

Л.Б. Кляшторин, А.А. Любушин

**ЦИКЛИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ
КЛИМАТА
И РЫБОПРОДУКТИВНОСТИ**

**Москва
Издательство ВНИРО
2005**

Klyashtorin L.B., A.A.Lyubushin

**CYCLIC CLIMATE CHANGES
AND FISH
PRODUCTIVITY**

**Moscow
VNIRO Publishing
2005**

Рецензенты: д-р биологических наук О.А. Булатов
д-р географических наук В.В. Масленников

Кляшторин Л.Б., Любушин А.А.

Циклические изменения климата и рыбопродуктивности.— М. :Изд-во ВНИРО, 2005.— ISBN 5-85382-212-8, 235 с.

В книге рассматривается практически важный вопрос о связи изменений климата и продуктивности океанических экосистем. Анализируются сравнительные данные о ходе климатических индексов, динамике фито-, зоопланктона и промысловых популяций в продуктивных зонах океана. Сопоставление данных о флуктуациях климата и популяций массовых промысловых рыб за последние 1500 лет позволяет выявить сопряженность флуктуаций климата и рыбопродуктивности. На основе полученных результатов предложена стохастическая модель прогнозирования изменений климата и численности ряда промысловых видов на перспективу нескольких десятилетий. Представления о циклическом характере изменений климата и биоты дают возможность усовершенствовать режим эксплуатации промысловых запасов, показывая в какой фазе долгопериодного цикла – на спаде или подъеме численности – находится промысловая популяция. Этот подход повышает обоснованность решений о долгосрочном инвестировании крупных средств для строительства добывающего флота и перерабатывающих предприятий. Полученные результаты проливают свет на давно дискутируемый вопрос о том, что является основной причиной долгопериодных колебаний запасов главных промысловых видов — климат или масштабное рыболовство. Книга предназначена для биологов широкого профиля, экологов, специалистов по динамике природных ресурсов, а также может использоваться как учебное пособие.

Klyashtorin, L.B.; Lyubushin, A.A. (2005). Cyclic climate changes and fish productivity. VNIRO Publishing: Moscow, Russia. ISBN 5-85382-212-8. 235 pp.

The book considers relationships between climate changes and fish productivity of oceanic ecosystems. Long-term time series of various climatic indices, dynamics of phyto- and zooplankton and variation of commercial fish populations in the most productive oceanic areas are analyzed. Comparison of climate index fluctuations and populations of major commercial species for the last 1500 years indicates on a coherent character of climate fluctuations and fish production dynamics. A simple stochastic model is suggested that makes it possible to predict trends of basic climatic indices and populations of some commercial fish species for several decades ahead. The approach based on the cyclic character of both climate and marine biota changes makes it possible to improve harvesting of commercial fish stocks depending on a phase (ascending or descending) of the long-term cycle of the fish population. In addition, this approach is helpful for making decisions on long-term investments in fishing fleet, enterprises, installations, etc. The obtained results also elucidate the old discussion: which factor is more influential on the long-term fluctuations of major commercial stocks, climate or commercial fisheries?

ВВЕДЕНИЕ

За многие сотни лет практики рыболовства было замечено, что численность и уловы массовых промысловых рыб: сельдей, трески, сардин, анчоусов, лососей и ряда других видов подвержены значительным многолетним колебаниям (Rothschild, 1986; Sharp, 2003).

Периоды «хорошего» или «плохого» рыболовства вызывали и вызывают значительные экономические и социальные последствия. В японских исторических хрониках указывается, что вспышки численности и уловов сардины-иваси приводили к притоку населения и росту прибрежных рыбацких поселков, а падение численности и уловов, напротив, сопровождалось оттоком населения и исчезновением части поселений. Этот процесс повторялся на протяжении последних 400 лет с 50-70-летней периодичностью (Kawasaki, 1994).

Письменная история расцветов и падений промысла богусланской сельди на южной оконечности Швеции в проливе Скагеррак насчитывает более 1000 лет, и попытки выяснить периодичность этого процесса предпринимались еще в 19 веке (Ljungman, 1880). Было показано, что средняя продолжительность «хороших» или «плохих» периодов составляет около 55 лет, а полный цикл флуктуаций богусланского сельдяного промысла – 110-120 лет. Эту периодичность пытались связывать с чередованием вековых циклов солнечной активности (динамики солнечных пятен) и полярных сияний. Современные исследователи полагают, что цикличность богусланского рыболовства связана с долгопериодными метеорологическими процессами в северной Атлантике и особенностями миграций сельди Северного моря в ответ на изменения океанологической обстановки (Alheit, Hagen, 1997; Corten, 1999).

В прошлом веке синхронные вспышки численности тихоокеанских сардин – японской (иваси), калифорнийской и перуанской – наблюдались приблизительно с 60-летней периодичностью, вызывая расцвет и падение

экономики прибрежных регионов. Драматические колебания численности перуанского анчоуса вызывают значительные колебания производства рыбной муки – одного из главных продуктов экспорта Перу. Наблюдаемые на протяжении последних 50 лет колебания запасов минтая сопровождаются значительными изменениями продукции «сурими», что оказывает влияние на экономику рыболовства ряда стран.

Представления о связи климатических процессов и флуктуаций численности промысловых рыб были сформулированы Г.К. Ижевским (1961; 1964) еще в конце 1950-х гг. Флуктуации численности и уловов атлантической трески, сельди и ряда других промысловых рыб связывались им с многолетней ритмичкой лунно-солнечного прилива, изменениями интенсивности Северо-Атлантического течения, колебаниями поступления тепла в Арктический регион и ходом температуры в слое 0-200 м по «Кольскому меридиану». За прошедшие полвека накоплен громадный объем новых данных, углубилось понимание механизмов океанологических и климатических процессов, но идеи Г.К. Ижевского сохраняют ценность и в наше время (Елизаров, 2001).

Представления о зависимости долгопериодных колебаний численности промысловых популяций от изменений климата получили развитие в известной монографии Т.Ф. Дементьевой (Дементьева, 1976).

Проблеме влияния изменений климата на рыбопродуктивность северной Пацифики посвящен ряд работ В.П. Шунтова и соавторов (Шунтов, Васильков, 1982; Шунтов, 1986, 1991, 2001). Монографии Кушинга (Cushing, 1982) и Левасту (Laewastu, 1993), посвященные раскрытию связи климата и рыболовства, оказали заметное влияние на формирование представлений о причинах флуктуаций численности ряда промысловых рыб, хотя большая часть полученных ими результатов базировалась на данных по северной Атлантике. За время, прошедшее после появления этих сводок, существенно возрос интерес к исследованиям климата в масштабе всей Земли,

многократно вырос объем климатологических данных, расширилась география зон рыболовства и увеличились ряды промысловой статистики.

Работы Лук-Белда с соавторами, Кавасаки и ряда других исследователей (Lluch-Belda et al., 1989, 1992a, b; Kawasaki, 1992a, b, 1994; Schwartzlose et al., 1999), посвященные поиску причин синхронных чередований вспышек численности сардин и анчоусов в разных регионах, привлекли внимание к вопросу о возможности существования глобального «климатического сигнала», синхронизирующего изменения в экосистемах разных регионов Мирового океана.

В последние годы были выявлены циклические колебания климата 60-70-летней периодичности на полушарном и глобальном уровне (Schlesinger, Ramankutty, 1994; Minobe, 1997, 1999, 2000). В рядах реконструированной по гренландским ледовым кернам температуры за последние 1500 лет доминирует приблизительно 60-летняя периодичность флуктуаций климата (Klyashtorin, Lyubushin, 2003). Сходная (50-70-летняя) цикличность температуры за этот же период выявлена по анализу колец роста долгоживущих деревьев в Арктическом регионе и северной Калифорнии. Реконструкция колебаний численности сардин и анчоусов по анализу чешуи в колонках донных осадков в Калифорнийском апвеллинге за последние 1700 лет показала их приблизительно 60-летнюю цикличность (Baumgartner et al., 1992).

Роль климата как главного фактора, определяющего 50-70-летние флуктуации численности тихоокеанских лососей и ряда других промысловых видов, показана в ряде работ последних лет (Бирман, 1985; Beamish, Bouillon, 1993; Jonsson, 1994; Klyashtorin, Smirnov, 1995; Кляшторин, Сидоренков, 1996; Klyashtorin, 2001; Chavez et al., 2003).

Главная тема этой книги – исследование связи циклических, т.е. более или менее регулярно повторяющихся долгопериодных изменений климата и рыбопродуктивности. Для этого необходимо продемонстрировать связь между циклическими изменениями климата и рыбопродуктивности, а кроме

того, найти подходы к разработке прогностической модели, позволяющей предвидеть изменения запасов главных промысловых видов на перспективу нескольких десятилетий.

