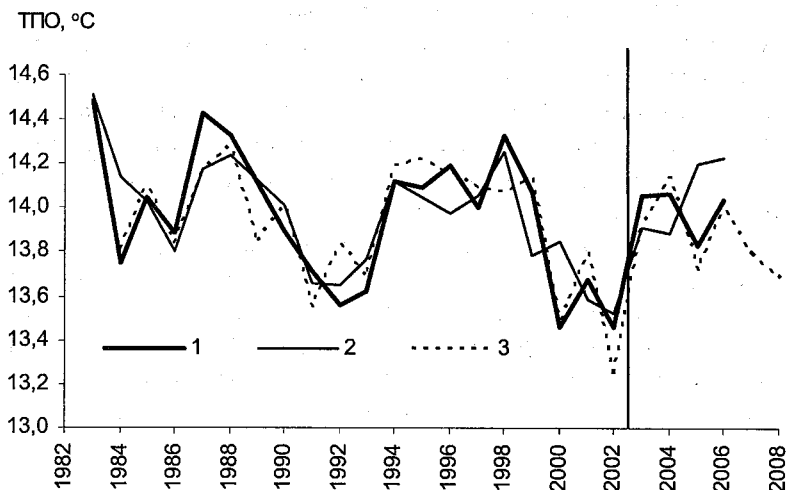


Рис. 5.27. Сопоставление фактических (1) и вычисленных по моделям (5.6) (2) и (5.7) (3) среднегодовых значений ТПО за период с 1983 по 2006 г.

Очевидно, несмотря на большую заблаговременность, модель (5.7) более высокого качества. При этом среднеквадратическая ошибка независимого прогноза годовых значений ТПО даже меньше аналогичной ошибки по зависимой выборке и составляет $\sigma_{\varepsilon} = 0,13$ °C.

Для модели (5.6) максимальная ошибка отмечается в 2005 г., когда прогностическое значение ТПО выше ее фактического значения на $0,37^{\circ}\text{C}$. В остальные годы расхождения между ними меньше стандартного отклонения ТПО ($\sigma_y = 0,30^{\circ}\text{C}$). Для модели (5.7) максимальная ошибка отмечается в 2002 г., когда прогностическое значение ТПО ниже ее фактического значения на $0,22^{\circ}\text{C}$.

5.5.2. Прогноз внутригодовой изменчивости ТПО

Для долгосрочного прогноза сезонного хода ТПО использовались нескольких подходов:

- 1) физико-статистический (балансовый) метод;
- 2) прогноз среднегодовой ТПО (модели (5.6) и (5.7)) по данным об ЮСФ;
- 3) метод главных компонент.

Подробное обоснование физико-статистического метода к прогнозу ТПО дается в работах [Малинин и др., 2002; Малинин, Гордеева, 2003]. Применение его для различных областей Мирового океана, в том числе для районов интенсивного промысла, в целом показало неплохие результаты. В частности, для области Канарского апвеллинга стандартная ошибка опытных (независимых) прогнозов сезонного хода ТПО с заблаговременностью 9 месяцев составляла $0,74^{\circ}\text{C}$ [Малинин и др., 2002], а для области Бенгельского апвеллинга она изменялась в пределах от $0,5$ до $0,8^{\circ}\text{C}$ [Малинин, 2004]. Еще меньшая ошибка отмечалась для очень сложного в океанологическом отношении Норвежского моря (от $0,50$ до $0,55^{\circ}\text{C}$) [Малинин, Гордеева, 2003].

Прежде всего для оценки естественной (природной) заблаговременности прогноза ТПО был выполнен расчет взаимнокорреляционных функций среднемесячных значений ТПО в рассматриваемом квадрате с компонентами внешнего теплового баланса (суммарная радиация, отраженная радиация, приток коротковолновой радиации, собственное излучение океана, противоизлучение атмосферы, эффективное излучение, радиационный баланс, потоки явного и скрытого тепла, внешний тепловой баланс), а также с метеорологическими характеристиками (облачность, давление, зональная и меридиональная компоненты скорости ветра, удельная влажность, температура воздуха, осадки).

В результате расчетов установлено, что годовой ход ТПО имеет сдвиг в два месяца в экстремумах по отношению к радиации и другим метеорологическим характеристикам [Гордеева, Малинин, Чернышков, 2009]. Следовательно, сдвиг два месяца – это период адаптации ТПО, ее естественная реакция на климатический сигнал, внешнее возмущение. Однако сдвиг два месяца слишком мал с точки зрения прогноза ТПО. Естественно, что через полупериод, т.е. через восемь месяцев, происходит восстановление связей с противоположным знаком. Поэтому именно сдвиг восемь месяцев с практической точки зрения имеет наиболее важное прогностическое значение.

На рис. 5.28 приводится график связи между ТПО и радиационным балансом поверхности океана (R_0) с запаздыванием восемь месяцев. Нетрудно видеть, что между R_0 и ТПО отмечается слабо выраженная нелинейная связь, коэффициент детерминации которой составляет $R^2 = 0,93$. Он выше линейного коэффициента детерминации на 0,02.

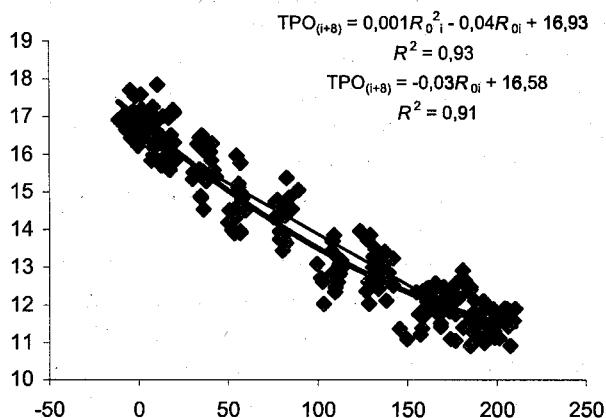


Рис. 5.28. График связи между радиационным балансом поверхности океана (R_0) и ТПО при запаздывании последней на восемь месяцев

Для прогноза ТПО с запаздыванием восемь месяцев рассчитывалась модель множественной нелинейной регрессии. В качестве предикторов учитывались компоненты теплового баланса

океана и метеорологические характеристики. Вклад в модель всех предикторов, кроме радиационного баланса, оказался незначимым, вследствие чего оптимальная прогностическая модель имеет простой вид:

$$\text{ТПО}_{(i+8)} = b_0 - b_1 R_{0i} + b_2 R_{0i}^2, \quad (5.8)$$

где R_0 – радиационный баланс поверхности океана; b_0, b_1, b_2 – коэффициенты регрессии.

Основные статистические параметры этой зависимости, рассчитанные по зависимой (с 1982 по 2002 г.) и независимой (с 2003 по 2007 г.) выборкам, приводятся в табл. 5.19. Как и следовало ожидать, модель (5.8) обладает высокими в статистическом плане оценками и адекватна по критерию Фишера в прогностическом смысле. Стандартная ошибка модели сравнительно небольшая и составляет $0,52^\circ\text{C}$, причем она значительно меньше стандартного отклонения ТПО ($\sigma_y = 2,0^\circ\text{C}$).

Таблица 5.19

Оценки параметров регрессионных моделей прогноза сезонной ТПО по зависимой (с 1982 по 2002 г.) и независимой (с 2003 по 2007 г.) выборкам

Модель	(5.8)	(5.9)
Коэффициент детерминации, R^2	0,93	0,91
Критерий Фишера, F	1657	3001
Стандартная ошибка модели, $\sigma_{y(x)}, ^\circ\text{C}$	0,52	0,55
Максимальный из уровней значимости, соответствующих расчетным значениям критерия Стьюдента для коэффициентов регрессии	10^{-13}	0,09
Стандартное отклонение ТПО, $\sigma_y, ^\circ\text{C}$	2,02	2,02
Стандартная ошибка независимого прогноза, $\sigma_e, ^\circ\text{C}$	0,53	0,65

Учитывая высокие инерционные свойства ТПО, было принято решение оценить возможность их использования для прогноза ТПО. С этой целью проверялась модель авторегрессии 1-го порядка с запаздыванием 12 месяцев, параметры которой также представлены в табл. 5.19 и несколько уступают модели (5.8):

$$\text{ТПО}_{(i+12)} = b_0 + b_1 \text{ТПО}_i. \quad (5.9)$$

Проверка прогностических моделей (5.8) и (5.9) осуществлялась на независимых данных за период с 2003 по 2007 г. Для модели (5.8) среднеквадратическая ошибка прогноза среднемесячных значений ТПО составила $\sigma_e = 0,53^\circ\text{C}$, а для модели (5.9) стандарт-

ная ошибка оказалась несколько больше: $\sigma_{\varepsilon} = 0,68^{\circ}\text{C}$. Итак, учет нелинейной связи между ТПО и радиационным балансом имеет преимущества перед инерционным прогнозом и обеспечивает получение более надежных в прогностическом смысле среднемесячных значений ТПО с заблаговременностью восемь месяцев. Однако если рассматривать отдельные месяцы года, то оценки σ_{ε} заметно различаются. Максимумы они достигают, когда значения ТПО имеют экстремальные оценки. В декабре $\sigma_{\varepsilon} = 0,81^{\circ}\text{C}$, в июне $\sigma_{\varepsilon} = 0,70^{\circ}\text{C}$. При этом максимальные погрешности превышают 1°C . Естественно, точность прогноза ТПО для указанных месяцев является неудовлетворительной. Для месяцев со стабильными градиентами роста или падения ТПО, наоборот, оценки σ_{ε} заметно меньше $0,53^{\circ}\text{C}$.

Отметим, что сезонный ход ТПО в отдельные годы обычно очень близок к климатическому сезонному ходу ТПО, причем различия между ними в основном связаны с различиями в оценках годовых значений ТПО. Следовательно, наложение прогностической годовой оценки ТПО на климатический сезонный ход ТПО позволяет получить прогноз среднемесячных значений ТПО. Учитывая удачные результаты прогноза ТПО с заблаговременностью 1 и 2 года, их можно использовать при прогнозе сезонного хода ТПО. В этом случае прогностические уравнения среднемесячных значений ТПО могут быть записаны как:

$$\text{ТПО}_{(k+1, i)} = \text{ТПО}'_{(k+1)} + \text{АТПО}_{\text{клим}(i)} \quad (5.10)$$

$$\text{ТПО}_{(k+2, i)} = \text{ТПО}'_{(k+2)} + \text{АТПО}_{\text{клим}(i)} \quad (5.11)$$

где $\text{ТПО}'_{(k+1)}$ – прогностическое среднегодовое значение ТПО на год $k+1$ (по модели 5.6); $\text{ТПО}'_{(k+2)}$ – прогностическое среднегодовое значение ТПО на год $k+2$ (по модели 5.7), $\text{АТПО}_{\text{клим}(i)}$ – значения климатического годового хода ТПО в i -й месяц в отклонениях от среднего многолетнего значения.

Использование модели (5.10) приводит к среднеквадратической ошибке ТПО на независимых данных для периода с 2002 по 2006 г. ($n = 60$) $\sigma_{y(x)} = 0,44^{\circ}\text{C}$, а модели (5.11) – $\sigma_{y(x)} = 0,40^{\circ}\text{C}$. Если теперь сравнить полученные результаты с моделями (5.8) и (5.9), то становится очевидным их более высокая точность. Это означает,

что модели (5.6) и (5.7) могут одновременно использоваться для прогноза среднегодовых и среднемесячных значений ТПО.

5.5.3. Использование метода главных компонент для долгосрочного прогноза температуры поверхности океана

Хорошо известно, что метод главных компонент (МГК) является одним из эффективных способов сжатия информации и анализа ее пространственно-временной структуры. Эта задача весьма актуальна и при построении прогностических моделей, особенно в тех случаях, когда приходится иметь дело с большими объемами гидрометеорологических данных. Тогда в качестве предикторов могут быть использованы непосредственно главные компоненты (они же естественные ортогональные функции), которые существенно снижают размерность модели. Если удастся сосредоточить дисперсию в первых составляющих, то, отбрасывая незначимые компоненты, мы тем самым отфильтровываем мелкомасштабную изменчивость и возможные случайные ошибки, что весьма полезно с точки зрения прогноза. Именно таким образом обычно строятся прогностические модели в гидрометеорологии [Багров, 1959; Скриптунова, 1984; Мещерская и др., 1970; Дрыгина и др., 1977].

Основным отличием предлагаемого подхода в использовании МГК для прогноза ТПО является особенность формирования матрицы исходных данных. Суть его заключается в следующем. Вначале составляется матрица исходных данных размером $m \times n$, где m – среднемесячные значения заданной характеристики ($m=12$), n – число лет. Таким образом, строки матрицы описывают сезонный ход этой характеристики, а столбцы – ее межгодовой ход.

С учетом того, что сезонный ход является преобладающим, обычно в результате разложения такой матрицы на ортогональные функции удастся сосредоточить дисперсию поля в первых двух компонентах. При этом существует их четкая физическая интерпретация. Первая главная компонента (ГК), как правило, почти линейно коррелирует со среднегодовыми значениями характеристики, а вторая ГК имеет несколько меньшую корреляцию с межгодовым ходом стандартных отклонений или амплитуды внутригодовой изменчивости рассматриваемой характеристики.