Популяции главных промысловых рыб, обеспечивающих до 40% мирового улова, испытывают долгопериодные флуктуации, на фоне которых разворачиваются промысловые и экономические события. Более или менее достоверные связи между колебаниями климата и рыбопродуктивности можно установить, используя многолетние ряды изменений численности **наиболее крупных промысловых стад с уловами на уровне миллионов тонн.**

Временной масштаб изменений климата – два-три десятилетия, а пространственный – несколько миллионов квадратных километров. Единой теории климатической системы Земли в целом, до сих пор не существует, а многие аспекты климатологии еще не вполне прояснены. Мы не ставили своей целью детально обсуждать конкретные механизмы климатических процессов. Для характеристики долгопериодных изменений климата использованы итоговые результаты климатологических исследований – так называемые «климатические индексы», ход которых отражает изменения климата за многие десятки лет на глобальном, полушарном или региональном уровнях. В книге затрагивается практически важный вопрос о связи изменений климата и продуктивности океанических экосистем. Рассматриваются сравнительные данные о ходе климатических индексов, динамике фито-, зоопланктона и промысловых популяций в продуктивных зонах океана. Анализ данных о флуктуациях климата и популяций ряда массовых промысловых рыб за последние 1500 лет позволяет рассмотреть сопряженность флуктуаций климата и рыбопродуктивности. На основе полученных результатов предложена стохастическая модель прогнозирования изменений климата и численности ряда промысловых видов на перспективу нескольких десятилетий. Представления о циклическом характере изменений климата и биоты позволяют

усовершенствовать режим эксплуатации промысловых запасов, показывая в какой фазе долгопериодного цикла – на спаде или подъеме численности – находится промысловая популяция. Этот подход повышает обоснованность решений об инвестировании средств в многолетние проекты строительства добывающего флота или рыбообрабатывающих предприятий.

Полученные результаты позволяют прояснить давно дискутируемый вопрос о том, что является причиной долгопериодных колебаний запасов главных промысловых видов, климат или масштабное рыболовство.

Список сокращений

- Глобальная dT— Осредненная по всем пунктам измерений средняя температурная аномалия приземного слоя воздуха Земли. (Global dT) (см.стр.9)
- Арктическая dT— Средняя температурная аномалия приземного (Arctic dT) слоя в широтной зоне от 60° до 85° с.ш. (см.стр.11)
- Аномалии АП – Аномалии направлений атмосферного переноса. (Anomaly AT) (см. стр 40)
- САК — Северо-Атлантическое Колебание (North Atlantic Oscillation , NAO). Разность значений атмосферного давления в Исландском минимуме и Азорском максимуме. (см. стр.54)
- ТПО — Средняя температура поверхности океана. (Sea Surface Temperature, SST) (см. стр.163)
- БПС— Биомасса промыслового стада. (Biomass of Commercial stock) (см. стр.69)
- БНЗ — Биомасса нерестового запаса. (Spawning Stock Biomass, SSB) (см. стр.87)
- АСИ — Индекс Атмосферной циркуляции (Atmospheric Circulation Index). (см. стр. 12-15)
- ALPI – индекс Алеутской зоны низкого атмосферного давления (Aleutan Low Pressure Index) (см. стр.16-17)
- PDO— Тихоокеанское декадное колебание (Pacific Decadal Oscillation,PDO) (см. стр. стр.16-17)

Глава 1

О цикличности климата

Термин «климат» определяется как статистически усредненные за длительный период показатели погодных условий. Чтобы сгладить неизбежные межсезонные и межгодовые вариации период осреднения данных должен исчисляться десятилетиями. Международными метеорологическими конференциями в 1935 г. в Варшаве и в 1957 г. в Вашингтоне для определения характеристик современного климата было рекомендовано избирать 30-летние периоды усреднения (Монин, Шишков, 2000).

Второй важный параметр оценки климата — пространственный. Для получения статистически достоверных климатических характеристик площадь земной поверхности, включаемая в долгопериодный анализ, должна быть достаточно большой. Как показано в работе А.В. Кислова с соавторами (2000), минимальная площадь сбора показателей составляет 1-3 млн. км².

Таким образом, временная шкала изменений климата — несколько десятилетий, а пространственная — несколько миллионов квадратных километров. На практике для описания климатической изменчивости пользуются 10-30-летним осреднением данных для акваторий порядка нескольких миллионов квадратных километров.

1.1. Короткопериодные временные ряды

Регулярные и достоверные инструментальные измерения температуры приземного слоя воздуха начались всего около 150 лет назад. Осредненная по всем пунктам измерений средняя температурная аномалия приземного слоя воздуха (Глобальная dT) рассматривается как наиболее важный индекс, характеризующий долгопериодные флуктуации климата Земли в целом (Bell

1 et al., 2001; Jones et al., 2001). Именно этот индекс служит главной характеристикой динамики так называемого глобального потепления.

Динамика Глобальной dT за 140-летний период наблюдений и ее годовые вариации представлены на рис. 1.1. Межгодовые вариации достаточно велики и для выявления долгопериодного хода изменений Глобальной dT , необходимо сгладить эти вариации, для чего используется 13-летнее скользящее осреднение.



Рис. 1.1. Динамика глобальной температурной аномалии (Глобальной dT) приземного слоя воздуха, 1861-2000 гг.

Fig.1.1. Dynamics of surface air Global temperature anomaly (Global dT) 1861-2000. Dotted line – annual variation of Global dT , bold line – the same smoothed by 13-year moving averaging.

Как видно из рис. 1.1, на фоне межгодовых вариаций Глобальной dT проявляется повышающийся вековой линейный тренд (около 0.06°C за каждые 10 лет. (Sonechkin, 1998).

На фоне векового линейного тренда, Глобальная dT испытывает долгопериодные, продолжительностью около 60 лет, флуктуации. Для выявления этих флуктуаций необходимо с помощью стандартной статистической операции (Statgraphics, 1988) снять линейный тренд. После его удаления чётко выявляются долгопериодные флуктуации Глобальной dT с максимумами около 1870-х, 1930-х и, по-видимому, конца 1990-х годов (рис. 1.2). Удаление векового линейного тренда Глобальной dT позволяет выявить 2.5 цикла приблизительно 60-летних флуктуаций Глобальной dT

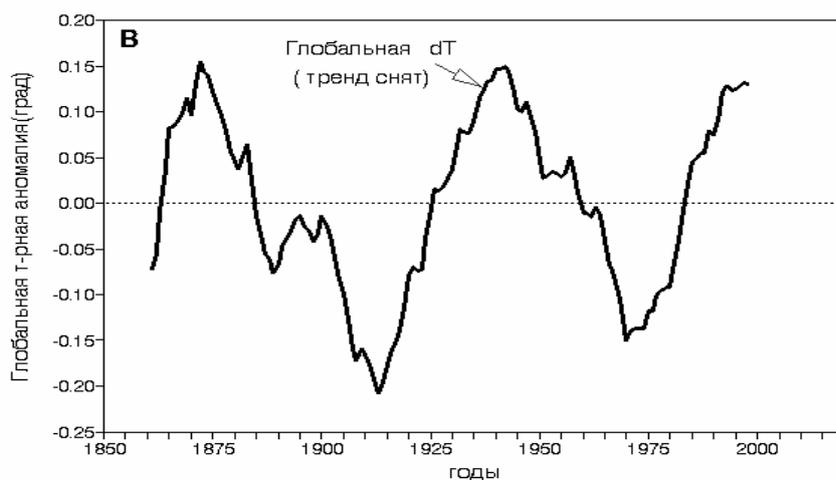


Рис. 1.2. Динамика Глобальной dT со снятым вековым линейным трендом.

Fig.1.2. Dynamics of detrended Global dT, smoothed by 13-years moving averaging

Приблизительно 60-летняя цикличность также хорошо прослеживается по динамике температурной аномалии в Арктическом регионе (Арктическая dT) в циркумполярной широтной зоне от 60° до 85° с.ш. Ход Арктической dT в сравнении с ходом Глобальной dT со снятым трендом представлен на рис. 1.3.

Характерная особенность долгопериодной динамики температуры Арктической области – отсутствие векового линейно повышающегося температурного тренда, наблюдаемого для Глобальной dT (см. рис. 1.1). Сравнение динамики изменений Глобальной dT со снятым трендом и Арктической dT (рис. 1.3) демонстрирует практически полное совпадение хода этих двух показателей за последние 100 лет. Это показывает, что линейный повышающийся тренд Глобальной dT в действительности не представляет собой глобального явления. В то же время приблизительно 60-70-летняя цикличность прослеживается как для Глобальной dT, так и Арктической dT (Алексеев и др., 2000; Алексеев 2003).

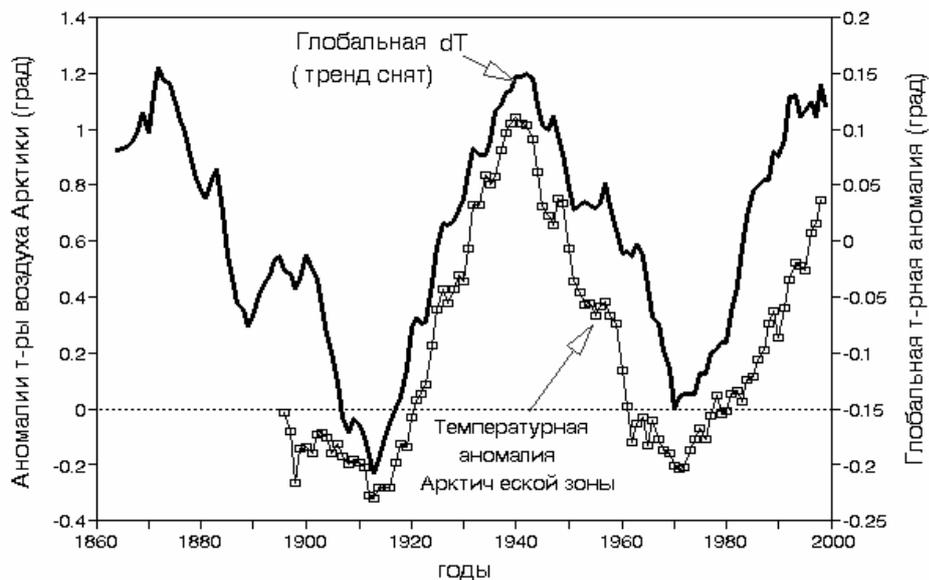


Рис. 1.3. Сравнительная динамика Глобальной dT (со снятым трендом) и температурной аномалии Арктической широтной зоны 60-85° с. ш. (Арктической dT; 13-летнее сглаживание) по данным Александрова с соавторами, 2003.