При таком разложении первые главные компоненты могут выступать предиктантами при построении прогностических моделей на основе других методов, в частности, физико-статистического метода. После подбора прогностических зависимостей для обоих главных компонент, нетрудно решить обратную задачу, а именно, восстановление исходных данных. При этом на основании прогностического значения ГК, используя оценки первого собственного вектора, среднелетние значения и стандартные отклонения характеристики для каждого месяца, вычисляются среднемесячные значения характеристики для каждого года. В случае необходимости в расчет включается прогноз второй ГК. В результате расчетная формула приобретает вид:

$$T_{ij} = (a_j^{(1)} f_i^{(1)} + a_j^{(2)} f_i^{(2)}) \sigma_j + \bar{X}_j, \quad j = \overline{1, 2}, \quad i = \overline{1, n}, \quad (5.12)$$

где $\bar{X}_j$, σ_j – соответственно среднее значение и стандартное отклонение температуры воды в j -й месяц; $a_j^{(1)}$, $a_j^{(2)}$ – оценки первого и второго собственных векторов разложения; $f_i^{(1)}$, $f_i^{(2)}$ – оценки первой и второй главных компонент.

Отсюда следует, что главная проблема состоит в подборе прогностических зависимостей для ГК, которые представим в виде:

$$f_i^{(1)} = \varphi_1(Z_{(i-\tau)k}), \quad k = \overline{1, p}, \quad i = \overline{1, n}, \quad (5.13)$$

$$f_i^{(2)} = \varphi_2(Z_{(i-\tau)k}), \quad k = \overline{1, p}, \quad i = \overline{1, n}, \quad (5.14)$$

где Z – предиктор; τ – временной сдвиг, т.е. заблаговременность прогноза; p – число предикторов.

Естественно, каждая ГК может иметь свой собственный набор предикторов, причем даже отличающихся друг от друга по своей физической природе. Закончив описание методики прогнозирования с помощью МГК, напомним, что свойство наилучшей самовоспроизводимости является одним из оптимальных свойств главных компонент.

Данный подход был впервые успешно опробован применительно к долгосрочному прогнозу температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» и показал высокую эффективность метода [Малинин, Гордеева, 2003].

Отметим, что первая попытка использования МГК для прогноза пентадных значений ТПО в ЮВТО за период с июня 1984 по июль 1987 г., не доведенная до непосредственного завершения, была сделана в работе [Федосеев, 1991]. В качестве предикторов в ней использовались поля приземного атмосферного давления. Корреляционный анализ позволил установить достаточно тесные связи между коэффициентами – предикторами и предиктантами с естественной заблаговременностью в 6 месяцев и 8 пентад.

Из исходного ряда среднемесячных значений ТПО, усредненных в пространственном квадрате $38\text{--}42^\circ$ ю.ш. и $78\text{--}82^\circ$ з.д., была сформирована матрица размером 12 мес $\times$ 26 лет (с 1982 по 2007 г.), которая подверглась разложению на главные компоненты, результаты которого приводятся в табл. 5.20.

Таблица 5.20

Оценки собственных чисел и скорости сходимости разложения ТПО на главные компоненты для квадрата $38\text{--}42^\circ$ ю.ш. и $78\text{--}82^\circ$ з.д. за период с 1982 по 2007 г.

Номер собственного числа λ_j	Величина λ_j	Вклад λ_j в дисперсию поля, %	Скорость сходимости, %
1	5,71	47,65	47,65
2	2,15	17,93	65,58
3	1,42	11,83	77,41

Скорость сходимости первых двух собственных чисел составляет меньше 66 % дисперсии и, следовательно, является невысокой. Так как величина третьего собственного числа $\lambda_3 > 1$, то, вообще говоря, его необходимо учитывать при анализе изменчивости ТПО.

В этом случае в распределении нагрузок собственного вектора 3-й ГК должны отмечаться значимые коэффициенты корреляции, превосходящие по абсолютной величине коэффициенты корреляции других собственных векторов. Как видно из табл. 5.21, хотя для многих месяцев оценки третьего собственного вектора являются значимыми при уровне $\alpha = 0,05$ ($\alpha_{\text{кр}} = 0,32$), однако даже его максимальное значение в апреле существенно ниже по сравнению с оценкой для этого же месяца первого собственного вектора.

Таблица 5.21

Оценки собственных векторов разложения ТПО на главные компоненты
для квадрата 38–42° ю.ш. и 78–82° з.д. за период с 1982 по 2007 г.

Но- мер ГК	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	0,13	0,35	0,68	0,69	0,77	0,86	0,85	0,83	0,78	0,83	0,72	0,23
2	0,63	0,73	0,21	-0,16	-0,32	-0,33	-0,29	-0,25	-0,15	0,27	0,53	0,64
3	-0,47	0,07	0,31	0,50	0,38	0,13	-0,13	-0,37	-0,49	-0,34	0,08	0,42

Практически первые два собственных вектора разложения обеспечивают описание всех 12 месяцев высокими коэффициентами корреляции. Поэтому, несмотря на довольно высокий вклад третьей ГК в дисперсию поля ТПО (около 12 %), вполне очевидно, что ею можно пренебречь. Из табл. 5.21 также видно, что если второй собственный вектор характеризует летний сезон (декабрь–февраль), то первый вектор – все остальные месяцы года.

Установлено, что корреляция 1-й ГК со средними годовыми значениями ТПО составляет $r = 0,97$, а 2-й ГК со значениями стандартных отклонений внутrigодовых изменений ТПО – $r = 0,68$.

Для нахождения прогностических зависимостей (5.13) и (5.14) воспользуемся тем обстоятельством, что изменения ТПО в рассматриваемом квадрате, находящемся в зоне действия Южно-Тихоокеанского течения, могут быть в значительной степени обусловлены адвективным фактором. Поэтому нами был выбран ряд квадратов, расположенных западнее (рис. 5.29), в зоне действия основных течений данного региона. Для указанных квадратов сформированы матрицы среднемесячных значений ТПО.

Предварительно проведен взаимнокорреляционный анализ многолетних значений ТПО за отдельные месяцы в «западных» квадратах с годовыми значениями главных компонент. Значимая корреляционная связь отмечается в диапазоне сдвигов от 10 до 13 месяцев. Для указанного временного диапазона строились прогностические модели методом включения переменных пошаговой регрессии. В качестве зависимой выборки принят период с 1982 по 2003 г., а независимой – с 2004 по 2007 г.

Ю.Ш.

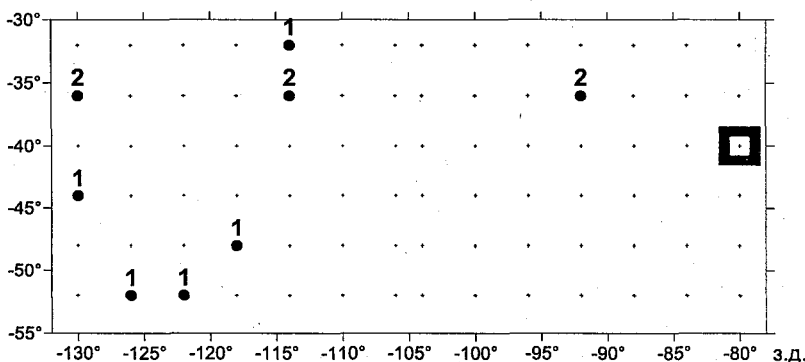


Рис. 5.29. Распределение квадратов с данными о ТПО, используемых в качестве предикторов в прогностических моделях (5.13) и (5.14). Черный квадрат – положение предиктанта. Точками указаны квадраты, данные ТПО которых вошли в модели (5.13) (точки 1) и (5.14) (точки 2).

Установлено, что для описания 1-й ГК наилучшей является модель с заблаговременностью 12 месяцев, т.е. годовое значение 1-й ГК определяется полем ТПО в январе предыдущего года. Для простоты прогностическая модель для 2-й ГК строилась с такой же заблаговременностью. В табл. 5.22 приводятся оценки параметров регрессионных моделей. Отметим некоторое противоречие в оценках. С одной стороны, качество обеих моделей не очень высокое. Так, коэффициент детерминации для модели прогноза 1-й ГК равен 0,67, а для 2-й ГК – 0,55. Впрочем, учитывая относительно небольшой вклад 2-й ГК в дисперсию исходного поля ТПО, это не столь важно. Но, с другой стороны, стандартная ошибка обеих моделей значительно меньше значений стандартного отклонения главных компонент. Это внушает оптимизм в прогнозировании как самих ГК, так и значений ТПО.

Таблица 5.22

Оценки параметров прогностических моделей для первых двух главных компонент с заблаговременностью 12 месяцев по зависимой выборке (с 1982 по 2003 г.)

Модель	Число предикторов	Коэффициент детерминации	Критерий Фишера	Стандартная ошибка модели	Стандартное отклонение ГК
(5.13)	5	0,67	6,1	0,69	1,02
(5.14)	3	0,55	6,9	0,78	1,05

Далее осуществлялась проверка точности прогноза ГК и ТПО на независимых данных за период с 2004 по 2007 г. Стандартные ошибки прогноза 1-й и 2-й ГК за этот период соответственно равны 0,64 и 0,30, т.е. меньше аналогичных ошибок для зависимой выборки.

С помощью значений главных компонент легко восстанавливается сезонный ход ТПО на любой год, в том числе и прогнозируемый, по формуле (5.12). Кроме того, по сезонным значениям простым осреднением можно рассчитать и среднегодовое значение ТПО, что позволяет использовать главные компоненты для прогноза годовых значений. Оценки качества восстановления ТПО по главным компонентам представлены в табл. 5.23.

Видно, что результаты прогноза как среднегодовых значений ТПО, так и среднемесячных лучше, чем для моделей (5.6) – (5.9). Это объясняется, с одной стороны, тем, что в моделях (5.13) и (5.14) учитываются адвективные факторы формирования полей ТПО, что является основополагающим свойством распределения ТПО в исследуемом регионе. С другой стороны, главные компоненты позволяют отфильтровывать случайные колебания, которые могут искажать параметры прогностических моделей. Кроме того, использование для прогноза сезонного хода ТПО двух главных компонент позволяет учитывать как межгодовую изменчивость среднегодовой ТПО (1-я ГК), так и межгодовую изменчивость амплитуды колебаний (2-я ГК), что, очевидно, должно улучшать качество прогноза.

Таблица 5.23

**Оценки качества прогноза ТПО на основании первых
двух главных компонент**

	Стандартная ошибка прогноза $\sigma_{y(x)}$, °C	Стандартное отклонение, σ_y , °C
Прогноз среднегодовых значений		
На зависимой выборке (1982 – 2003 гг.)	0,19	0,31
На независимой выборке (2004 – 2007 гг.)	0,20	
Прогноз среднемесячных значений		
На зависимой выборке (1982 – 2003 гг.)	0,36	2,02
На независимой выборке (2004 – 2007 гг.)	0,31	

Если рассматривать качество прогноза сезонного хода ТПО для каждого месяца года относительно стандартного отклонения межгодовой изменчивости ТПО в этот месяц (табл. 5.24), то будет очевидно, что ошибка прогноза ТПО любого месяца года (за исключением января) меньше стандартного отклонения за этот месяц, что является удовлетворительным результатом для независимых прогнозов. Следует отметить очень малую ошибку, сравнимую с точностью измерений, в мае и декабре, и значительные погрешности в месяцы экстремальных температур – январе и сентябре. Отметим также, что точность сезонного прогноза ТПО методом ГК существенно превосходит другие методы, рассмотренные выше.

Таблица 5.24

Оценки качества прогноза сезонного хода значений ТПО, восстановленных на основании первых двух главных компонент на независимой выборке (2004 – 2007 гг.)

Месяц	Стандартное отклонение, σ_y , °C	Стандартная ошибка прогноза, $\sigma_{\hat{y}}$, °C	Относительная ошибка прогноза, $k = \sigma_{\hat{y}} / \sigma_y$, °C	Максимальная погрешность прогноза, $\sigma_{\max}$, °C
Январь	0,47	0,54	1,15	0,82
Февраль	0,39	0,26	0,67	-0,5
Март	0,41	0,24	0,59	0,4
Апрель	0,53	0,43	0,81	0,74
Май	0,54	0,13	0,24	0,23
Июнь	0,55	0,31	0,56	0,43
Июль	0,45	0,34	0,76	0,52
Август	0,35	0,27	0,77	0,43
Сентябрь	0,32	0,31	0,97	0,43
Октябрь	0,48	0,32	0,67	0,45
Ноябрь	0,46	0,25	0,54	0,42
Декабрь	0,60	0,14	0,23	0,23

Результаты прогноза среднегодовых и среднемесячных значений ТПО, восстановленных по первым двум главным компонентам соответственно, представлены на рисунках 5.30 и 5.31, которые подтверждают высокую эффективность данного метода. Из рис. 5.30 видно, что в целом отмечается хорошее соответствие фактических и прогностических средних годовых значений ТПО. Для зависимой выборки стандартная ошибка расчета ТПО составляет 0,19 °C, а для независимой – 0,20 °C, причем в последнем случае

она носит преимущественно систематический характер. Максимальная ошибка отмечается в 2007 г. и равна $-0,37^{\circ}\text{C}$.

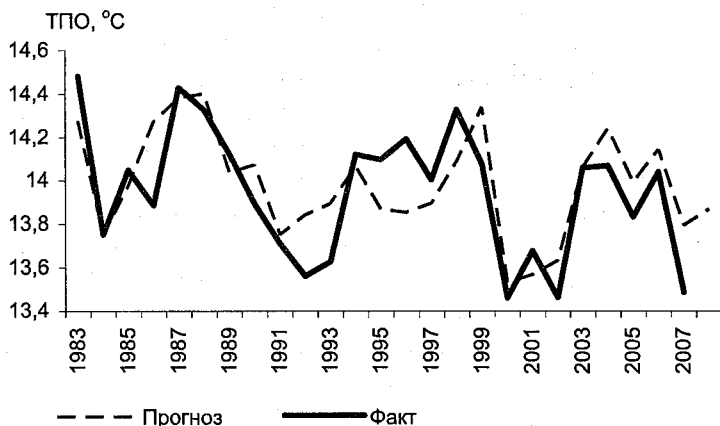


Рис. 5.30. Сопоставление фактических и прогностических значений среднегодовых значений ТПО для квадрата $38-42^{\circ}$ ю.ш. и $78-82^{\circ}$ з.д., восстановленных на основе первых двух главных компонент.