Fig.1.3. Comparative dynamics of detrended Global dT (bold line) and temperature anomaly of Arctic circumpolar zone (Arctic dT) 60-85° N., (white squares). Smoothed by 13-year averaging. After data of Александров et al. 2003.

Другой важный климатический показатель – индекс Атмосферной циркуляции (Atmospheric Circulation Index, или сокращенно ACI) – характеризует периоды относительного доминирования «зонального» или «меридионального» переноса воздушных масс в масштабе полушария. Этот показатель, известный как индекс Вангенгейма-Гирса, рассчитывается на основе наблюдений за направлением переноса воздушных масс в Атлантико-Евразийском регионе (от 80° до 30° с.ш. по широте и от 45° з.д. до 75° в.д. по долготе) в течение последних 110 лет (Вангенгейм, 1940; Гирс, 1971).

В основу классификации Вангенгейма-Гирса положена идея о многолетней повторяемости направлений переноса воздушных масс, широко используемая в работах специалистов российской школы метеорологии и климатологии. В соответствии с этой системой все наблюдаемые вариации атмосферной циркуляции подразделяются по направлению движения

воздушных масс на три основных типа: меридиональный (С), западный (W) и восточный (E) (Вангенгейм, 1940).

Типы атмосферной циркуляции в формулировке Г.Я. Вангенгейма (1940):

1-й тип – западная (W) зимняя циркуляция.

«Объективным признаком этой циркуляции являются резко выраженные западно-восточные переносы воздушных масс. Внешним объективным признаком может служить перемещение барических образований с составляющими движениями, направленными на восток».

2-й тип – восточная (E) зимняя циркуляция.

«Восточная циркуляция возникает, когда в средних широтах возникают устойчивые стационарные или движущиеся с E на W антициклоны, нарушающие нормальный западно-восточный перенос. Признаками этих процессов служит приостановка западно-восточного переноса, а иногда и обращение такого переноса на противоположное направление (на восточно-западное)».

3-й тип – Центрально-Европейская меридиональная (С) циркуляция.

«Арктический фронт располагается в направлении с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении движутся циклонические возмущения. Объективными признаками этого типа циркуляции являются движущиеся с северо-запада на юго-восток циклоны, которые после регенерации их на полярном фронте поднимаются с юга и юго-запада на север и северо-восток».

«Признаки для распознавания типа циркуляции вполне объективны. Нельзя смешать процессы типа W, когда происходят ясно выраженные переносы с запада на восток, с процессами типа E, когда такие процессы нарушаются или заменяются обратными. С другой стороны, по строгой географической локализации С циркуляции (с севера на юг и с юга на север – *прим. Л.К.*) нельзя смешать с типами W и E циркуляции».

Каждая из упомянутых выше форм определяется на основании анализа ежедневных карт атмосферного давления Атлантико-Евразийского региона. Направление переноса циклонических и антициклонических воздушных масс оценивается по картине распределения полей атмосферного давления на основе анализа общей картины «топографии атмосферного давления» в регионе.

Однако в системе Вангенгейма-Гирса имеется некоторая «несимметричность». Если E и W типы обозначают каждый индивидуальное напра Этот показатель, названный индексом Атмосферной циркуляции (АСИ), характеризует долгопериодную динамику процессов зонального и меридионального переноса в Атлантико-Евразийском регионе. На рис. 1.4, представлен ход зональной и меридиональной АСИ за последние 110 лет.

вление атмосферного переноса в восточном или западном направлении, то тип С объединяет «меридиональные» переносы северного (N) и южного (S) направлений и представляет их сумму (N + S). По аналогии с этим напрашивается объединение атмосферных переносов восточного (E) и западного (W) направлений в один «зональный» тип (W + E).

Повторяемость меридионального (N + S) и зонального (W + E) переноса выражается в виде аномалий (отклонении повторяемости каждой формы от долгопериодной средней). Сумма аномалий всех форм за год равна нулю: $(N + S) + (W + E) = 0$, и $(N + S) = - (W + E)$.

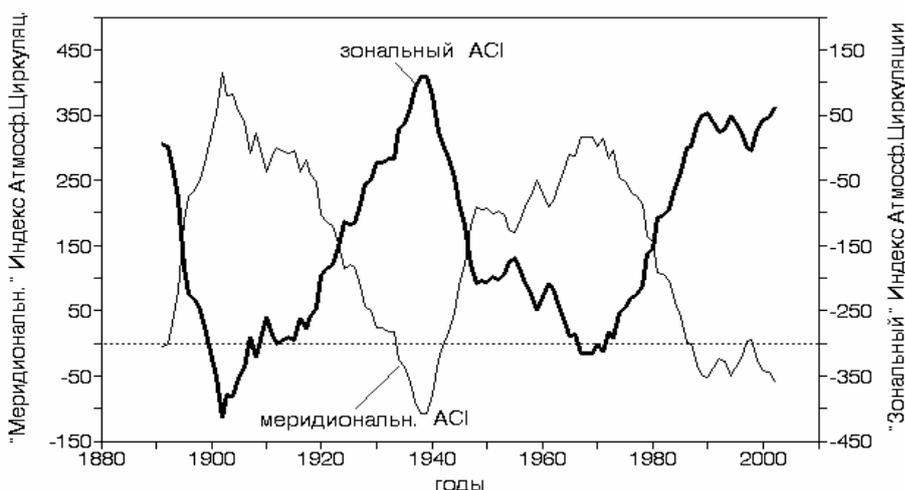


Рис. 1.4. Динамика меридиональной и зональной АСІ, 1891-2000 гг. Построено по данным, любезно предоставленным к.г.н. В.В. Ивановым (Ин-т Арктики и Антарктики, С.-Петербург).

Fig.1.4. Dynamics of meridional (bold line) and zonal (thin line) Atmospheric Circulation Index (ACI), 1891- 2000. The data were kindly put at our disposal by D-r V.V.Ivanov from Arctic and Antarctic Research Institute (AARI), St.Petersburg.

К настоящему времени для каждой формы накоплено 110 среднегодовых аномалий ее повторяемости, но для характеристики долгопериодных изменений циркуляции используется не ряд самих аномалий, а так называемая «интегральная кривая», получаемая в результате последовательного сложения аномалий и представляющая собой кривую накопленных частот (кумуляту).

Как видно из рис. 1.4, кривые зональной и меридиональной АСИ противофазны, не имеют векового линейного тренда и их колебания происходят приблизительно с 60-летней периодичностью. Динамика АСИ характеризует долгопериодный ход атмосферных процессов в северной Атлантике и в первую очередь должна сравниваться с динамикой Арктической dT, отражающей изменение температуры в широтной зоне 60° - 85° с. ш. Как видно из рис. 1.5, динамики Арктической dT и зональной АСИ практически совпадают.

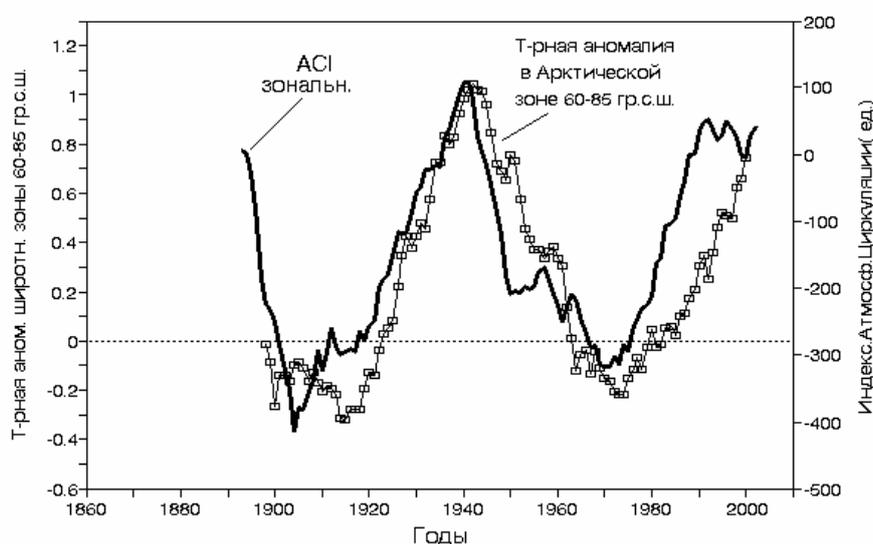


Рис.1.5. Сравнительная динамика зональной АСИ и Арктической dT, 1891-2000 гг.

Fig.1.5. Comparative dynamics of zonal ACSI (bold line) and Arctic dT (white squares), smoothed by 13-year averaging 1891-2000.

Сравнение хода зональной АСИ и Глобальной dT (рис. 1.6) демонстрирует их близкое сходство, хотя кривая АСИ опережает ход Глобальной dT приблизительно на 5 лет. Таким образом, зональную АСИ – региональный по своему происхождению индекс, можно рассматривать как климатический показатель, отражающий, подобно Глобальной dT, изменения климата в масштабе всей Земли.

В соответствии с ходом Глобальной dT, увеличение зональной ACI происходит в периоды «потеплений», а снижение – в периоды «похолоданий». Сравнение динамики флуктуаций зональной и меридиональной ACI (см. рис. 1.4) показывает, что периоды доминирования каждой из них чередуются приблизительно через каждые 30 лет. Эти периоды, получившие название «зональных» и «меридиональных» климатических эпох, практически совпадают с периодами теплых и холодных эпох, согласно долгопериодной динамике флуктуаций Глобальной dT (см. рис. 1.5 и 1.6.).

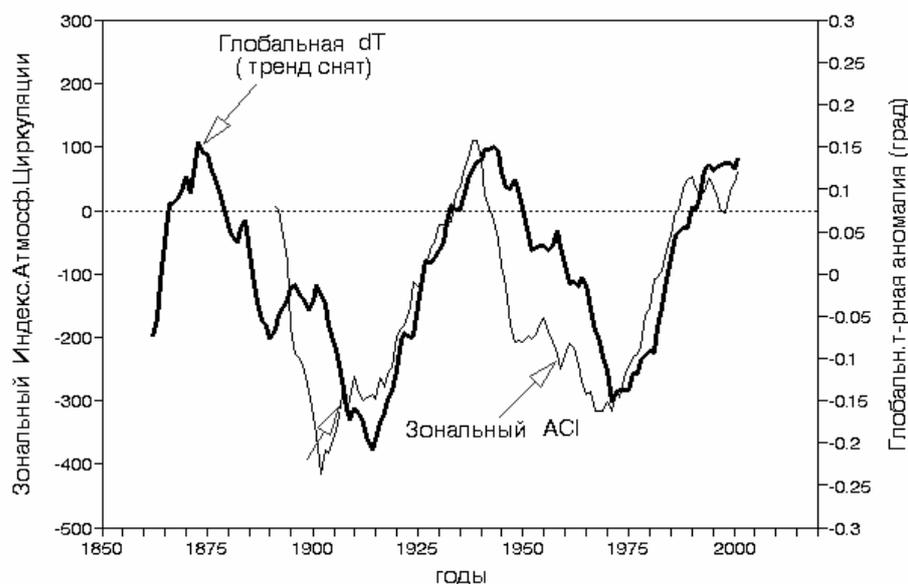


Рис. 1.6. Сравнительная динамика Глобальной dT со снятым трендом и зональной ACI, 1861-2000 гг.

Fig.1.6. Comparative dynamics of detrended Global dT (bold line) and zonal ACI (thin line), 1861-2000.

При выделении климатических эпох по чередованию форм атмосферной циркуляции (см. рис. 1.4) и флуктуациям Глобальной dT (рис. 1.6) используются только верхние части кривых. Схема на рис. 1.7 наглядно демонстрирует чередования теплых (зональных) и холодных (меридиональных) эпох приблизительно с 30-летней периодичностью на протяжении последних 110 лет. Исходя из этого, можно предполагать, что

текущая теплая, или зональная климатическая эпоха, начавшаяся в 1970-х годах, вероятно, закончится в первой декаде 2000-х, а очередная холодная эпоха продлится с 2010-х по 2030-е гг. (рис. 1.7).

Рассмотренные климатические показатели получены главным образом на основании наблюдений в Атлантическом регионе. В Тихоокеанском регионе широко используются два климатических показателя: Тихоокеанское декадное колебание (Pacific Decadal Oscillation – PDO) и индекс Алеутской зоны низкого атмосферного давления (Aleutian Low Pressure Index – ALPI).

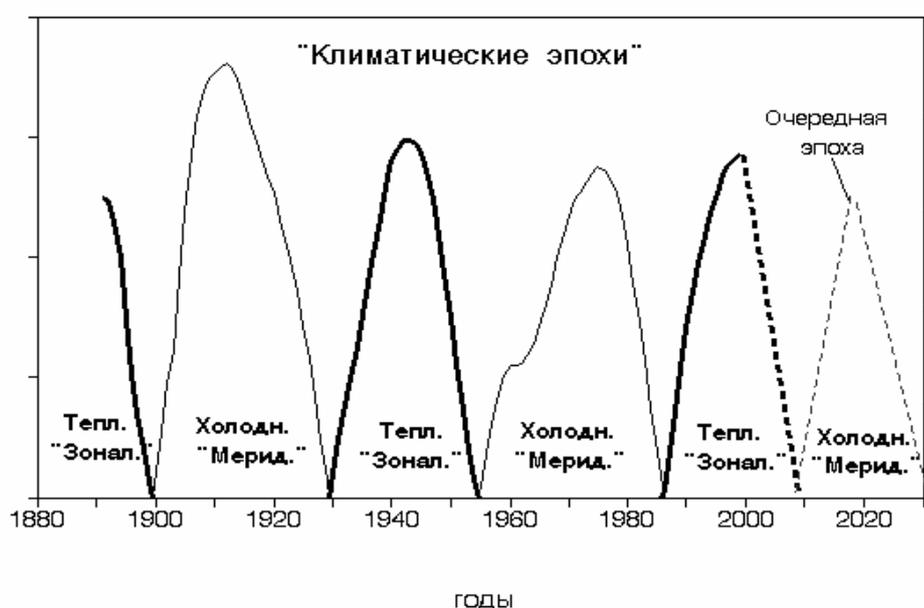


Рис. 1.7. Чередование климатических эпох выделяемых по периодическим флуктуациям температуры (Глобальной dT) и индекса Атмосферной циркуляции (ACI).

Fig.1.7. Alternation of the warm (bold line) and cold (thin line) climatic epochs by fluctuations of the Global temperature anomaly (Global dT) and Atmospheric Circulation Index (ACI). Dashed line—probable next cold epoch .

PDO – характеризует долгопериодные изменения температуры поверхности северной части Тихого океана (Barnett et al., 1999; Hare, Mantua, 2000).

ALPI – характеризует долгопериодные изменения площади зоны пониженного атмосферного давления в северной Пацифике (млн. км²) и

рассматривается как один из главных климатообразующих показателей этого региона (Beamish, Bouillon, 1993; Hare, Mantua, 2000).

Помимо ALPI, используется также Северотихоокеанский индекс (North Pacific Index – NPI), характеризующий долгопериодные изменения атмосферного давления на всей акватории северной Пацифики (Trenberth, Hurrell, 1995). Динамика этого индекса представляет собой практически зеркальное отражение ALPI (Hare, Mantua, 2000).

Сравнение векового хода атлантических, тихоокеанских и глобальных климатических индексов за последние 100 лет представлено на рис 1.8: хорошо видно, что динамика PDO и ALPI обнаруживает близкое сходство с динамикой Глобальной dT со снятым трендом, а также с ходом Арктической dT и зональной ASI. На всех кривых хорошо прослеживаются как периоды минимумов – в 1900-1920-х и 1960-1970-х гг., так и максимумов – в 1930-1940-х и 1980-1990х гг. Следует отметить, что PDO и ALPI (а также Арктическая dT) практически не имеют векового повышающегося тренда. Вместе с тем, региональные тихоокеанские индексы PDO и ALPI имеют определенные отличия от хода Глобальной и Арктической dT. Для PDO и ALPI характерен максимум в середине 1980-х гг. и промежуточный минимум в середине 1990-х, в то время как ход Глобальной dT и кривой ASI с середины 1990-х годов демонстрирует начало прохождения максимума. Как глобальные, так и региональные климатические индексы имеют общую циклическую динамику приблизительно с 60-летним периодом.

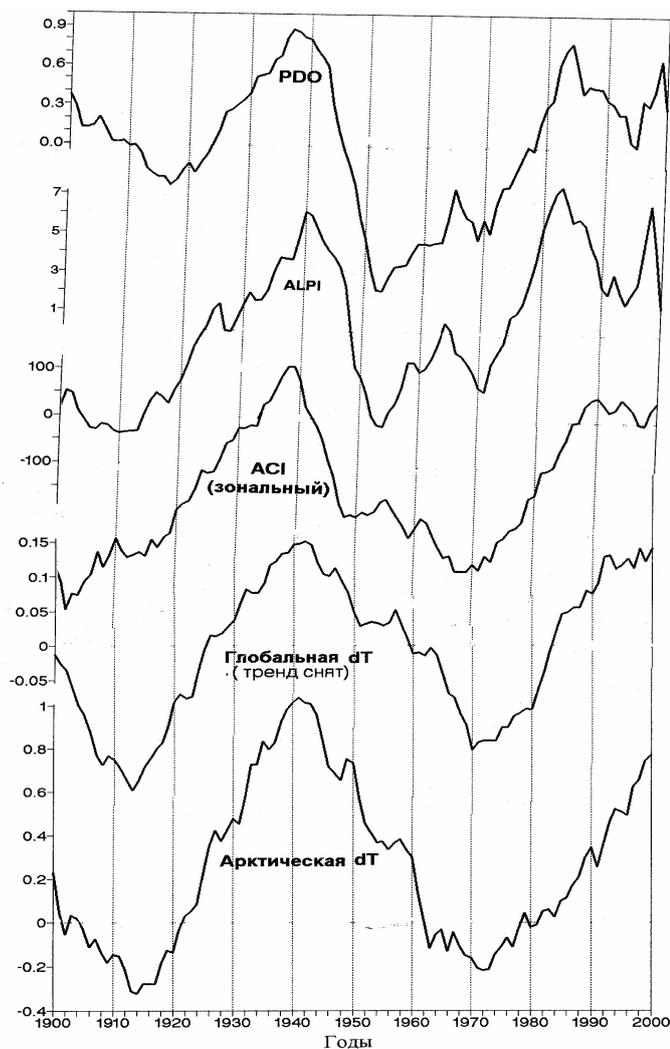


Рис. 1.8. Сравнительная динамика климатических индексов за период 1900-2000 гг.: Глобальной dT (со снятым трендом), зональной ACI, Тихоокеанского декадного колебания (PDO), индекса Алеутского минимума атмосферного давления (ALPI) и Арктической температурной аномалии (Арктической dT) (13-летнее скользящее осреднение).