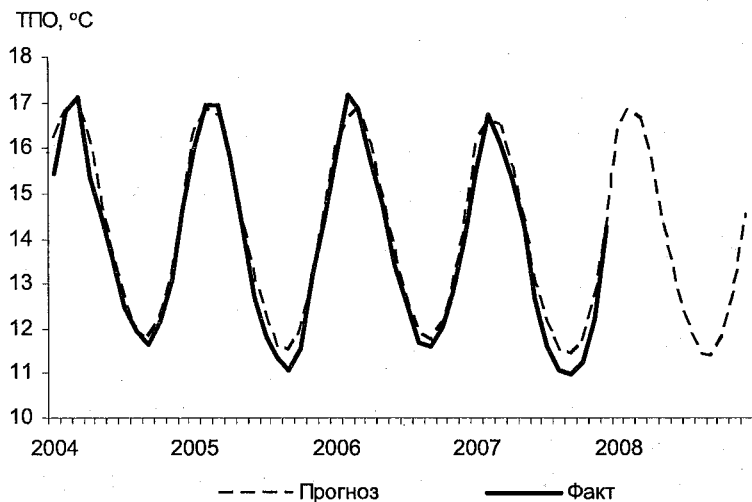


Рис. 5.31. Сопоставление фактических и прогностических значений среднемесячных значений ТПО для квадрата $38-42^{\circ}$ ю.ш. и $78-82^{\circ}$ з.д., восстановленных на основе первых двух главных компонент (независимая выборка).

В заключение отметим, что хотя полученные результаты прогноза среднемесячных и годовых значений ТПО методом главных компонент отвечают практическим потребностям пользователей, однако далеко не все резервы повышения точности прогноза ТПО исчерпаны. Так, возможно построение иерархических моделей, когда каждая следующая ступень учитывает результаты предыдущей ступени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Принципиальная особенность выполненного исследования состоит в том, что подробно рассмотрена структура крупномасштабной пространственно-временной изменчивости важнейших абиотических факторов формирования биопродуктивности вод ЮВТО (температура воды, атмосферное давление, атмосферная циркуляция, южный субтропический фронт, распределение водных масс, циркуляция вод океана и др.) с применением современных методов многомерного статистического анализа (множественная линейная регрессия, метод главных компонент, факторный анализ, кластерный анализ, дискриминантный анализ и др.). С этой целью впервые использовались глобальные архивы гидрометеорологической информации и глубоководных данных, а также материалы спутниковой альтиметрии за максимально возможное число лет.

Естественно, данным обстоятельством определяется новизна научных результатов, многие из которых получены *впервые*. Правда, следует иметь в виду, что поскольку используемые гидрометеорологические поля являются продуктом численного анализа моделей системы океан – атмосфера с ассимиляцией в них натурных данных, то полученные выводы справедливы настолько, насколько эти поля отвечают реальным условиям. К сожалению, проверка их адекватности практически невозможна вследствие специфики выполнения экспедиционных исследований в течение 1978–1991 гг. и полного их отсутствия после 1991 г., исключая рейс «Атлантиды» в 2002–2003 гг.

По данным среднемесячных значений атмосферного давления архива CDAS Reanalysis в узлах географической сетки с шагом $2,5^\circ$ за период с 1949 по 2007 г. получены следующие научные результаты:

– за многолетний период выполнена идентификация южнотихоокеанского антициклона (ЮТА), исследована пространственно-временная изменчивость, выделены три устойчивые фазы его развития, выявлена взаимосвязь с колебаниями поля атмосферного давления. Показано, что ЮТА значительно чаще мигрирует на запад и юго-запад, чем на север и северо-восток. При этом смещение

его в западном направлении наиболее часто происходило до середины 70-х годов прошлого столетия (14 раз), в том числе трижды встречались серии из трех лет. Смещение ЮТА к северо-востоку происходило преимущественно в период с 1976 по 1995 г., когда оно отмечалось 11 раз, или почти в 70 % случаях.

– рассчитан аналог антарктического колебания для тихоокеанского сектора (АК_Т) и получены характеристики его взаимосвязи с другими метеорологическими параметрами. Показано, что в индексе АК_Т отчетливо выражены две полугодовые волны с существенно различной амплитудой. Основной максимум отмечается весной (октябрь – ноябрь), а второй – осенью (март). Соответственно минимумы в давлении наблюдаются в мае – июне и январе. Наиболее важной закономерностью межгодовых колебаний АК_Т является наличие хорошо выраженного положительного линейного тренда, который описывает почти половину (48 %) дисперсии исходного процесса. Он слабо коррелирован с параметрами ЮТА и Южным колебанием и хорошо коррелирован с антарктическим колебанием ($r = 0,71$);

– оценена завихренность атмосферной циркуляции с помощью среднемесячного лапласиана давления $\bar{L}$, рассчитанного по девяти-точечной схеме и отражающего разность индексов общей циклоничности (С) и общей антициклоничности (А), определяемых по срочным данным. Распределение среднееголетних годовых значений лапласиана давления показало, что вся область охвачена отрицательными значениями $\bar{L}$, т.е. антициклонические вихри преобладают. Сезонные особенности в распределении лапласиана в общем соответствуют среднему годовому распределению. Спектральный анализ показал, что значимыми являются гармоники с периодами 14,5 и 4,8 лет, суммарный вклад которых в дисперсию исходного процесса составляет 27 %.

На основе данных глобального архива CARTON-GIESE SODA, содержащего информацию о среднемесячных значениях уровня океана, его температуре, солёности и компонентах течений (зональных, меридиональных и вертикальных) на 40 горизонтах от поверхности до глубины 5374 м в узлах сетки $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, выявлены:

– ярко выраженная вихревая структура циркуляции и наличие локальных мезомасштабных круговоротов вод в верхнем слое

океана (0–200 м), интенсифицируемых наличием заметных пространственных градиентов в скоростях течений. При этом отмечаются круговороты вод как циклонического, так и антициклонического типа. Пространственная классификация скоростей течений для летнего и зимнего сезонов позволила установить, что их распределение носит весьма сложный очаговый характер, а сезонные различия проявляются не только в характере циркуляции, но и в ее интенсивности;

– оценка водного баланса ЮВТО в слое 0–200 м по среднемесячным значениям скоростей течений с 1993 по 2007 г. показала, что в системе средней циркуляции суммарный (результатирующий) расход воды выносится через нижнюю границу рассматриваемого слоя вниз в течение всего года. Независимая оценка вертикального расхода воды подтвердила, что он полностью согласуется с балансовой оценкой. В системе средней циркуляции существуют постоянные благоприятные условия для формирования высокой биологической продуктивности в ЮВТО, т.е. подъемы воды вверх, которые создаются южнее южного субтропического фронта в основном в зимний период года. Что касается остальной акватории ЮВТО, то для нее характерно наличие локальных очагов подъема вод за счет средней циркуляции и подъема вод в мезомасштабных циклонических вихрях практически на всей акватории района.

Одновременно с этим анализ поверхностной геострофической циркуляции относительно изобарической поверхности 500 децибар для четырех гидрологических съемок в 1988–1991 гг. и двух съемок, выполненных в 2002–2003 гг., показал наличие сложной пространственной структуры течений с меандрами и вихрями разного знака как на границах, так и в центральной части региона. Особенно выделяется зона 84–86° з.д., 38–40° ю.ш., в которой постоянно локализуется стационарный циклонический круговорот и, следовательно, существуют благоприятные условия для формирования высокой биологической продуктивности вод.

По данным климатических среднемесячных значений температуры воды и солености в ЮВТО на 19 стандартных горизонтах до 1000 м включительно в узлах регулярной сетки 1°х1°, взятых из Атласа Мирового океана 2005 г. (WOA05), с помощью объемного

кластерного анализа и классического T, S -анализа выделены следующие водные массы:

- 1) довольно холодная распресненная *антарктическая промежуточная вода* (АнП);
- 2) сравнительно теплая соленая *субтропическая поверхностная вода южной части Тихого океана* (СТЮТ_{пов});
- 3) сравнительно теплая соленая *субтропическая подповерхностная вода южной части Тихого океана* (СТЮТ_{ппов});
- 4) относительно теплая распресненная *субантарктическая поверхностная вода южной части Тихого океана* (САЮТ);
- 5) вторичная водная масса, связанная с локальным максимумом солености, отражающая смещение АнП с САЮТ и СТЮТ_{ппов}, в том числе в результате действия Перу-Чилийского противотечения, названная *субтропической трансформированной водой южной части Тихого океана* (СТ_{тр}).

В верхнем 100-метровом слое океана САЮТ и СТЮТ_{пов} были разделены еще на две массы, причем однозначно по географическому принципу: на северную и южную водные массы. Они были названы СТЮТ_{пов.сев.}, СТЮТ_{пов.южн.} и САЮТ_{сев.}, САЮТ_{южн.}. Для каждой выделенной водной массы определены центры водных масс (термохалинные индексы), их объемы, пространственное распределение, особенности сезонной трансформации и рассчитаны первичные статистические характеристики температуры и солености.

Кроме того, для верхнего 100-метрового слоя океана подробно рассмотрена пространственно-временная структура гидрохимических характеристик (содержание нитратов, фосфатов, силикатов и растворенный кислород). Показано, что для них свойственно последовательное повышение концентрации по направлению от субтропических широт к высоким. При этом максимальная пространственная изменчивость характерна для нитратов, а минимальная — для растворенного кислорода. Установлено, что влияние гидрохимических характеристик сказывается в основном на положении и характеристиках субантарктической поверхностной воды и почти не изменяет характеристики субтропической поверхностной воды. В целом объемы водных масс СТЮТ и САЮТ почти не меняются от сезона к сезону. Однако для северной и южной модификаций водной массы СТЮТ характерна значительная сезонная изменчи-

вость. Первая имеет максимальное распространение в июле, а вторая – в январе.

Оценка стехиометрического соотношения биогенных элементов показала, что главным лимитирующим элементом для всех водных масс во все сезоны года в ЮВТО является кремний. Азот является лимитирующим элементом для субтропической поверхностной воды южной части Тихого океана, особенно ее северной модификации. Однако в

зоне прибрежного апвеллинга стехиометрические соотношения уже совершенно иные и близки к норме.

На основе среднемесячных данных о ТПО архива Рейнольдса–Смита (RESM) за период с 1982 по 2007 г. в узлах одноградусной сетки по ее максимальному градиенту выделен ЮСФ. Выполнена классификация сезонного хода положения и интенсивности фронта и оценена сезонная и межгодовая изменчивость положения и интенсивности фронта. Показано, что размах межгодовых смещений положения ЮСФ довольно значителен и составляет $3,5^\circ$. Крайнее северное положение фронта отмечается на широте $38,5^\circ$ ю.ш. в западной части ЮВТО, а крайнее южное положение – на широте 42° ю.ш. на востоке ЮВТО. При этом четко проявляется нелинейный тренд, на долю которого приходится около 22 % дисперсии. До начала 90-х годов XX в. фронт смещался на юг, а затем начал двигаться к северу. Интенсивность фронта испытывает непериодические межгодовые колебания, на фоне которых отмечается нелинейный тренд, описывающий 17 % дисперсии исходных данных. В последние годы XX в. интенсивность ЮСФ была максимальной, а затем стала несколько уменьшаться.

Подробный анализ пространственно-временной структуры поля среднемесячных значений ТПО за 1982–2007 гг. позволил:

- выполнить районирование акватории ЮВТО по характеру межгодовых колебаний ТПО с разбиением ее на пять квазиоднородных районов, границы между которыми обусловлены особенностями локальной циркуляции вод;
- построить иерархическую классификацию сезонного хода ТПО с выделением квазиоднородных сезонов года;
- естественным образом разделить среднегодовые значения ТПО во всех квазиоднородных районах на три градации: норма,

выше нормы и ниже нормы. При этом повторяемость случаев в указанных градациях и их границы для каждого района различны и зависят от формы эмпирической функции распределения;

— разработать автоматизированный способ типизации полей среднемесячных аномалий ТПО в 540 точках одноградусной сетки с целью построения каталога с их однородными состояниями. Выделено два теплых и три холодных типа, причем в целом повторяемость теплых состояний в два раза выше, чем холодных. Отрицательные аномалии ТПО имеют большую вероятность появления в летние месяцы, а положительные аномалии проявляются относительно равновероятно в течение всего года. В межгодовой изменчивости типов отмечаются длительные периоды отсутствия полей отрицательных аномалий ТПО, приуроченные к периодам интенсивного Эль-Ниньо. Оценка точности распознавания полей аномалий ТПО на независимых данных различными методами показала, что наилучший результат показывает метод СКО-оценок с общей оправдываемостью 88,7 %.

Поскольку температура воды является важнейшим абиотическим фактором, влияющим без исключения на все фазы жизнедеятельности морских организмов, то осуществлена разработка комплекса методов прогноза среднемесячных и среднегодовых значений ТПО для квадрата 38–42° ю.ш. и 78–82° з.д., характеризующегося максимальным выловом рыбы. В том числе:

— прогноз годовых значений ТПО по данным о пространственных смещениях ЮСФ с заблаговременностью 1 и 2 года со стандартной ошибкой на независимых данных 0,13–0,21 °С;

— прогноз сезонного хода ТПО с заблаговременностью 8 месяцев физико-статистическим методом, стандартная ошибка которого по независимым данным составляет 0,5 °С;

— прогноз сезонного хода ТПО на основе прогноза среднегодовой ТПО по данным об ЮСФ со стандартной ошибкой 0,4 °С;

— прогноз сезонного хода и межгодовых колебаний ТПО на основе метода главных компонент с заблаговременностью 1 год, предикторами в данном случае служат значения температуры воды, находящиеся западнее рассматриваемого квадрата в районе действия Южно-Тихоокеанского течения. Стандартная ошибка

независимых прогнозов среднемесячных значений ТПО составляет $0,3^{\circ}\text{C}$, а средних годовых – $0,2^{\circ}\text{C}$.

Перспективы на будущее. Более широкое привлечение средств дистанционного зондирования океана с ИСЗ – спутниковой информации по ТПО в оперативном режиме, альтиметрических данных для оценки мезомасштабных вихрей, данных дрейфующих буев «Арго» для изучения мезомасштабной термохалинной структуры вод океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айвазян С.А., В.С. Мхитарян. Прикладная статистика и основы эконометрики. – М.: ЮНИТИ, 1998. – 1022 с.
2. Айвазян С.А., И.С. Енюков, Л.Д. Мешалкин. Прикладная статистика. Основы моделирования и первичная обработка данных. – М., Финансы и статистика, 1973. – 471 с.
3. Алекин О.А., Ю.И. Ляхин. Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 343 с.
4. Алексеев А.П., С.И. Никоноров, В.П. Пономаренко. Морское рыболовство России: биоресурсная основа, история и перспективы / Мореходный комплекс России/ Под ред. А.П. Алхименко. – СПб.: РГО, СЗНИИ Наследия, 2005. – С. 71–113.
5. Андерсон Т.В. Введение в многомерный статистический анализ. – М.: Физматгиз, 1963. – 500 с.
6. Афифи А., С. Эйзен. Статистический анализ: подход с использованием ЭВМ. – М.: Мир, 1982. – 488 с.
7. Аналитический обзор по району ЮТО. – Калининград: АтлантНИРО, 2002. – 52 с.
8. Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих //Труды ЦИП. – 1959. – Вып. 74. – С. 3–24.
9. Бендик А.Б., Г.П. Рудометкина. Пространственная характеристика перуанской ставриды в связи с межгодовым распределением доступной потенциальной энергии открытых вод юго-восточной части Тихого океана. // Промыслово-океанологические исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана: Сб. науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1988. – С. 79–90.
10. Бендик А.Б., В.Н. Яковлев. Структурные особенности атмосферных и океанических процессов в юго-восточной части Тихого океана. – Калининград: АтлантНИРО, 2007. – 160 с.
11. Белинский Н.А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 203 с.
12. Благущ П. Факторный анализ с обобщениями. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 247 с.
13. Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. Тихий океан. – М.: «Наука», 1972. – 195 с.
14. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. – Л.: «Гидрометеиздат», 1980. – 252 с.
15. Вайновский П.А., В.Н. Малинин. Методы обработки и анализа океанологической информации. Ч.1: Одномерный анализ. – Л.: Изд. РГМИ, 1991. – 136 с.

16. *Вайновский П.А., В.Н. Малинин.* Методы обработки и анализа океанологической информации. Ч.2: Многомерный анализ. – СПб.: Изд. РГМИ, 1992. – 96 с.
17. *Виноградов М.Е., К.Н. Федоров* Изучение экосистем открытых вод юго-восточной части Тихого океана. / Фронтальные зоны юго-восточной части Тихого океана: биология, физика, химия. – М.: Наука, 1984. – 336 с.
18. *Влияние гидрометеорологических факторов на формирование продуктивных зон Юго-Восточной части Тихого океана / А.Б. Бендик, В.Ф. Цыганов, В.Н. Чур, В.Н. Яковлев / Биологические основы промышленного освоения открытых районов океана. – М.: Наука, 1985. – С. 49–56.*
19. *Гершанович Д.Е., А.М. Муромцев.* Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 316 с.
20. *Гинзбург А.И., А.Г. Костяной, М. Франкиньюль, Б. Делиль.* Исследование фронтов южной части Индийского океана с помощью спутниковых температурных данных // Исследование Земли из космоса.– 2002.– № 5.– С. 39–49.
21. *Глобальный климат/ Под ред. Д.Т. Хотона.– Л., Гидрометеозиздат, 1987.– 501 с.*
22. *Глаголева М.Г., Л.И. Скриптунова.* Прогноз температуры в океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 168 с.
23. *Голивец С.В., М.Н. Кошляков.* Циклонические вихри Субантарктического фронта и образование Антарктической промежуточной воды // Океанология. – 2003. – Т.43. – № 3. – С. 325–338.
24. *Гордеева С.М., В.Н. Малинин.* О пространственно-временной классификации колебаний уровня Белого моря / Колебания уровня в морях.– СПб: РГТМУ, 2003. – С. 21–30.
25. *Гордеева С.М., В.Н. Малинин.* Пространственно-временная изменчивость поля давления и атмосферной циркуляции в промышленном районе юго-восточной части Тихого океана //XIII междунар. конф. по промысловой океанологии: тез. докл. – Калининград, 2005. – С. 176–177.
26. *Гордеева С.М., В.Н. Малинин.* Крупномасштабная изменчивость южного субтропического фронта в юго-восточной части Тихого океана // Уч. записки РГТМУ. – 2006. – Вып.2. – С.130–139.
27. *Гордеева С.М., В.Н. Малинин.* Типизация полей аномалий температуры поверхности юго-восточной части Тихого океана // Уч. записки РГТМУ. – 2008.– Вып. 8. – С.101–110.
28. *Гордеева С.М., В.Н. Малинин, П.П. Чернышков.* О значении юго-восточной акватории Тихого океана в обеспечении страны рыбными ресурсами // Изв. РГО. – 2008. – Т. 140. – Вып. 6. – С. 34–37.
29. *Гордеева С.М., В.Н. Малинин, П.П. Чернышков.* Долгосрочный прогноз температуры поверхности воды в юго-восточной части Тихого океана // Вестник Рос. гос. ун-та им. И. Канта. Серия «Естественные науки». – 2009. – № 1. – С.28–34
30. *Груза Г.В., Э.Я. Ранькова.* Вероятностные метеорологические прогнозы. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 271 с.

31. Девяцин В.В., А.Д. Ковалев, Г.П. Ванюшин. Проявление Субантарктического фронта в поле поверхностной температуры океана в Юго-Западной Атлантике // Исследование Земли из космоса. – 2000. – № 2. – С. 8–15.
32. Добровольский А.Д. Об определении водных масс // Океанология. – 1961. – Т.1. Вып.1. – С. 12–24.
33. Дрейпер Н., Г. Смит. Прикладной регрессионный анализ / В 2-х кн. – М.: Финансы и статистика, 1986. – 366 с. (Кн.1) – 1987. – 351 с.(Кн.2).
34. Дрыгина И.А. Н.П. Смирнов, Э.И. Саруханян. Об использовании компонентного анализа при разработке методики долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей // Труды ААНИИ. – 1977. – Вып. 341. – С. 119–141.
35. Егоров Н.И. Физическая океанография. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 454 с.
36. Естественные составляющие метеорологических полей / А.В. Мещерская, Л.В. Руховец, М.И. Юдин, Н.И. Яковлева. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 160 с.
37. Елизаров А.А., А.С. Гречина, Б.Н. Котенев, А.Н. Кузнецов. Перуанская ставрида *Trachurus symmetricus murphyi* в открытых водах южной части Тихого океана // Вопросы ихтиологии. – 1992. – Т. 32. Вып. 6. – С. 57–73.
38. Жигалова Р.А., Г.П. Рудометкина. О влиянии межгодовой изменчивости гидрометеорологических процессов на распределение икры и личинок перуанской ставриды в южной части Тихого океана / Экологические рыбохозяйственные исследования в южной части Тихого океана: Сб. науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1991. – С. 61–69.
39. Жигалова Р.А., В.Ф. Цыганов. Вертикальные движения вод ЮВТО / Океанологические факторы в промысловом прогнозировании: Сб. науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1984. – С. 74–79.
40. Жигалова Р.А., А.Ф. Федосеев. Оценка изменчивости переноса воздушных масс над районом ЮВТО / Промыслово-океанологические исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана: Сб. науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1986. – С. 32–37.
41. Загоруйко Н.Г., В.Н. Елкина, С.В. Емельянов, Г.С. Лбов. Пакет прикладных программ ОТЭКС. – М.: Финансы и статистика, 1986. – 160 с.
42. Зуенко Ю.И. Промысловая океанология Японского моря. – Владивосток: ТИНРО-центр, 2007. – 227 с.
43. Иберла К. Факторный анализ. – М., Статистика, 1980. – 398 с.
44. Иванов В.В. Методы и средства анализа судовых экспедиционных наблюдений. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 91 с.
45. Изгевский Г.К. Системная основа прогнозирования океанологических условий воспроизводства промысловых рыб. – М.: Пищепромиздат, 1961. – 215 с.
46. Использование биологической, гидрометеорологической и промысловой информации при поисковых работах в ЮВТО. – Калининград: ВРПО Запрыба, 1986. – 129 с.
47. Итоги реализации Морской доктрины Российской Федерации: История, состояние и перспективы океанического рыболовства в южной части Тихого океана и Антарктике. – М.: Изд-во ВНИРО, 2008. – 123 с.
48. Каширин К.В., Г.К. Милорадов, А.П. Ерофеев. Ихтиофауна юго-восточной части Тихого океана / Под ред. Фомина Г.В. и Чухлебова Г.Е. – Калининград: Запрыбиромразведка, 1980. – 136 с.

49. *Кендалл М.Д., А. Стьюарт.* Многомерный статистический анализ и временные ряды. – М.: Наука, 1976. – 736 с.
50. *Кляшторин Л.Б.* Климат и перспективы рыболовства в тихоокеанском регионе // Рыбное хозяйство. – 1996. – Вып.4. – С. 37–42.
51. *Колесников В.Г., Р.А. Жигалова.* Некоторые черты циркуляции и биопродуктивность вод открытой части ЮВТО / Пространственно-временная изменчивость гидрометеорологических условий в промысловых районах Атлантического океана: Сб.науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1981. – С. 67–74.
52. *Кошляков М.Н., Р.Ю. Тарakanов.* Водные массы тихоокеанской Антарктики // Океанология. – 1999. – 39, №1. – С.5–15.
53. *Кошляков М.Н., Р.Ю. Тарakanов.* Промежуточные воды южной части Тихого океана // Океанология. – 2005. – 45, № 4. – С. 485–503.
54. *Лебедев С.А., А.Г. Костяной.* Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М.: Изд. центр «МОРЕ», Международный институт океана, 2005. – 366 с.
55. *Левасту Т., И. Хела.* Промысловая океанография. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 295 с.
56. *Литтл Р.Д., Д.Б. Рубин.* Статистический анализ данных с пропусками. – М., Финансы и статистика, 1991. – 334 с.
57. *Максимова М.П.* Критерии оценки степени обеспеченности фитопланктона питательными солями // Труды ВНИРО. – 1977. – Т.СХІХ. Вып. 2. – С.6–16.
58. *Малинин В.Н.* Влагообмен в системе океан-атмосфера. – СПб: Гидрометеиздат, 1994. – 197 с.
59. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Ч.1: Физические процессы. – СПб, Изд. РГГМУ, 1997. – 341 с.
60. *Малинин В.Н.* О перспективах использования физико-статистического метода долгосрочного прогноза температуры воды в промысловых районах Атлантики // Вопросы промысловой океанологии. – 2004. – Вып.1. – С.261–274.
61. *Малинин В.Н.* Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2008. – 406 с.
62. *Малинин В.Н., С.М. Гордеева.* Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик. – Мурманск: Изд. ПИНО, 2003. – 164 с.
63. *Малинин В.Н., В.М. Радикевич, С.М. Гордеева, Л.А. Куликова.* Изменчивость индексов вихревой активности атмосферы над Северной Атлантикой. – СПб, Гидрометеиздат, 2003. – 171 с.
64. *Малинин В.Н., П.П. Чернышков, С.М. Гордеева.* Канарский апвеллинг: крупномасштабная изменчивость и прогноз температуры воды. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – 154 с.
65. *Малинин В.Н., П.П. Чернышков, С.М. Гордеева.* Водные массы Юго-Восточной части Тихого океана // Вопросы промысловой океанологии. – 2007. – Вып. 4, №2. – С.121–136.
66. *Малинин В.Н., К.Е. Шульговский.* Крупномасштабная изменчивость Южного фронта АЦТ в районе Южных Оркнейских островов. // Вопросы промысловой океанологии. – 2004. – Вып.1. – С.261–274.