Fig.1.8. Comparative dynamics of several climatic indices for 1900-2000 : Pacific Decadal Oscillation (PDO), Aleutian Atmospheric Presssure Index (ALPI), zonal ACI, detrended Global dT and Arctic Temperature Anomaly (Arctic dT). Smoothed by 13- year moving averaging

Сходство долгопериодной динамики главных климатических индексов указывает на существование «глобального климатического сигнала», то есть одновременного развития климатических процессов приблизительно 60-летней периодичности, наблюдаемых, по меньшей мере, в масштабе полушария.

Представления о приблизительно 60-летней цикличности климатических процессов базируются на анализе относительно коротких

периодов наблюдения, не превышающих в основном 100 лет, и лишь временной ряд Глобальной dT достигает 140 лет. Для достоверного выявления периодичности климатических процессов необходим анализ значительно более длинных рядов климатологических данных – порядка нескольких сотен или тысяч лет.

Такие временные ряды получены путем реконструкции палеотемпературы по данным изотопного анализа ледовых колонок крупных ледников или анализа колец роста долгоживущих деревьев.

1.2. Долгопериодные климатические временные ряды

На рис. 1.9 представлены временные ряды температуры за последние 1500 лет, реконструированные по анализу гренландских ледовых колонок и колец роста долгоживущих деревьев: арктической сосны севера Скандинавского п-ова и северо-калифорнийской сосны.

После сглаживания вариаций годовой температуры 41-летним скользящим осреднением, хорошо прослеживаются мультидекадные температурные флуктуации, периодичность которых выявляется с помощью спектрального анализа.

1.2.1. Температура поверхности, реконструированная по ледовым кернам из Гренландского ледового щита

Полярные ледники несут палеоклиматическую информацию в форме содержания во льду тяжелого изотопа кислорода O^{18} (Dansgaard et al., 1975). Концентрация изотопа O^{18} измеряется в промилле относительно его содержания в так называемой «стандартной океанской воде». При увеличении температуры воздуха число молекул воды с повышенным содержанием тяжелого изотопа кислорода, испаряющейся с поверхности океана, возрастает. Пары воды с воздушными течениями переносятся на север, а после конденсации паров над Гренландским ледовым щитом выпавший снег постепенно превращается в лед. Колебания содержания O^{18}

по глубине ледовой скважины отражают изменения температуры воздуха в регионе в момент выпадения снега на поверхность древнего ледника.

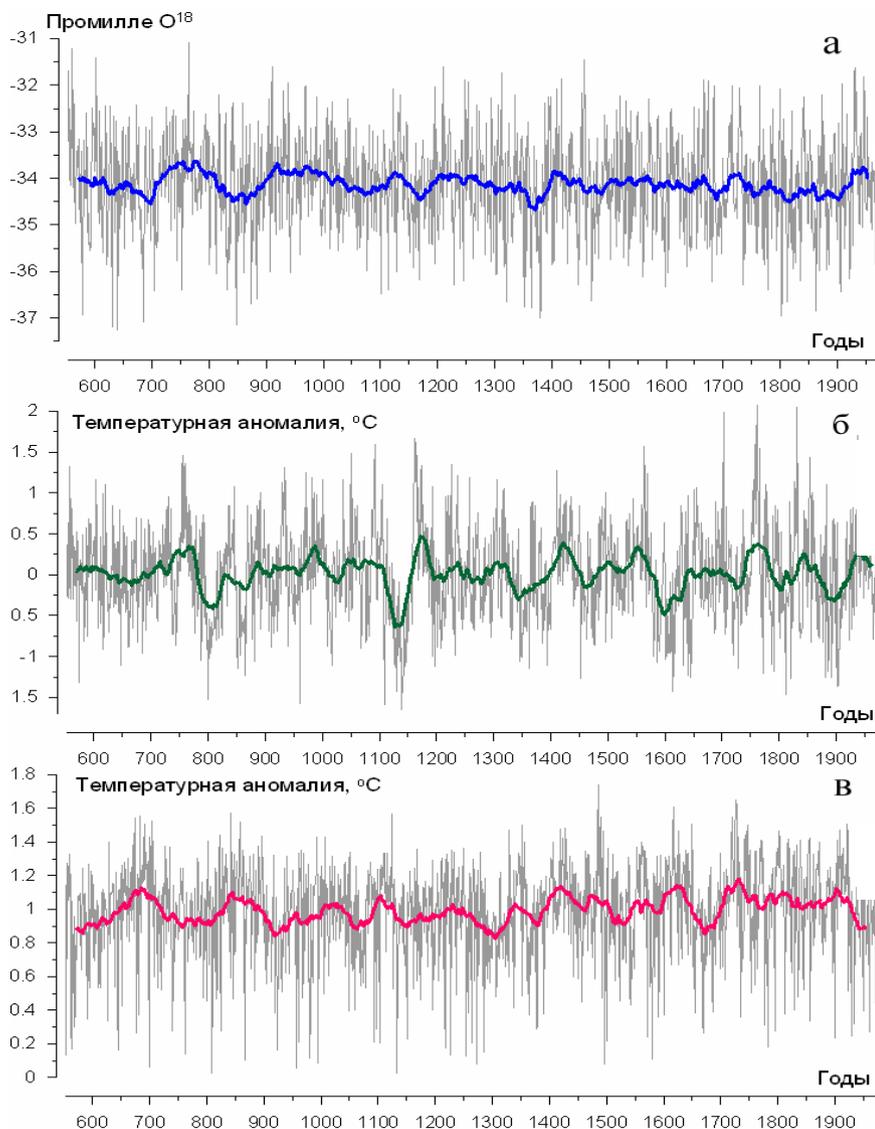


Рис. 1.9. Временные ряды реконструированной температуры за 1500-летний период. Тонкие линии – годовые величины, толстые линии – 41-летнее сглаживание: **а** – реконструкция по гренландским ледовым кернам, **б** – реконструкция по кольцам роста арктической сосны, **в** – реконструкция по кольцам роста калифорнийской сосны.

Fig.1.9. Reconstructed temperature time series for 1500 years. Thin lines – annual data, bold lines – 41-year moving averaging: **а** – by the Greenland ice cores, **б** – by the Arctic pine tree rings, **в** – by the Californian pine tree rings.

В центральной части Гренландского ледового щита (около 71° с. ш.) условия для снегонакопления и образования льда оставались стабильными на протяжении нескольких тысячелетий. «Нигде в мире нельзя найти лучшей

комбинации достаточно высокой скорости льдообразования, простой структуры слоев льда, что облегчает расчет временной шкалы, большой толщины (около 30 см) годовых слоев, что позволяет получать точные датировки льда с большой глубины скважины, и метеорологически удачного местоположения на путях прохождения североатлантических циклонов». (Dansgaard et al., 1975, p. 25). Анализ содержания O^{18} в колонке (ледовом керне) глубиной более чем 500 м позволил реконструировать среднегодовую температуру поверхностного слоя воздуха за 1423 года (от 552 до 1975 гг.).

На рис. 1.10 представлен полный спектр колебаний температуры по гренландским ледовым кернам почти за полторы тысячи лет.

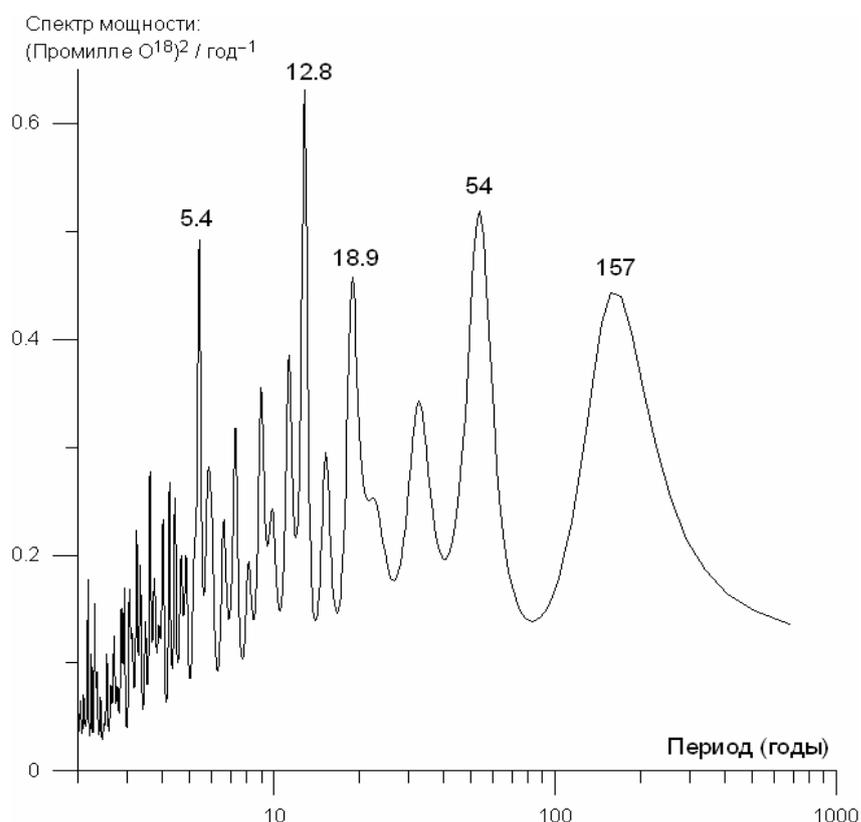


Рис. 1.10. Спектр периодических флуктуаций температуры по гренландским ледовым кернам за 1423 года (шкала оси абсцисс – логарифмическая).