67. *Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. – Л., Гидрометеиздат, 1987. – 296 с.
68. *Мамаев О.И.* Физическая океанография: Избранные труды. – М.: Изд. ВНИРО, 2000. – 364 с.
69. *Марти Ю.Ю.* Биологическая продуктивность района Перуанского течения / Основы биологической продуктивности океана и ее использование. – М.: Наука, 1971. – С. 72–80.
70. *Масленников В.В.* Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. – М.: Изд. ВНИРО, 2003. – 295 с.
71. *Метеорология южного полушария* / Под ред. Ч.У. Ньютона. – СПб, Гидрометеиздат, 1976. – 260 с.
72. *Методические рекомендации по использованию метода сверхдолгосрочного прогнозирования гидрометеорологических элементов и программного комплекса «Призма»* / А.С. Аверкиев, В.М. Булаева, Д.В. Густов, И.П. Карпова. – Мурманск: ПИНРО, 1997. – 39 с.
73. *Методические рекомендации по прогнозированию температуры воды в Северном рыбопромысловом бассейне.* Вып.1. – Мурманск: ПИНРО, 1979. – 172 с.
74. *Методы многомерного статистического анализа в промыслово-океанологических исследованиях* / (коллектив авторов). – Калининград: АтлантНИРО, 2005.
75. *Меццерская А.В., Л.В. Руховец, М.И. Юдин, Н.И. Яковлева.* Естественные составляющие метеорологических полей. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 160 с.
76. *Многомерный статистический анализ в экономике* / Под ред. В.Н. Тамашевича. – М.: ЮНИТИ-ДАНА, 1999. – 598 с.
77. *Морская доктрина Российской Федерации на период до 2020 года.* / Утв. Президентом Российской Федерации В.В. Путиным 27 июля 2001 г. № Пр-1387 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.government.ru/content/coordinatingauthority/ivanov/more/inf_materiali/docs_n_p/6833002.htm, свободный.
78. *Муромцев А.М.* Основные черты гидрологии Тихого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1958. – 629 с.
79. *Несветова Г.И.* Гидрохимические условия функционирования экосистемы Баренцева моря. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2002. – 295 с.
80. *Нестеров А.А., Н.А. Назаров.* Соотношение промыслового использования запасов пелагических рыб в экономических зонах и районах открытого океана юго-восточной части Тихого океана. / Экологические рыбохозяйственные исследования в южной части Тихого океана: Сб. науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1991. – С. 6–13.
81. *Нестеров А.А., В.Т. Солдат, К.В. Каширин.* Ресурсы пелагических рыб – объектов тралового флота в океанических подрайонах юго-восточной части Тихого океана и возможности промысла / Промыслово-биологические исследования АтлантНИРО в 2002–2003 годах: Т.1. Условия среды и промысловое использование биоресурсов. – Калининград: Изд. АтлантНИРО, 2004. – С. 81–92.
82. *Николаева Ю.В.* Классификация гидрометеорологических процессов с помощью ЭВМ. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 36 с.

83. *Новые идеи в океанологии*. Т.1. Физика. Химия. Биология / Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. – М.: Наука, 2004. – 351 с.
84. *Океанографические таблицы* / 4-е изд. перераб. и доп. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 476 с.
85. *Отчет научно-поисковой экспедиции в Юго-Восточную часть Тихого океана на СТМ – 8390 «Атлантида» (32 рейс) 14 августа 2002 г. – 03 марта 2003.* – Калининград: Изд. АтлантНИРО, 2003. – 338 с.
86. *Отчет о научно-исследовательских работах, проведенных в юго-восточной части Тихого океана на НИС «АтлантНИРО» в период с июля по ноябрь 1989 года.* – Калининград: Изд. АтлантНИРО, 1989. – 210 с.
87. *Отчет о научно-исследовательских работах, проведенных в юго-восточной части Тихого океана на НИС «АтлантНИРО» в период с июня по ноябрь 1991 г.* – Калининград: Изд. АтлантНИРО, 1991. – 262 с.
88. *Пафатнов Б.А., В. Б. Дарницкий* Открытые воды Мирового океана и «Морская доктрина» России // Рыбное хозяйство. – 2006. – №3. – С.28–32.
89. *Промысловая океанография* / Под ред. Д.Е. Гершанович. – М.: Агропромиздат, 1986. – 336 с.
90. *Промысловое описание «ставридного пояса» южной части Тихого океана*/ Под ред. Котенева Б.Н. – М.: ВНИРО.1992. – 184 с.
91. *Промыслово-океанологические исследования в Атлантическом океане и южной части Тихого океана. Том 2.* / Под ред. В.Н. Яковлева. – Калининград, Изд. АтлантНИРО, 2002. – 246 с.
92. *Результаты рыбохозяйственных исследований и рекомендации по возобновлению российского промысла в Юго-Восточной части Тихого океана (ЮВТО).* – Калининград: Изд. АтлантНИРО, 2003. – 62 с.
93. *Робастность в статистике. Подход на основе функций влияния*/ Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 512 с.
94. *Рожков В.А.* Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Кн.1 – СПб: Гидромеоиздат, 2001. – 340 с.
95. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. – М.: Наука, 1977. – 255 с.
96. *Рудометкина Г.П., Л.Г. Гардина, Г.З. Галактионов, А.Б. Бендик.* Распределение и питание перуанской ставриды *Trachurus murphy* (Nichols, 1920) в раннем онтогенезе // Экологические рыбохозяйственные исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана: Сб.науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1988. – С. 50–68.
97. *Руководство по химическому анализу морских вод* / РД-52.10.243–92. – СПб: Гидрометеиздат, 1993. – 262 с.
98. *Саркисян А.С.* Численный анализ и прогноз морских течений. – Л.: Гидрометеиздат, 1977.
99. *Саруханян Э.И., Н.П. Смирнов.* Водные массы и циркуляция Южного океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.

100. *Сирота А.М., Г.Н. Андрианов.* Пространственно-временная изменчивость температуры поверхности вод Юго-Восточной части Тихого океана / Промыслово-биологические исследования АтлантНИРО в 2000–2001 годах. Том 1. Атлантический океан и Юго-Восточная часть Тихого океана: сб. научн. трудов Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 2002. – С.26–38.
101. *Сирота А.М., С.А. Лебедев, Е.Н. Тимохин, П.П. Чернышков.* Использование спутниковой альтиметрии для диагноза промыслово-океанологических условий в Атлантическом и юго-восточной части Тихого океанов. – Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 2004. – 68 с.
102. *Скриптунова Л.И.* Методы морских гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 279 с
103. *Смирнов Н.П., В.Н. Воробьев.* Северо-тихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана. – СПб.: РГГМУ, 2002. – 121 с.
104. *Смирнов Н.П., П.А. Вайновский, Ю.Э. Титов.* Статистический анализ и прогноз океанологических процессов. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 198 с.
105. *Смирнов Н.П., Э.И. Саруханян, И.В. Розанова.* Циклонические центры действия Южного полушария и изменения климата. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2004. – 209 с.
106. *Справочник гидрохимика: рыбное хозяйство / А.И. Агатова, И.А. Налетова, В.Л. Зубаревич; Под. ред. В.В. Сапожникова.* – М.: Агропромиздат, 1991. – 224 с.
107. *Солдат В.Т., Ф.В. Коломейко.* Возрастная структура уловов и величина возможного вылова перуанской ставриды (*Trachurus Murphuy*) в океанических водах южной части тихоого океана. // Тезисы на конференцию. КГТУ, 2007.
108. *Статистические методы для ЭВМ.* / Под ред. Эйслеяна и др. – М., Наука, 1986. – 439 с.
109. *Степанов В.Н.* Океаносфера. – М., Мысль, 1983. – 270 с.
110. *Тимохин Е.Н.* Изменчивость атмосферной циркуляции над южной частью Тихого океана и ее связь с океанической поверхностной циркуляцией // Вопросы промысловой океанологии. – 2007. – Вып. 4, №2. – С. 192–205.
111. *Тихий океан* / Под ред. О.К. Леонтьева. – М.: Изд-во Мысль, 1982. – 315 с.
112. *Тьюки Д.* Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ. – М.: Мир, 1981. – 693 с.
113. *Уланова Е.С., В.И. Забелин.* Методы корреляционного и регрессионного анализа в агрометеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 207 с.
114. *Факторный, дискриминантный и кластерный анализ /* Ким Д.О., Клекка У.Р. Мьоллер Ч.Х. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 215 с.
115. *Федоров К.Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов. – Л., Гидрометеиздат, 1983. – 296 с.
116. *Федосеев А.Ф.* Прогноз температуры поверхности океана на акватории Перуанского подрайона юго-восточной части Тихого океана / Экологические рыбохозяйственные исследования в южной части Тихого океана: Сб. науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1991. – С. 117–123.

117. Федосеев А.Ф., В.Ф. Цыганов. Океанологические предпосылки биопродуктивности вод южной части Тихого океана / Исследование биоресурсов и состояние промысла в открытых водах юго-восточной части Тихого океана: Сб.науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1986. – С. 5–21.
118. Фукс В.Р. Спутниковая альтиметрия в промысловой океанографии // Вопросы промысловой океанологии. – 2004. – Вып. 4, №2. – С.126–146.
119. Харман Г. Современный факторный анализ. – М.: Статистика, 1972. – 486 с.
120. Хьюбер П. Робастность в статистике / Пер. с англ. – М.: Мир, 1984. – 304 с.
121. Чернега Г.А. Некоторые закономерности макромасштабной изменчивости атмосферной циркуляции над южной частью Тихого океана / Экологические рыбохозяйственные исследования в южной части Тихого океана: сб.науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1991. – С. 92–99.
122. Шульговский К.Е. Крупномасштабная изменчивость океанологических условий в западной части Атлантического сектора Антарктики и ее влияние на распределение криля. – Калининград: Изд. АтлантНИРО, 2005. – 148 с.
123. Щербич Л.В. Методика определения возраста тихоокеанской ставриды Чилийского подрайона / Экологические рыбохозяйственные исследования в южной части Тихого океана: сб.науч. тр. Атлант. НИИ рыб. хоз-ва и океанографии. – Калининград, 1991. – С. 35–53.
124. Яковлев В.Н. Гидрометеорологическое обеспечение океанического рыболовства. – М.: Пищевая промышленность, 1976. – 229 с.
125. Яковлев В.Н., Ю.С. Альтман. Применение кластер-анализа для классификации океанологических процессов / Вопросы использования оперативной спутниковой информации в рыбохозяйственных исследованиях. – Калининград, 1980. – С. 11–18.
126. Яковлев В.Н., Ю.С.Альтман. Методические рекомендации по прогнозированию промыслово-океанологических характеристик некоторыми статистико-вероятностными методами. – Калининград, 1985. – 94 с.
127. Belkin I.M., A.L. Gordon. Southern-ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania // J. Geoph. Res.– 1996.– V.101 (C2).– Pp. 03675–03696.
128. CARTON-GIESE SODA Version 2.0.2-4/ The International Research Institute for Climate and Society of Columbia University, USA: IRI-LDEO Climate Data Library. – Electronic data. – Mode of access: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/sources/carton-giese/soda/v2p0p2-4/>; free
129. Carton J. A., Giese B.S., Grodsky S.A. Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis. // J. Geophys. Res. – 2005. – Vol. 110, No. 9. – C09006, doi:10.1029/2004JC002817.
130. Chaigneau A., O. Pizarro. Surface circulation and fronts of the South Pacific Ocean, east of 120°W // Geophys. Res. Lett. – 2005.– 32, (No. 8). – L08605, doi:10.1029/2004GL022070.
131. Chelton, D.B., J.C. Ries, B.J. Haines, L.L. Fu, P.S. Callahan. Satellite Altimetry // Satellite altimetry and Earth sciences / Ed. L.L. Fu and A. Cazenave. – London: Academic Press, 2001.

132. *Davis R.* The mid-depth circulation in the Tropical and South Pacific from AL-ACE floats // U.S. WOCE Report. 1998, U.S. WOCE Implementation Report Number 10. – U.S. WOCE Office, College Station, TX, 1998 – P. 18–21.
133. *Ducet, N., P.-Y. Le Traon, G. Reverdin.* Global high resolution mapping of ocean circulation from Topex/Poseidon and ERS-1 and -2 // J. Geophys. Res. – 2000. – 105 (C8). – Pp. 19477–19498.
134. *Gong D., S. Wang.* Definition of Antarctic oscillation index // Geophys. Res. Ltrs. – 1999. – Vol. 26, No. 4. – P. 459–462.
135. *Hanawa K., L.D. Talley.* Mode waters // Ocean circulation and climate-observing and modelling the Global Ocean / Eds. Siedler G. et al. – London: Academic Press, 2001. – Pp. 373–386.
136. *Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne, and Dennis Joseph.* The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1996. – 77. – P. 437 – 471.
137. *Lebedev S.A., Sirota A.M.* Fishing and Oceanologic Investigation of the South-eastern Pacific Ocean by Satellite Radiometry and Altimetry Data. // 35th COSPAR Scientific Assembly, Paris, France 18–25 July 2004, COSPAR04-A-04033. – Electronic resource. – Mode of access: http://crdix5.yerphi.am/INTAS_2003/data/A2.1-0015-04.html; free.
138. *Locarnini R.A., Mishonov A.V. et al.* World Ocean Atlas 2005. – Volume 1: Temperature. / S. Levitus, Ed. – NOAA Atlas NESDIS 61. – Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 2006. – 182 pp. – Volume 2: Salinity. – NOAA Atlas NESDIS 62. – Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 2006. – 182 pp.
139. *Marques R.F.C., V. Brahmananda Rao.* A diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific ocean // Monthly Weather Rev. – 1999. – Vol. 127, N 8. – P. 1761–1776.
140. *Morrow R., P.Y. Le Traon.* Mesoscale Eddy Dynamics observed with 15 years of altimetric data // 15 years of progress in radar altimetry: Symposium – Venice, 2006.
141. *NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY* Diagnostic data / The International Research Institute for Climate and Society of Columbia University, USA: IRI-LDEO Climate Data Library. – Electronic data. – Mode of access: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP-NCAR/CDAS-1/MONTHLY/Diagnostic/surface/>; free
142. *NOAA NODC WOA05 Grid-1x1* Monthly objectively analyzed mean / The International Research Institute for Climate and Society of Columbia University, USA: IRI-LDEO Climate Data Library. – Electronic data. – Mode of access: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NODC/WOA05/Grid-1x1/Monthly/an/>; free
143. *Orsi A.H., T. Whitworth III, W.D. Nowlin Jr.* On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // Deep-Sea Res. – 1995. – Part 1, 42. – Pp. 641–673.