Fig.1.10. Spectrum of periodical temperature fluctuations for 1423 years by the Greenland ice cores (logarithmic X-axis). Ordinate – spectral power. Abscissa— period, years.

Наибольший интерес представляют колебания с «климатической» периодичностью от 20 до 100 лет. Из графика видно, что наиболее явно

выражены 19- и 54-летние периодичности; кроме того, хорошо выражен 160-летний цикл.

1.2.2. Флуктуации температуры за 1400 лет (500-1900-й гг.), реконструированные по кольцам роста сосны (*Pinus silvestris*) севера Швеции.

В арктических регионах деревья растут только в теплые сезоны года, что делает годовые кольца роста достаточно четкими для достоверной реконструкции летней температуры. Одна из наиболее достоверных долгопериодных реконструкций проведена по кольцам роста долгоживущей сосны из северной Швеции (широта места около 68°с. ш.) (Briffa et al., 1990). Полный спектр флуктуаций температуры представлен на рис. 1.11.

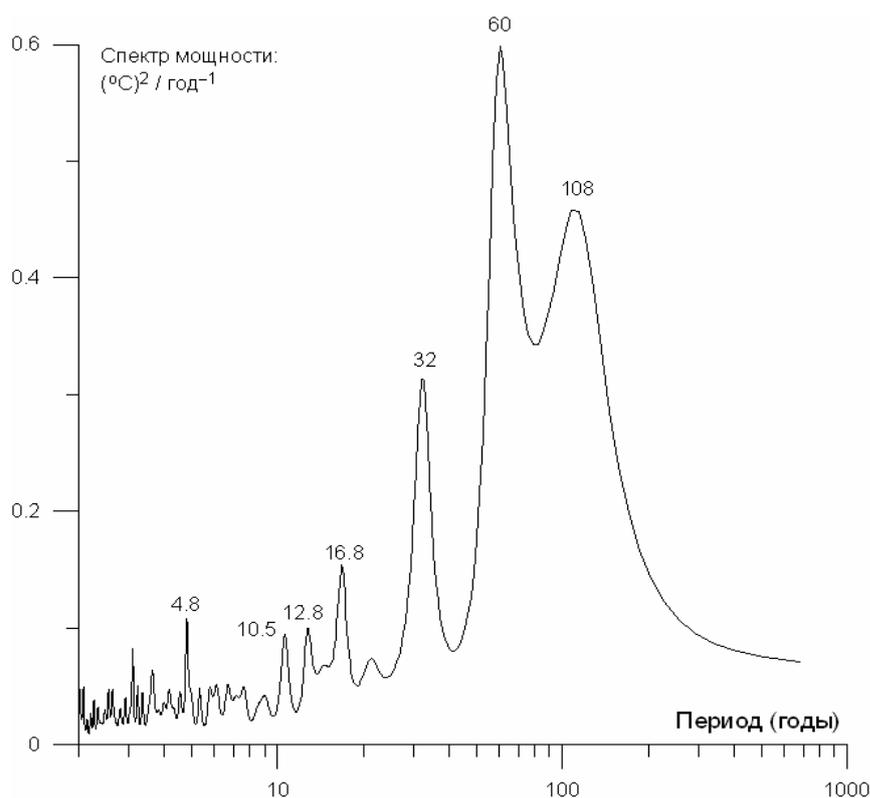


Рис. 1.11. Спектр периодических флуктуаций температуры по кольцам роста арктической сосны (*Pinus silvestris*) за 1400 лет (шкала оси абсцисс логарифмическая).

Fig.1.11. Spectrum of periodical air surface temperature fluctuations for 1400 years by the Arctic pine tree rings (logarithmic X-axis). Ordinate – spectral power. Abscissa— period, years.

Как видно из рис. 1.11, доминируют 16.8-, 32-, 60-, а также 108-летние цикличности. Анализ флуктуаций температуры за последние 300 лет по кольцам роста норвежской сосны из района Лофотенских о-вов выявил довольно сходные доминирующие периодичности – 17.5, 23 и 57 лет (Ording, 1941; Ottestad, 1942). Наиболее интересующие нас периодичности – 57 и 60 лет, достаточно близки по оценке разных авторов.

1.2.3. Флуктуации температуры поверхностного слоя воздуха за 1480 лет (500-1980 гг.), реконструированные по кольцам роста сосны (*Pinus aristata*) из северной Калифорнии

Сосна остистая из горных районов северной Калифорнии (широта около 42° с. ш.) известна своим исключительным долголетием – почти 8 тыс. лет, от 6000 лет до н.э. до 1979 г. (Graybill, 1980). Полный спектр флуктуаций температуры конечного участка этого временного ряда длиной 1500 лет приведен на рис. 1.12. Доминантные периодичности для калифорнийской сосны – 18, 26, 76 и 156 лет.

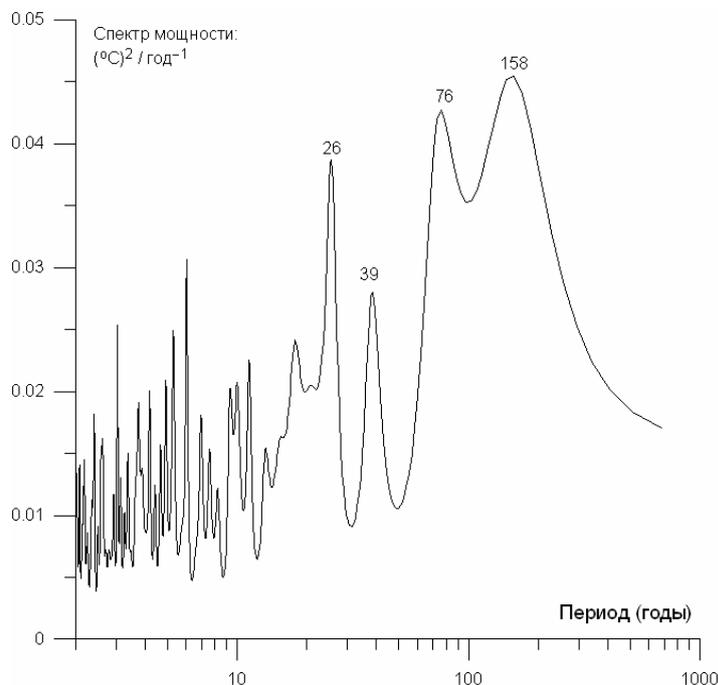


Рис. 1.12. Спектр периодических флуктуаций температуры по кольцам роста калифорнийской сосны (*Pinus aristata*) за последние 1500 лет (шкала оси абсцисс – логарифмическая).

Fig.1.12. Spectrum of periodical air surface temperature fluctuations for 1500 years by the Californian pine tree rings (logarithmic X-axis). Ordinate – spectral power.

1.3. Анализ спектров долгопериодных временных рядов

Спектральный анализ используется для выявления наиболее часто повторяющихся (доминирующих) периодических колебаний какого-либо показателя, например, температуры или численности рыб.

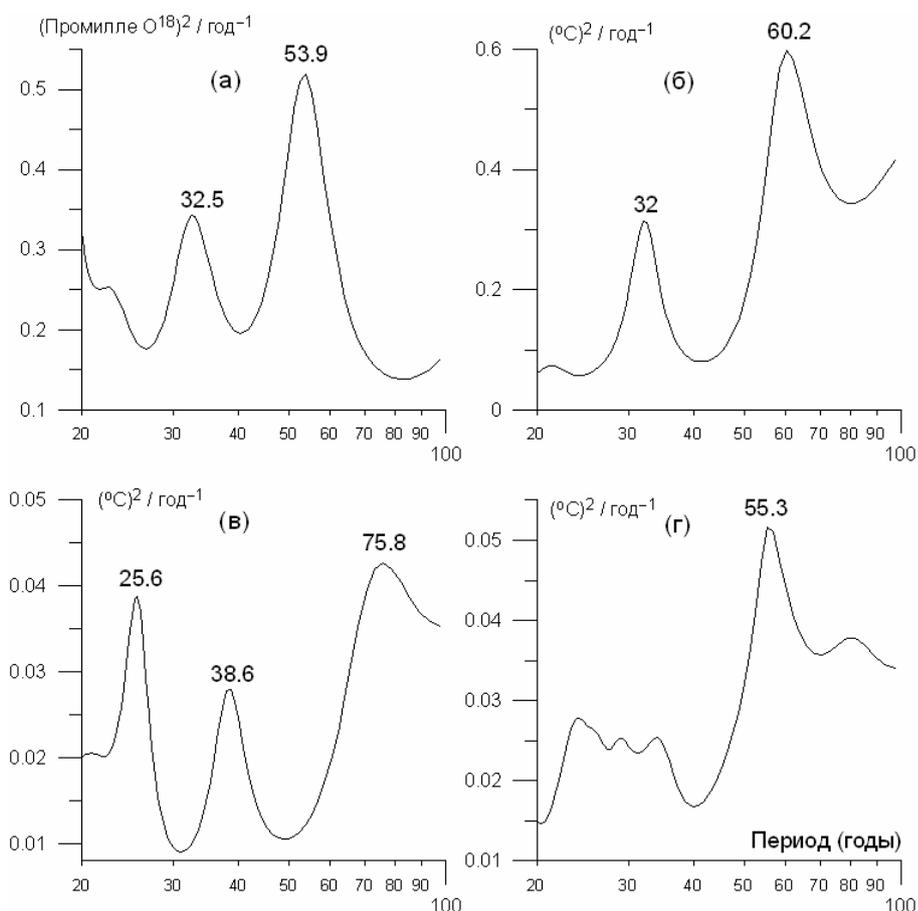


Рис. 1.13. Спектральная плотность пиков климатической периодичности во временном интервале 20-100 лет: а - гренландские ледовые колонки, б - кольца роста арктической сосны, в - кольца роста калифорнийской сосны, г - кольца роста калифорнийской сосны за последние 8 тыс. лет (шкала оси абсцисс - логарифмическая).