144. Pascual A., Y. Faugere, G. Larnicol, P-Y Le Traon. Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters.// *Geophys. Res. Lett.* – 33. – L02611. – doi:10.1029/2005GL024633, 2006.
145. Patterson S.L., T. Whitworth. *Physical Oceanography // Antarctic Sector of the Pacific*: Elsevier Oceanogr. Ser./Ed. Glasby G.P. – 1990. – V. 51. – P. 55–93.
146. Rayner N.A., E.B. Horton, D.E. Parker, C.K. Folland, R.B. Hackett. Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature dataset, 1903–94 // *Climate Research Technical Note* 74. – 1996. – Hadley Centre, U.K. Meteorological Office.
147. Reid Jr. J.L. On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports // *Progr. Oceanogr.* – 1997. – V. 39. – P. 263–352.
148. Renwick J.A. ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking // *Monthly Weather Rev.* – 1998. – Vol. 126, N. 12. – P. 3117–3123.
149. *Report of the South Pacific regional fisheries management organization // Chilean Jack mackerel workshop, 30 June – 4 July 2008, Santiago, Chile.* – Electronic resource. – Mode of access: [http://www.southpacificrfmo.org/assets/Chilean Jack Mackerel Report and Papers/00. SPRFMO JM 2008 Workshop Report - FINAL \(6\). pdf](http://www.southpacificrfmo.org/assets/Chilean Jack Mackerel Report and Papers/00. SPRFMO JM 2008 Workshop Report - FINAL (6). pdf), free.
150. *Research and management of Chilean Jack Mackerel (Trachurus murphyi) exploited in the South East Pacific Ocean.* // SPRFMO 3. Report of the Science Working Group. – Renaca, CHILE, April 2007.
151. Reynolds R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes, W. Wang. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate // *J. Climate.* – 2002. – 15. – PP. 1609–1625.
152. Sloyan B.H., S.R. Rintoul. Circulation, renewal, and modification of Antarctic Mode and Intermediate Water // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31. № 4. P. 1005–1030.
153. Slutz R.J., S.J. Lubker, J.D. Hiscox, S.D. Woodruff, R.L. Jenne, P.M. Steurer, J.D. Elms. *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; Release 1/ Climate Research Program.* – 1985. – Boulder, Colorado.
154. Smith, R.D., J.K. Dukowicz, R.C. Malone. Parallel ocean general circulation modeling // *Physica D.* – 1992. – 60. – Pp. 38–61.
155. Smith T.M., R.W. Reynolds, Thomas C. Peterson, Jay Lawrimore. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006) // *Journal of Climate.* – 2008. – 21. – Pp. 2283–2296.
156. Sokolov S., S.R. Rintoul. Circulation and water masses of the southwest Pacific: WOCE Section P 11, Papua New Guinea to Tasmania // *J. Mar. Res.* – 2000. – V. 58. № 2. – Pp. 223–268.
157. Thompson D.W.J., J.M. Wallace. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability // *J. Clim.* – 2000. – Vol. 13, N 5. – P. 1000–1016.
158. Tomczak M., J.S. Godfrey. *Regional Oceanography: An Introduction* / 2nd edn. – Delhi, Daya Publishing House, 2003. – 390 pp.

Характеристики южнотихоокеанского антициклона

Давление в центре

Год	Месяц												Ср. год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1949	1021,1	1022,6	1021,3	1019,3	1019,9	1023,5	1021,7	1023,9	1028,6	1027,6	1024,0	1022,4	1023,0
1950	1020,1	1022,1	1024,0	1024,0	1020,5	1021,2	1020,5	1028,4	1021,9	1025,3	1023,7	1023,0	1022,9
1951	1024,6	1026,3	1021,2	1019,0	1017,1	1020,1	1021,8	1021,5	1021,5	1021,8	1022,5	1022,0	1021,6
1952	1021,6	1021,7	1020,9	1019,7	1022,2	1025,7	1023,1	1024,9	1021,9	1022,7	1023,0	1021,8	1022,4
1953	1022,3	1020,4	1025,5	1022,9	1021,0	1023,2	1022,2	1021,5	1021,2	1028,8	1025,4	1023,3	1023,0
1954	1027,6	1028,5	1023,4	1023,7	1023,8	1019,3	1025,1	1023,3	1029,7	1027,9	1025,9	1026,5	1025,4
1955	1023,0	1025,7	1026,3	1023,2	1019,9	1021,6	1026,5	1028,0	1027,2	1024,3	1022,1	1024,9	1024,4
1956	1026,1	1023,0	1023,5	1020,4	1025,1	1027,0	1021,6	1021,0	1026,1	1025,2	1023,5	1021,8	1023,7
1957	1020,9	1021,4	1021,5	1021,8	1017,8	1020,4	1018,6	1020,0	1024,6	1023,2	1020,6	1021,7	1021,0
1958	1021,4	1026,7	1020,3	1018,9	1016,8	1022,5	1024,7	1023,0	1024,9	1023,5	1024,9	1023,1	1022,6
1959	1024,3	1026,2	1024,2	1022,8	1022,3	1019,4	1019,2	1025,4	1022,0	1026,6	1025,5	1026,9	1023,7
1960	1023,1	1022,5	1019,9	1021,7	1019,0	1022,4	1021,9	1024,1	1025,9	1025,7	1022,4	1023,4	1022,7
1961	1026,6	1026,7	1019,3	1025,9	1019,4	1019,8	1021,0	1024,8	1026,9	1024,4	1027,0	1026,0	1024,0
1962	1026,3	1022,7	1020,4	1020,3	1018,2	1021,7	1022,1	1024,5	1025,0	1027,0	1022,3	1019,9	1022,5
1963	1024,8	1024,9	1022,4	1019,0	1021,7	1019,3	1026,8	1020,4	1026,2	1025,7	1022,0	1023,1	1023,0
1964	1020,9	1023,5	1023,5	1024,4	1020,2	1022,6	1023,4	1024,5	1023,2	1022,8	1021,0	1020,8	1022,6
1965	1023,3	1018,7	1020,3	1019,5	1020,1	1018,2	1020,8	1021,0	1028,2	1030,3	1022,4	1023,8	1022,2
1966	1024,0	1025,1	1023,8	1022,7	1022,1	1024,1	1021,3	1023,3	1024,9	1026,6	1023,3	1022,8	1023,7
1967	1022,1	1024,0	1024,4	1022,9	1021,4	1024,8	1025,0	1024,2	1026,7	1022,7	1022,7	1021,5	1023,5
1968	1024,6	1021,2	1028,9	1021,5	1022,2	1025,8	1021,2	1021,8	1022,1	1024,9	1022,2	1022,2	1023,2
1969	1021,2	1024,1	1023,4	1021,9	1017,3	1020,9	1020,2	1020,7	1023,1	1022,8	1027,6	1023,8	1022,2
1970	1024,8	1022,9	1020,8	1019,7	1022,4	1024,5	1023,7	1023,9	1026,3	1023,3	1026,7	1023,6	1023,6
1971	1025,8	1025,7	1023,4	1024,9	1020,2	1024,9	1021,9	1027,2	1024,8	1024,4	1025,2	1026,1	1024,5
1972	1020,4	1021,3	1021,9	1022,3	1016,9	1016,7	1022,8	1021,8	1024,4	1024,9	1022,2	1021,6	1021,4
1973	1023,1	1024,8	1023,7	1020,9	1021,0	1023,5	1022,6	1026,6	1027,5	1025,7	1024,8	1025,5	1024,1
1974	1023,4	1027,1	1023,2	1023,9	1020,0	1022,9	1024,1	1025,2	1025,0	1026,4	1028,2	1021,3	1024,2
1975	1023,6	1022,7	1022,1	1020,0	1020,2	1020,6	1022,1	1026,1	1027,0	1025,6	1024,5	1022,3	1023,1

1976	1021,9	1022,6	1022,7	1023,0	1018,5	1019,9	1019,9	1019,9	1026,2	1024,3	1018,9	1021,4	1017,5	1021,4
1977	1018,5	1022,5	1021,6	1019,5	1019,8	1020,5	1027,3	1027,3	1025,4	1023,0	1021,9	1022,7	1020,4	1021,9
1978	1022,6	1021,3	1023,1	1021,5	1021,1	1022,0	1019,8	1019,8	1027,8	1023,2	1020,1	1019,7	1022,8	1022,1
1979	1019,7	1022,8	1020,4	1019,4	1019,8	1024,7	1019,2	1019,2	1020,8	1023,7	1026,0	1018,9	1019,9	1021,3
1980	1021,4	1020,0	1018,4	1019,2	1019,4	1020,5	1021,7	1021,7	1022,3	1024,4	1025,2	1023,7	1021,2	1021,5
1981	1023,5	1025,2	1018,9	1019,3	1018,6	1023,0	1021,8	1021,8	1023,7	1025,5	1023,9	1026,4	1023,6	1022,8
1982	1020,6	1024,7	1022,7	1020,1	1019,2	1020,8	1019,3	1019,3	1020,8	1019,4	1022,8	1022,4	1021,6	1021,2
1983	1019,3	1021,7	1022,0	1020,3	1020,4	1021,7	1023,1	1023,1	1023,5	1025,8	1023,3	1024,9	1021,5	1022,3
1984	1020,7	1022,1	1020,8	1022,4	1027,1	1022,2	1020,0	1020,0	1025,0	1020,6	1023,3	1027,0	1023,7	1022,9
1985	1021,3	1023,1	1024,3	1023,5	1020,3	1018,4	1022,0	1022,0	1027,2	1023,6	1021,3	1023,0	1025,8	1022,8
1986	1023,6	1022,2	1024,5	1019,8	1018,8	1021,4	1020,5	1020,5	1019,7	1022,4	1022,6	1024,1	1024,5	1022,0
1987	1023,2	1018,3	1018,0	1021,0	1022,6	1022,7	1017,3	1017,3	1020,0	1022,6	1022,0	1023,1	1022,6	1021,1
1988	1022,5	1020,5	1019,7	1021,3	1022,1	1024,5	1023,5	1023,5	1022,9	1029,4	1027,5	1025,1	1023,5	1023,5
1989	1021,6	1020,6	1022,8	1022,2	1020,5	1021,3	1021,8	1021,8	1023,5	1026,4	1026,4	1021,3	1022,1	1022,5
1990	1022,9	1020,2	1022,6	1019,6	1020,9	1022,6	1024,3	1024,3	1021,1	1023,1	1027,2	1026,9	1022,0	1022,8
1991	1022,1	1022,5	1020,3	1018,8	1017,8	1019,9	1023,3	1023,3	1026,3	1021,4	1023,5	1020,4	1019,6	1021,3
1992	1020,4	1020,5	1016,5	1019,8	1020,1	1020,8	1024,0	1024,0	1022,2	1023,7	1023,9	1020,1	1020,5	1021,1
1993	1019,0	1020,1	1017,9	1018,2	1020,8	1019,7	1024,0	1024,0	1022,7	1023,0	1022,3	1024,7	1022,7	1021,2
1994	1020,9	1024,9	1018,3	1018,4	1018,6	1020,5	1021,1	1021,1	1025,5	1019,9	1022,0	1023,8	1021,9	1021,4
1995	1022,3	1020,8	1020,9	1018,8	1020,3	1020,5	1024,7	1024,7	1023,5	1024,6	1022,7	1025,6	1021,0	1022,1
1996	1027,0	1026,6	1022,3	1022,6	1021,3	1020,3	1020,5	1020,5	1023,6	1026,5	1024,9	1022,4	1025,7	1023,6
1997	1024,9	1024,0	1019,8	1019,9	1016,4	1020,4	1019,3	1019,3	1020,0	1023,1	1024,6	1022,8	1023,5	1021,6
1998	1025,9	1022,8	1021,2	1019,7	1018,8	1023,6	1027,3	1027,3	1027,7	1026,2	1026,7	1026,8	1025,6	1024,4
1999	1025,1	1024,6	1024,1	1022,8	1021,1	1019,7	1025,7	1025,7	1020,6	1024,1	1026,6	1021,9	1023,1	1023,4
2000	1022,1	1021,7	1023,2	1022,4	1021,7	1023,7	1025,9	1025,9	1022,0	1022,5	1023,5	1021,9	1023,1	1022,8
2001	1023,1	1024,4	1022,4	1025,8	1021,5	1024,2	1019,9	1019,9	1022,4	1027,7	1021,6	1025,6	1022,8	1023,4
2002	1024,2	1022,3	1020,4	1025,7	1017,8	1024,1	1024,3	1024,3	1022,1	1023,7	1021,7	1024,5	1022,5	1022,8
2003	1023,0	1023,6	1020,9	1021,0	1020,5	1019,4	1024,9	1024,9	1024,4	1023,3	1022,0	1020,9	1027,0	1022,6