Fig.1.13. Spectral density of the climatic periodicity maximums over the time interval 20-100 years: а - Greenland ice cores, б - Arctic pine tree rings, в - Californian pine tree rings for the last 8,000 years (logarithmic X-axis).

Относительно «высокочастотные» части спектров, отражающие колебания температуры продолжительностью менее 20 лет, большого значения для выявления процессов «климатической» продолжительности не имеют. Наибольший интерес для оценки периодичности климатических

процессов представляет диапазон от 20 до 100 лет. На рис. 1.13. представлены кривые доминантных температурных цикличностей в интервале 20-100 лет.

В спектре гренландских ледовых колонок (рис. 1.13а) доминирует 54-летняя периодичность, 32-летний пик менее интенсивен. В спектре арктической сосны доминирует пик 60 лет и менее выражен пик 32 года (рис. 1.13б). В спектре калифорнийской сосны (рис. 1.13в) доминирует пик 76 лет и немного слабее выражены пики 26 и 39 лет. Это несколько выше периодичностей, полученных по ледовым колонкам и для арктической сосны. В то же время полный временной ряд колец роста калифорнийской сосны составляет около 8000 лет, что дает возможность проследить изменения периодичности температурных колебаний за весь этот срок. Результат спектрального анализа всего 8000-летнего ряда показывает доминирование пика 55.4 года (рис. 1.13г), который соответствует доминантным пикам (54 года) в спектре ледовых колонок и близок 60-летней периодичности для спектра колец роста арктической сосны (рис. 1.13б).

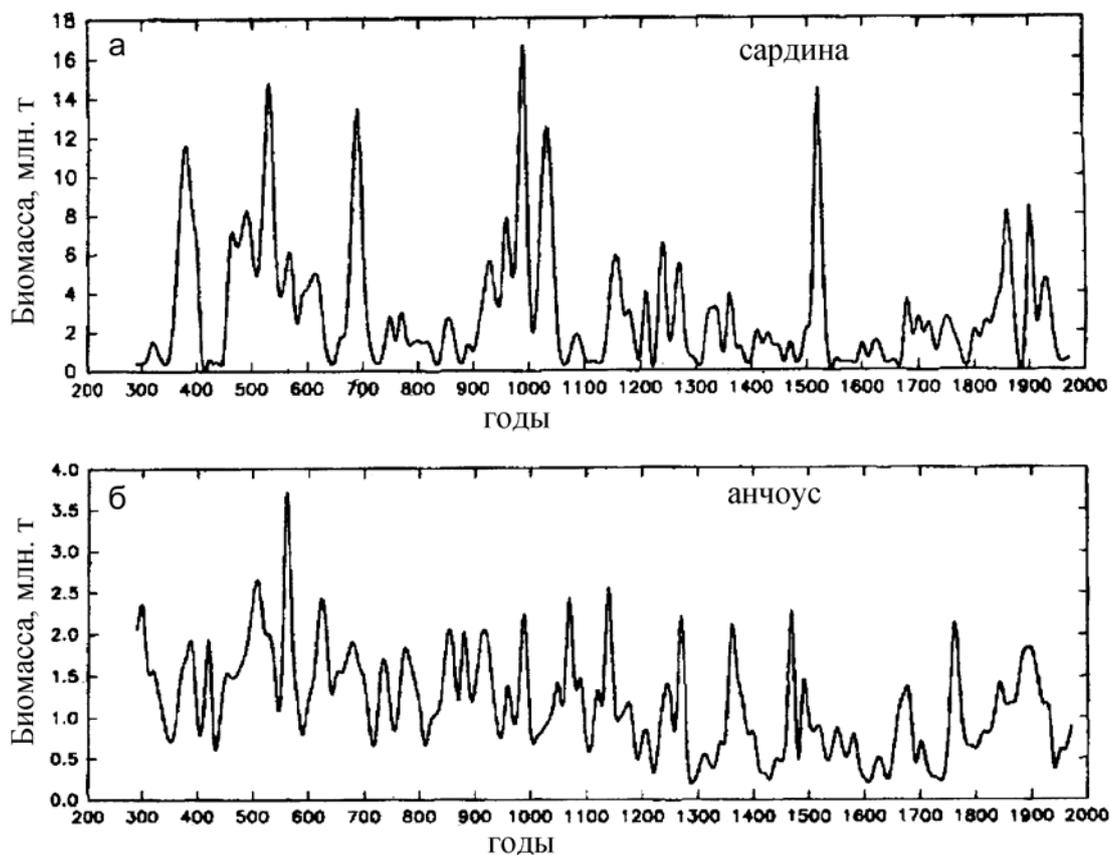
1.3.1. Флуктуации численности сардины и анчоуса по данным анализа чешуи в слоях донных осадков Калифорнийского апвеллинга

В последнее десятилетие появились данные, позволяющие проследить колебания численности популяций сардин и анчоусов за два тысячелетия в зоне Калифорнийского апвеллинга.

В глубоководных впадинах ложа Тихого океана в районе Калифорнийского апвеллинга накапливаются остатки чешуи наиболее массовых видов этого региона – сардины (*Sardinops caerulea*) и анчоуса (*Engraulis mordax*). Разложения органических остатков (в частности чешуи) не происходит, благодаря устойчивому анаэробному режиму в донных впадинах.

Колонки донных грунтов из этого района обнаруживают четкую слоистую структуру до глубины в несколько метров. Послойный анализ

чешуи сардины и анчоуса в колонках осадков позволил реконструировать колебания численности этих видов в течение 1700 лет (Baumgartner et al., 1992). Динамика реконструированных флуктуаций биомассы сардины и анчоуса из этой работы представлена на рис. 1.14.



ис. 1.14. Флуктуации биомассы популяции калифорнийской сардины *Sardinops cearulea* (а) и анчоуса *Engraulis mordax* (б), реконструированные по анализу чешуи в колонках донных отложений (интродукция из Baumgartner et al., 1992).

Fig.1.14. Biomass fluctuations of (а)- Californian sardine (*Sardinops cearulea*) and (б)- anchovy (*Engraulis mordax*) reconstructed by the scale deposition in the sediment cores. After Baumgartner et al., 1992.

Как видно из рис.1.14, в течение 1700-летнего периода численность обоих видов претерпевала значительные колебания: вспышки численности популяций сменялись периодами их почти полного исчезновения. Эти флуктуации происходили исключительно под воздействием природных (климатических) факторов без влияния рыболовства. Характерно, что современные колебания численности сардины и анчоуса в 20 веке, когда

популяции этих видов интенсивно эксплуатировались промыслом, практически не отличаются ни по периоду, ни по амплитуде от флуктуаций, происходивших на протяжении предшествующих почти двух тысяч лет (Baumgartner et al., 1992).

Спектры флуктуаций численности калифорнийской сардины и анчоуса за 1700 лет (рис. 1.15) имеют хорошо выраженные доминантные пики: 57 и 76 лет для сардины, 57, 72 и 99 лет для анчоуса. Это довольно хорошо согласуется с доминантными спектрами климатических колебаний за последние 1500 лет по ледовым колонкам и кольцам роста деревьев.