Положение центра: долгота

Год	Месяц												Сред
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1949	-92,5	-92,5	-90,0	-82,5	-107,5	-105,0	-95,0	-92,5	-102,5	-95,0	-92,5	-90,0	-94,8
1950	-92,5	-95,0	-95,0	-97,5	-87,5	-120,0	-115,0	-100,0	-90,0	-90,0	-107,5	-102,5	-99,4
1951	-100,0	-127,5	-90,0	-87,5	-82,5	-95,0	-87,5	-82,5	-92,5	-85,0	-92,5	-115,0	-94,8
1952	-92,5	-90,0	-87,5	-85,0	-87,5	-102,5	-95,0	-90,0	-92,5	-92,5	-87,5	-92,5	-91,3
1953	-95,0	-92,5	-97,5	-92,5	-115,0	-92,5	-92,5	-82,5	-95,0	-100,0	-90,0	-92,5	-94,8
1954	-112,5	-102,5	-87,5	-90,0	-90,0	-82,5	-107,5	-102,5	-97,5	-127,5	-105,0	-97,5	-100,2
1955	-102,5	-105,0	-100,0	-92,5	-82,5	-82,5	-95,0	-92,5	-105,0	-125,0	-90,0	-102,5	-97,9
1956	-102,5	-100,0	-112,5	-85,0	-92,5	-112,5	-92,5	-82,5	-110,0	-105,0	-97,5	-100,0	-99,4
1957	-92,5	-102,5	-87,5	-85,0	-82,5	-82,5	-82,5	-92,5	-92,5	-92,5	-87,5	-95,0	-89,6
1958	-90,0	-100,0	-97,5	-87,5	-82,5	-105,0	-97,5	-92,5	-105,0	-95,0	-102,5	-97,5	-96,0
1959	-100,0	-100,0	-100,0	-100,0	-85,0	-107,5	-95,0	-100,0	-95,0	-100,0	-97,5	-100,0	-98,3
1960	-107,5	-97,5	-112,5	-87,5	-92,5	-92,5	-92,5	-95,0	-90,0	-102,5	-105,0	-90,0	-97,1
1961	-112,5	-100,0	-92,5	-100,0	-92,5	-82,5	-92,5	-95,0	-100,0	-102,5	-102,5	-100,0	-97,7
1962	-100,0	-92,5	-90,0	-92,5	-92,5	-92,5	-90,0	-92,5	-95,0	-97,5	-95,0	-95,0	-93,8
1963	-102,5	-97,5	-102,5	-92,5	-107,5	-95,0	-100,0	-95,0	-92,5	-90,0	-95,0	-100,0	-97,5
1964	-102,5	-100,0	-90,0	-100,0	-97,5	-115,0	-92,5	-102,5	-92,5	-92,5	-92,5	-100,0	-98,1
1965	-100,0	-102,5	-87,5	-95,0	-102,5	-82,5	-92,5	-92,5	-97,5	-100,0	-95,0	-92,5	-95,0
1966	-102,5	-92,5	-90,0	-100,0	-87,5	-105,0	-92,5	-92,5	-100,0	-92,5	-100,0	-100,0	-96,3
1967	-92,5	-95,0	-90,0	-85,0	-117,5	-92,5	-107,5	-92,5	-92,5	-92,5	-87,5	-87,5	-94,4
1968	-90,0	-100,0	-97,5	-92,5	-85,0	-105,0	-95,0	-92,5	-92,5	-90,0	-95,0	-95,0	-94,2
1969	-87,5	-112,5	-112,5	-92,5	-82,5	-92,5	-92,5	-89,5	-90,0	-90,0	-102,5	-90,0	-94,5
1970	-95,0	-92,5	-87,5	-85,0	-95,0	-92,5	-95,0	-90,0	-130,0	-92,5	-100,0	-97,5	-96,0
1971	-102,5	-100,0	-102,5	-90,0	-90,0	-95,0	-95,0	-92,5	-107,5	-90,0	-92,5	-102,5	-96,7
1972	-90,0	-92,5	-102,5	-85,0	-82,5	-82,5	-92,5	-90,0	-102,5	-92,5	-90,0	-92,5	-91,3
1973	-100,0	-100,0	-115,0	-100,0	-92,5	-92,5	-92,5	-87,5	-85,0	-100,0	-87,5	-102,5	-96,5
1974	-127,5	-102,5	-102,5	-85,0	-92,5	-105,0	-90,0	-87,5	-85,0	-95,0	-102,5	-87,5	-96,9
1975	-97,5	-100,0	-100,0	-92,5	-95,0	-107,5	-92,5	-92,5	-97,5	-125,0	-95,0	-95,0	-99,2
1976	-102,5	-105,0	-97,5	-85,0	-82,5	-82,5	-82,5	-100,0	-87,5	-82,5	-92,5	-90,0	-90,8
1977	-92,5	-100,0	-90,0	-92,5	-85,0	-95,0	-105,0	-102,5	-92,5	-95,0	-92,5	-87,5	-94,2

1978	-105,0	-105,0	-92,5	-85,0	-92,5	-105,0	-95,0	-92,5	-82,5	-92,5	-94,6
1979	-82,5	-100,0	-85,0	-82,5	-82,5	-85,0	-82,5	-82,5	-95,0	-82,5	-86,7
1980	-92,5	-97,5	-87,5	-105,0	-95,0	-90,0	-95,0	-92,5	-87,5	-90,0	-93,8
1981	-105,0	-105,0	-95,0	-92,5	-95,0	-87,5	-92,5	-95,0	-85,0	-90,0	-93,8
1982	-92,5	-95,0	-90,0	-85,0	-95,0	-102,5	-82,5	-92,5	-92,5	-87,5	-91,5
1983	-90,0	-85,0	-107,5	-90,0	-90,0	-105,0	-87,5	-107,5	-87,5	-90,0	-92,9
1984	-90,0	-97,5	-97,5	-87,5	-110,0	-92,5	-95,0	-97,5	-82,5	-92,5	-94,4
1985	-95,0	-95,0	-100,0	-100,0	-92,5	-107,5	-95,0	-105,0	-105,0	-97,5	-99,0
1986	-100,0	-97,5	-92,5	-92,5	-82,5	-92,5	-82,5	-82,5	-87,5	-100,0	-92,3
1987	-102,5	-92,5	-92,5	-105,0	-90,0	-85,0	-82,5	-82,5	-95,0	-92,5	-91,3
1988	-92,5	-97,5	-95,0	-97,5	-85,0	-107,5	-107,5	-107,5	-95,0	-102,5	-98,5
1989	-100,0	-87,5	-125,0	-87,5	-85,0	-107,5	-105,0	-92,5	-87,5	-87,5	-98,1
1990	-115,0	-115,0	-92,5	-87,5	-85,0	-85,0	-90,0	-82,5	-92,5	-102,5	-95,8
1991	-115,0	-90,0	-87,5	-92,5	-82,5	-82,5	-102,5	-102,5	-92,5	-95,0	-93,5
1992	-100,0	-92,5	-92,5	-102,5	-105,0	-95,0	-87,5	-92,5	-90,0	-87,5	-95,8
1993	-90,0	-90,0	-82,5	-92,5	-102,5	-92,5	-90,0	-85,0	-87,5	-102,5	-91,0
1994	-90,0	-100,0	-82,5	-85,0	-82,5	-92,5	-90,0	-97,5	-82,5	-112,5	-93,3
1995	-102,5	-90,0	-90,0	-92,5	-82,5	-92,5	-107,5	-107,5	-87,5	-102,5	-94,6
1996	-112,5	-102,5	-90,0	-92,5	-85,0	-82,5	-80,0	-102,5	-90,0	-90,0	-93,5
1997	-115,0	-112,5	-90,0	-90,0	-82,5	-105,0	-92,5	-92,5	-102,5	-107,5	-99,8
1998	-112,5	-87,5	-92,5	-92,5	-82,5	-112,5	-115,0	-100,0	-87,5	-100,0	-96,9
1999	-92,5	-102,5	-100,0	-87,5	-87,5	-105,0	-85,0	-82,5	-105,0	-92,5	-94,2
2000	-90,0	-92,5	-97,5	-97,5	-95,0	-105,0	-87,5	-112,5	-95,0	-87,5	-94,8
2001	-117,5	-127,5	-100,0	-97,5	-105,0	-85,0	-82,5	-92,5	-90,0	-102,5	-97,9
2002	-102,5	-90,0	-115,0	-100,0	-107,5	-87,5	-90,0	-95,0	-110,0	-92,5	-99,0
2003	-90,0	-105,0	-85,0	-90,0	-95,0	-82,5	-87,5	-85,0	-92,5	-87,5	-90,2

Положение центра: широта

Год	Месяц												Ср. год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1949	-30,0	-32,5	-32,5	-35,0	-32,5	-30,0	-25,0	-27,5	-40,0	-35,0	-32,5	-35,0	-32,3
1950	-30,0	-35,0	-35,0	-35,0	-35,0	-30,0	-25,0	-45,0	-27,5	-32,5	-32,5	-32,5	-32,9
1951	-35,0	-42,5	-35,0	-35,0	-25,0	-25,0	-30,0	-25,0	-25,0	-32,5	-30,0	-35,0	-31,3
1952	-32,5	-35,0	-35,0	-35,0	-32,5	-40,0	-27,5	-27,5	-27,5	-27,5	-35,0	-32,5	-32,3
1953	-32,5	-35,0	-37,5	-32,5	-35,0	-27,5	-25,0	-25,0	-25,0	-37,5	-32,5	-32,5	-31,5
1954	-37,5	-37,5	-35,0	-32,5	-32,5	-25,0	-30,0	-50,0	-32,5	-40,0	-32,5	-35,0	-35,0
1955	-30,0	-35,0	-42,5	-32,5	-25,0	-25,0	-35,0	-32,5	-30,0	-37,5	-30,0	-32,5	-32,3
1956	-32,5	-35,0	-35,0	-37,5	-30,0	-35,0	-27,5	-25,5	-32,5	-32,5	-32,5	-30,0	-32,1
1957	-30,0	-32,5	-35,0	-35,0	-25,0	-25,0	-25,0	-25,0	-27,5	-27,5	-32,5	-30,0	-29,2
1958	-35,0	-37,5	-35,0	-35,0	-25,0	-30,0	-35,0	-27,5	-30,0	-30,0	-32,5	-37,5	-32,5
1959	-35,0	-35,0	-37,5	-35,0	-35,0	-27,5	-25,0	-30,0	-27,5	-32,5	-37,5	-35,0	-32,7
1960	-35,0	-37,5	-37,5	-35,0	-27,5	-30,0	-27,5	-27,5	-32,5	-30,0	-30,0	-35,0	-32,1
1961	-37,5	-37,5	-32,5	-37,5	-27,5	-25,0	-25,0	-27,5	-30,0	-30,0	-35,0	-35,0	-31,7
1962	-35,0	-35,0	-35,0	-27,5	-25,5	-27,5	-27,5	-27,5	-27,5	-32,5	-30,0	-27,5	-29,8
1963	-35,0	-35,0	-30,0	-27,5	-47,5	-25,0	-35,0	-25,0	-30,0	-35,0	-27,5	-32,5	-32,1
1964	-30,0	-35,0	-35,0	-35,0	-37,5	-32,5	-30,0	-30,0	-27,5	-27,5	-30,0	-30,0	-31,7
1965	-35,0	-30,0	-35,0	-27,5	-47,5	-25,0	-25,0	-27,5	-35,0	-37,5	-30,0	-35,0	-32,5
1966	-35,0	-37,5	-35,0	-37,5	-32,5	-30,0	-27,5	-27,5	-35,0	-32,5	-35,0	-30,0	-32,9
1967	-32,5	-35,0	-35,0	-35,0	-30,0	-27,5	-27,5	-27,5	-30,0	-27,5	-32,5	-35,0	-31,3
1968	-35,0	-35,0	-35,0	-27,5	-35,0	-30,0	-25,0	-25,0	-27,5	-30,0	-27,5	-27,5	-30,0
1969	-35,0	-37,5	-35,0	-27,5	-25,0	-27,5	-25,0	-27,0	-30,0	-32,5	-35,0	-32,5	-30,8
1970	-35,0	-32,5	-35,0	-35,0	-27,5	-27,5	-25,0	-27,5	-35,0	-27,5	-32,5	-30,0	-30,8
1971	-32,5	-35,0	-32,5	-35,0	-27,5	-27,5	-25,0	-30,0	-30,0	-32,5	-32,5	-37,5	-31,5
1972	-35,0	-35,0	-35,0	-35,0	-25,0	-25,0	-30,0	-27,5	-30,0	-30,0	-32,5	-32,5	-31,0
1973	-32,5	-37,5	-37,5	-37,5	-27,5	-27,5	-27,5	-32,5	-35,0	-32,5	-35,0	-32,5	-32,9
1974	-32,5	-37,5	-32,5	-35,0	-25,0	-27,5	-30,0	-32,5	-35,0	-32,5	-35,0	-32,5	-32,3
1975	-37,5	-35,0	-35,0	-27,5	-27,5	-27,5	-27,5	-30,0	-30,0	-32,5	-30,0	-30,0	-30,8
1976	-32,5	-32,5	-35,0	-35,0	-25,0	-27,5	-25,0	-37,5	-32,5	-27,5	-30,0	-30,0	-30,8
1977	-30,0	-32,5	-35,0	-27,5	-30,0	-27,5	-32,5	-30,0	-27,5	-27,5	-30,0	-32,5	-30,2

1978	-32,5	-35,0	-32,5	-35,0	-27,5	-30,0	-25,0	-32,5	-27,5	-32,5	-27,5	-32,5	-32,5	-30,8
1979	-35,0	-35,0	-35,0	-37,5	-27,5	-35,0	-25,0	-27,5	-32,5	-35,0	-32,5	-32,5	-30,0	-32,3
1980	-35,0	-32,5	-35,0	-27,5	-25,0	-27,5	-25,0	-27,5	-32,5	-32,5	-32,5	-32,5	-30,4	-30,4
1981	-32,5	-35,0	-35,0	-27,5	-25,0	-32,5	-27,5	-27,5	-32,5	-35,0	-32,5	-32,5	-30,6	-30,6
1982	-30,0	-35,0	-35,0	-32,5	-25,0	-27,5	-25,0	-27,5	-25,0	-32,5	-35,0	-35,0	-30,4	-30,4
1983	-32,5	-35,0	-37,5	-32,5	-32,5	-30,0	-35,0	-27,5	-32,5	-32,5	-35,0	-32,5	-32,9	-32,9
1984	-32,5	-35,0	-35,0	-35,0	-42,5	-37,5	-25,0	-35,0	-25,0	-27,5	-35,0	-35,0	-33,3	-33,3
1985	-32,5	-35,0	-37,5	-35,0	-27,5	-25,0	-27,5	-30,0	-27,5	-30,0	-32,5	-35,0	-31,3	-31,3
1986	-35,0	-35,0	-35,0	-27,5	-25,0	-27,5	-30,0	-35,0	-27,5	-32,5	-35,0	-35,0	-30,8	-30,8
1987	-32,5	-30,0	-27,5	-30,0	-35,0	-32,5	-22,5	-25,0	-32,5	-27,5	-30,0	-35,0	-30,0	-30,0
1988	-35,0	-37,5	-27,5	-35,0	-35,0	-32,5	-35,0	-27,5	-32,5	-35,0	-32,5	-35,0	-32,9	-32,9
1989	-35,0	-35,0	-40,0	-35,0	-32,5	-27,5	-27,5	-27,5	-35,0	-35,0	-32,5	-35,0	-33,1	-33,1
1990	-37,5	-35,0	-35,0	-40,0	-32,5	-32,5	-30,0	-27,5	-27,5	-32,5	-35,0	-35,0	-33,1	-33,1
1991	-37,5	-32,5	-35,0	-27,5	-25,0	-25,0	-27,5	-35,0	-27,5	-35,0	-27,5	-30,0	-30,4	-30,4
1992	-35,0	-32,5	-27,5	-32,5	-47,5	-27,5	-32,5	-27,5	-30,0	-32,5	-32,5	-35,0	-32,7	-32,7
1993	-32,5	-32,5	-27,5	-30,0	-27,5	-25,0	-30,0	-32,5	-35,0	-32,5	-32,5	-32,5	-30,8	-30,8
1994	-32,5	-35,0	-35,0	-32,5	-25,0	-27,5	-27,5	-32,5	-25,0	-30,0	-32,5	-32,5	-30,6	-30,6
1995	-32,5	-35,0	-35,0	-27,5	-32,5	-27,5	-47,5	-27,5	-30,0	-32,5	-32,5	-32,5	-32,7	-32,7
1996	-37,5	-37,5	-32,5	-30,0	-32,5	-25,0	-25,0	-30,0	-35,0	-30,0	-30,0	-35,0	-31,7	-31,7
1997	-32,5	-35,0	-35,0	-30,0	-25,0	-27,5	-25,0	-25,0	-32,5	-30,0	-30,0	-35,0	-30,2	-30,2
1998	-37,5	-40,0	-32,5	-27,5	-25,0	-35,0	-32,5	-35,0	-35,0	-35,0	-37,5	-35,0	-34,0	-34,0
1999	-35,0	-35,0	-37,5	-35,0	-35,0	-27,5	-32,5	-25,0	-30,0	-35,0	-30,0	-35,0	-32,7	-32,7
2000	-32,5	-35,0	-35,0	-35,0	-27,5	-27,5	-32,5	-35,0	-27,5	-35,0	-32,5	-32,5	-32,3	-32,3
2001	-32,5	-37,5	-37,5	-37,5	-30,0	-32,5	-25,0	-27,5	-32,5	-35,0	-32,5	-32,5	-32,7	-32,7
2002	-32,5	-35,0	-35,0	-35,0	-27,5	-35,0	-30,0	-25,0	-27,5	-32,5	-32,5	-32,5	-31,7	-31,7
2003	-32,5	-35,0	-35,0	-32,5	-27,5	-25,0	-32,5	-32,5	-27,5	-27,5	-32,5	-35,0	-31,3	-31,3

Характеристики индекса антарктического колебания

Год	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1979	0,21	0,36	0,90	0,68	0,72	1,70	2,41	0,55	0,63	0,16	-0,42	-0,95
1980	-0,45	-0,98	-1,42	-2,07	-0,48	0,29	-1,94	-1,00	-1,70	0,58	-2,01	-0,36
1981	0,23	0,04	-0,97	-1,46	-0,34	0,35	-0,99	-2,12	-1,51	-0,26	0,63	1,12
1982	-0,55	0,28	1,60	1,53	0,12	0,92	-0,41	0,78	1,58	-0,70	-0,85	-1,93
1983	-1,34	-1,08	0,17	0,15	-0,44	-0,26	1,11	0,79	-0,70	1,19	0,73	0,48
1984	-1,10	-0,54	0,25	-0,20	-1,24	0,43	0,89	-0,55	0,33	-0,01	-0,02	-1,48
1985	-0,79	0,22	-0,13	0,03	-0,07	-0,33	1,91	0,59	1,51	0,47	1,08	1,24
1986	0,16	-1,59	-0,77	-0,09	-1,85	-0,62	0,09	-0,16	0,85	0,31	-0,22	0,89
1987	-0,95	-0,71	-0,13	-0,29	0,04	-0,70	-1,53	1,49	-0,80	0,46	1,06	0,27
1988	-0,61	0,55	-0,22	-0,08	-0,75	-1,05	0,58	-0,74	-0,69	-2,31	0,40	1,07
1989	0,62	0,85	0,63	-0,57	2,69	1,99	1,46	-0,13	-0,12	0,14	0,57	-0,45
1990	-0,35	1,15	0,41	-1,88	-1,80	0,09	-1,22	0,47	1,48	0,14	-0,36	-0,31
1991	0,87	-0,85	0,52	-0,64	-0,54	-1,15	-1,22	0,04	-0,51	-0,62	-0,80	-2,07
1992	0,07	-1,63	-1,01	-0,44	-2,03	-2,19	-0,57	-0,35	0,44	-0,32	0,12	0,24
1993	-2,02	0,44	-0,38	0,09	1,26	1,22	1,96	1,08	1,06	0,75	0,32	1,03
1994	0,72	1,16	0,69	-0,05	-0,15	-1,68	-0,49	1,91	-0,95	-0,58	-0,79	0,93
1995	1,45	0,53	-0,15	0,65	1,40	-0,80	-3,01	-0,70	1,17	-0,06	0,14	1,47
1996	0,33	-0,52	0,54	0,12	0,98	-0,25	0,02	-1,50	-1,31	0,97	-1,67	-0,02
1997	0,37	-0,24	0,70	-0,46	1,03	-0,46	0,78	0,77	0,12	-0,59	-1,90	-0,84
1998	0,41	0,39	0,74	1,93	-0,04	1,03	1,45	0,90	-0,12	0,40	0,82	1,44
1999	1,00	0,46	0,18	0,95	1,64	-1,32	0,32	0,04	-0,01	1,65	-1,54	-1,29
2000	1,27	0,62	0,13	0,23	1,13	0,12	0,06	-0,67	-1,85	0,35	1,00	1,47
2001	-0,47	-0,26	-0,55	0,51	-0,26	0,39	-0,93	0,91	1,16	1,28	-0,92	1,31
2002	0,75	1,33	-1,82	0,17	-2,80	-1,11	-0,59	-0,10	-0,86	-2,56	-0,71	-1,32
2003	-0,99	-0,36	-0,19	0,22	0,38	-0,77	0,73	0,68	-0,32	-0,02	-0,24	-0,97
2004	0,81	-1,20	0,43	0,15	0,46	1,20	1,47	-0,07	0,25	-0,04	-0,55	-1,97
2005	-0,13	1,24	0,16	0,36	-0,30	-1,43	-0,25	0,23	0,24	0,03	0,10	0,64
2006	0,34	-0,21	0,50	-0,17	1,70	0,44	0,93	-1,73	-0,32	0,88	-0,98	1,93
2007	-0,08	0,07	-0,57	-1,04	-0,61	-1,20	-2,63	-0,11	0,03	-0,43	-0,98	1,93

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	6
Глава 1. Краткий обзор методов многомерного статистического анализа	18
1.1. Классификация методов	18
1.2. Множественный регрессионный анализ	20
1.3. Метод главных компонент	31
1.4. Метод факторного анализа	37
1.5. Кластерный анализ	42
1.6. Методические аспекты анализа пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических характеристик	51
Глава 2. Изменчивость давления и атмосферной циркуляции	58
2.1. Формирование и изменчивость южнотихоокеанского антициклона	58
2.2. Классификация фаз развития южнотихоокеанского антициклона	67
2.3. Пространственно-временная изменчивость поля давления	72
2.4. Сезонная и межгодовая изменчивость антарктического колебания в тихоокеанском секторе	76
2.5. О взаимосвязи поля давления с атмосферной циркуляцией	80
2.6. Изменчивость атмосферной циркуляции	88
Глава 3. Горизонтальная циркуляция океана	94
3.1. Общая характеристика крупномасштабной циркуляции вод	94
3.2. Особенности циркуляции и распределения первичной продукции по экспедиционным данным 1979–1991 и 2002–2003 гг.	108
3.3. Особенности циркуляции по данным спутниковой альтиметрии ...	116
3.4. Завихренность в поле поверхностных течений по данным спутниковой альтиметрии	125
Глава 4. Водные массы, гидрохимический режим и гидрологические фронты	133
4.1. Общая характеристика формирования водных масс	133
4.2. Климатологическое распределение водных масс в слое 0–1000 м ..	136
4.2.1. T,S-анализ	136
4.2.2. Кластерный анализ	143
4.3. Особенности распределения водных масс в летний (январь) и зимний (июнь) сезоны года в слое 0–1000 м	150
4.4. Вертикальное распределение гидрохимических характеристик в слое 0–100 м.	153
4.5. Пространственное распределение гидрохимических характеристик в слое 0–100 м	157
4.6. Анализ водных масс с учетом гидрохимических характеристик в слое 0–100 м	161
4.7. Гидрохимические условия формирования биологической продуктивности вод ЮВТО.	168

4.8. Методика выделения гидрологических фронтов	172
4.9. Пространственно-временная изменчивость южного субтропического фронта	177
Глава 5. Изменчивость температуры поверхности океана	186
5.1. Анализ исходных данных о температуре поверхности океана	186
5.2. Классификация и крупномасштабная изменчивость температуры поверхности океана.	199
5.3. Типизация среднемесячных полей температуры поверхности океана.	205
5.4. Взаимосвязь поля температуры поверхности океана с гидрометеорологическими параметрами	226
5.5. Проблема долгосрочного прогноза температуры поверхности океана	230
5.5.1. Долгосрочный прогноз средних годовых значений ТПО	234
5.5.2. Прогноз внутригодовой изменчивости ТПО	237
5.5.3. Использование метода главных компонент для долгосрочного прогноза температуры поверхности океана	241
Заключение	250
Литература	257
Приложение 1. Характеристики южнотихоокеанского антициклона	267
Приложение 2. Индекс антарктического колебания.	273

CONTENT

Foreword	3
Introduction	6
Chapter 1. Brief review of multivariate statistical analysis methods	18
1.1. Method classification	18
1.2. Multiple regression analysis	20
1.3. Principle component method	31
1.4. Factor analysis method	37
1.5. Cluster analysis	42
1.6. Methodic aspects of analysis of spatial-temporal variability of hydrometeorological characteristics	51
Chapter 2. Variability of pressure and atmospheric circulation	58
2.1. Formation and variability of South Pacific anticyclone	58
2.2. Classification of development stages of South Pacific anticyclone	67
2.3. Spatial-temporal variability of pressure field	72
2.4. Seasonal and interannual variability of Antarctic fluctuation in the Pacific sector	76
2.5. On interrelation of pressure field and atmospheric circulation	80
2.6. Atmospheric circulation variability	88
Chapter 3. Horizontal ocean circulaion	94
3.1. General properties of large-scale water circulation	94
3.2. Features of circulation and distribution of primary production according to 1979–1991 and 2002–2003 expedition data	108
3.3. Circulation features according to satellite altimetry data	116
3.4. Vorticity in surface current field according to satellite altimetry data	125
Chapter 4. Water masses, hydrological regime and hydrological fronts	133
4.1. General properties of water mass formation	133
4.2. Climatological distribution of water masses in the 0–1000 m layer	136
4.2.1. T,S-analysis	136
4.2.2. Cluster analysis	143
4.3. Features of water mass distribution in summer (January) and winter (June) in 0–1000 m layer	150
4.4. Vertical distribution of hydrochemical characteristics in 0–100 m layer ..	153
4.5. Spatial distribution of hydrochemical characteristics in 0–100 m layer ..	157
4.6. Water mass analysis inclusive of hydrochemical characteristics in 0–100 m layer	161
4.7. Hydrochemical conditions of biological productivity formation of southeast Pacific waters	168
4.8. Technique of hydrological front selection	172
4.9. Spatial-temporal variability of south subtropical front	177
Chapter 5. Variability of sea surface temperature (SST)	186
5.1. Analysis of original data for sea surface temperature	186

5.2. Classification and large-scale variability of sea surface temperature	199
5.3. Types of monthly average sea surface temperature fields	205
5.4. Interconnection of sea surface temperature field and hydrometeorological parameters	226
5.5. Problem of sea surface temperature long-term forecasting	230
5.5.1. Long-term forecasting of annual mean values of SST	234
5.5.2. Forecasting of intra-annual SST variability	237
5.5.3. Using of principle component analysis method for long-term fore- casting of sea surface temperature	241
Conclusion	250
Bibliography	257
Annex 1. Characteristics of south Pacific anticyclone	267
Annex 2. Antarctic fluctuation index.	273

Научное издание

Валерий Николаевич Малинин,
Светлана Михайловна Гордеева

ПРОМЫСЛОВАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Том I. Изменчивость факторов среды обитания

Монография

Редакторы: Ковель Л.В., И.Г. Максимова
Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой

ЛР № 020309 от 30.19.96.

Подписано в печать 07.09.09. Формат 60×90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 17,4. Тираж 300 экз. Заказ № 39/09.
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 197045, Санкт-Петербург, Ушаковская наб., 17/1.



195-80