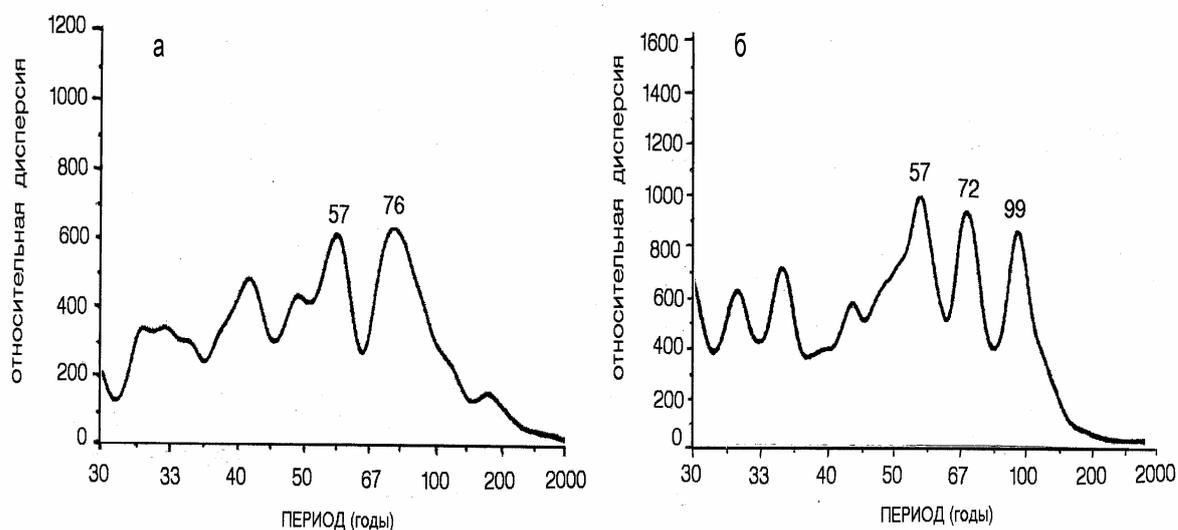


Рис. 1.15. Спектры периодичности флуктуаций биомассы калифорнийской сардины *Sardinops cearulea* (а) и анчоуса *Engraulis mordax* (б), реконструированных по анализу чешуи в колонках донных отложений (по данным Baumgartner et al., 1992, слегка модифицировано).

Fig.1.15. Spectrums of the fluctuation periodicity of (a)- Californian sardine (*Sardinops cearulea*) and (b)- anchovy (*Engraulis mordax*) reconstructed by the fish scale deposition in the sediment cores. After data of Baumgartner et al., 1992., slightly modified.

1.3.2. Итоги анализа спектров реконструированных и инструментальных данных

Для сравнения с результатами анализа длинных временных рядов на рис. 1.16 представлены данные спектрального анализа относительно коротких рядов инструментальных измерений Глобальной dT и индекса

Атмосферной циркуляции (АСІ), для которых доминирующая цикличность составляет соответственно 55 и 50 лет.

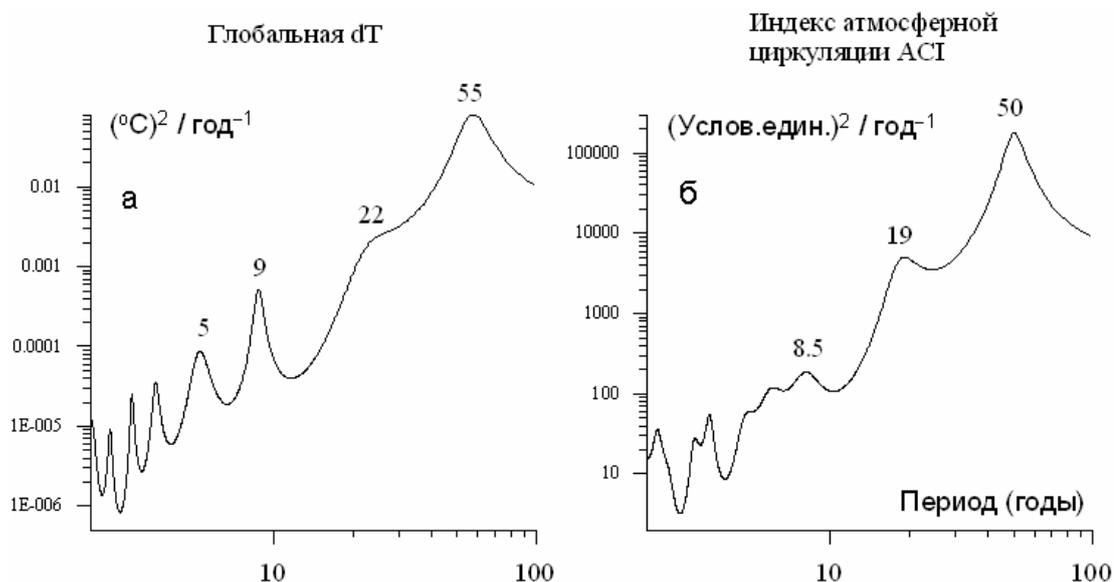


Рис. 1.16. Спектры рядов инструментальных измерений Глобальной dT (140 лет) и индекса Атмосферной циркуляции (АСІ, 110 лет).

Fig.1.16. Spectrums of the time series of Global dT (a) for 140 years (by instrumental measurements) and Atmospheric Circulation Index (ACI)(б) for 110 years. (logarithmic X-axis, years)

Общая картина распределения доминирующих периодичностей рассмотренных выше временных рядов представлена в табл. 1.

Таблица 1. Доминирующие периодичности температурных колебаний в диапазоне от 20 до 100 лет по всем использованным данным

Table 1. Predominant periods of temperature fluctuations within the diapason of 20 -100 years according to all available data

Временной ряд	Длина ряда, годы	Доминирующий пик, лет	Вторичные максимумы, лет
Ледовые колонки	1420 лет (552-1973)	54	32
Арктическая сосна	1480 лет (500-1980)	60	32
Калифорнийская сосна	1500 лет (479-1979)	76	32
Калифорнийская сосна	8000 лет (-6000-1979)	55.4	20 -35
Сардина (грунтовые колонки)	1730 лет (270-1970)	57 и 76	56, 33
Анчоус (грунтовые колонки)	1730 лет (270-1970)	57	72, 99

Глобальная dT	140 лет (1861-2001)	55	18.0
Индекс Атм. циркуляции (ACI)	110 лет (1891-2001)	50	19.0

Как видно из таблицы, доминирующие периодичности для климатических рядов и рядов численности популяций рыб достаточно хорошо согласуются и находятся в довольно узких пределах – от 54 до 76 лет (общая средняя 59.2). Несколько отклоняются от средней данные для калифорнийской сосны, хотя 55-летняя периодичность хорошо выявляется на 8000-летнем временном ряду.

Наиболее достоверные данные о долгопериодной динамике среднегодовой температуры, дает анализ содержания изотопа O^{18} в гренландских ледовых колонках. Реконструкция температуры по кольцам деревьев отражает ход летних значений температуры, тогда как данные реконструкции по ледовым кернам характеризуют динамику зимних показателей, а последние близки к среднегодовым.

Представленные в таблице результаты показывают, что доминирующие периодичности изменений климата и биоты за последние 1500 лет варьируют около 60-летней средней. Более высокочастотные (13-20-летние) флуктуации температуры также представляют интерес, но достоверные связи между ними и колебаниями численности популяций рыб не выявляются.

Полученные данные характеризуют спектр периодичностей для каждого из 1500-летних рядов в целом. Однако для понимания долгопериодных изменений климата необходимо знать, как распределяются выявленные доминантные периодичности во времени на протяжении последних тысячелетий. Такие данные могут быть получены с помощью спектрально-временного анализа (СВАН).

1.4. Спектрально-временной анализ (СВАН) долгопериодных климатических рядов

На рис. 1.17 (см. цветную вкладку) представлены 3-мерные рельефы эволюции десятичных логарифмов спектров мощности трех долговременных

климатических временных рядов. Они построены следующим образом. Временное окно длиной 600 отсчетов (600 лет) смещалось вдоль временного ряда слева направо с шагом 50 лет; для каждого положения временного окна оценивали спектр мощности фрагмента временного ряда, попавшего в это окно. Оценку проводили методом максимальной энтропии с порядком авторегрессии 60. Таким образом, получалась зависимость оценки спектра мощности от двух параметров – от частоты, как обычно, и от положения временного окна. Эта зависимость может быть визуализирована в виде трехмерного «горного рельефа», где по ординате обозначена частота, по абсциссе – положение правого конца временного окна, а «по высоте» откладывается значение десятичного логарифма спектра мощности. Визуализация выполнена с помощью популярного графического пакета Surfer.

Такого рода диаграммы позволяют представить развернутый во времени набор цикличностей изменений климатического ряда в виде 3-мерной (объемной) цветной картины, напоминающей вид с высоты на систему вытянутых вдоль шкалы времени (по абсциссе) горных цепей. Высота «хребтов» определяется интенсивностью проявления, т.е. повторяемостью данной периодичности в соответствии со шкалой периодов (по ординате).

Кроме того, интенсивность проявления цикличности выражается цветом: низкая – от синего через зеленый к желтому, высокая – от оранжевого к красному. Белые «вершины пиков» обозначают наиболее высокую степень проявления данной периодичности, например, 18.5-летняя цикличность (рис. 1.17а) или максимум 60-70-летней повторяемости (рис 1.17б) в конце 20 века.

Прослеживая высоту «хребтов» во времени на рис. 1.17, можно получить представление, как интенсивность проявления той или иной цикличности изменялась на протяжении последней тысячи лет. Использование трехмерных диаграмм позволяет ясно видеть, что

климатические изменения имеют циклическую природу, но интенсивность проявления климатических циклов значительно меняется во времени.

На рис. 1.17а показано, как изменяется во времени интенсивность проявления (повторяемость) периодических флуктуаций температуры по данным анализа гренландских ледовых колонок. Хорошо видно, что максимумы циклических изменений температуры распределены во времени неравномерно. Периодичность 160 лет достаточно хорошо выражена с начала 1200-х до конца 1300-х годов, после чего исчезает. 33-летняя периодичность проявляется только в период с 1300-х по 1700-е гг. и затем также практически исчезает. Интенсивность 55-летней периодичности, напротив, непрерывно нарастает с 1500-х и достигает максимального уровня к концу 1900-х гг.

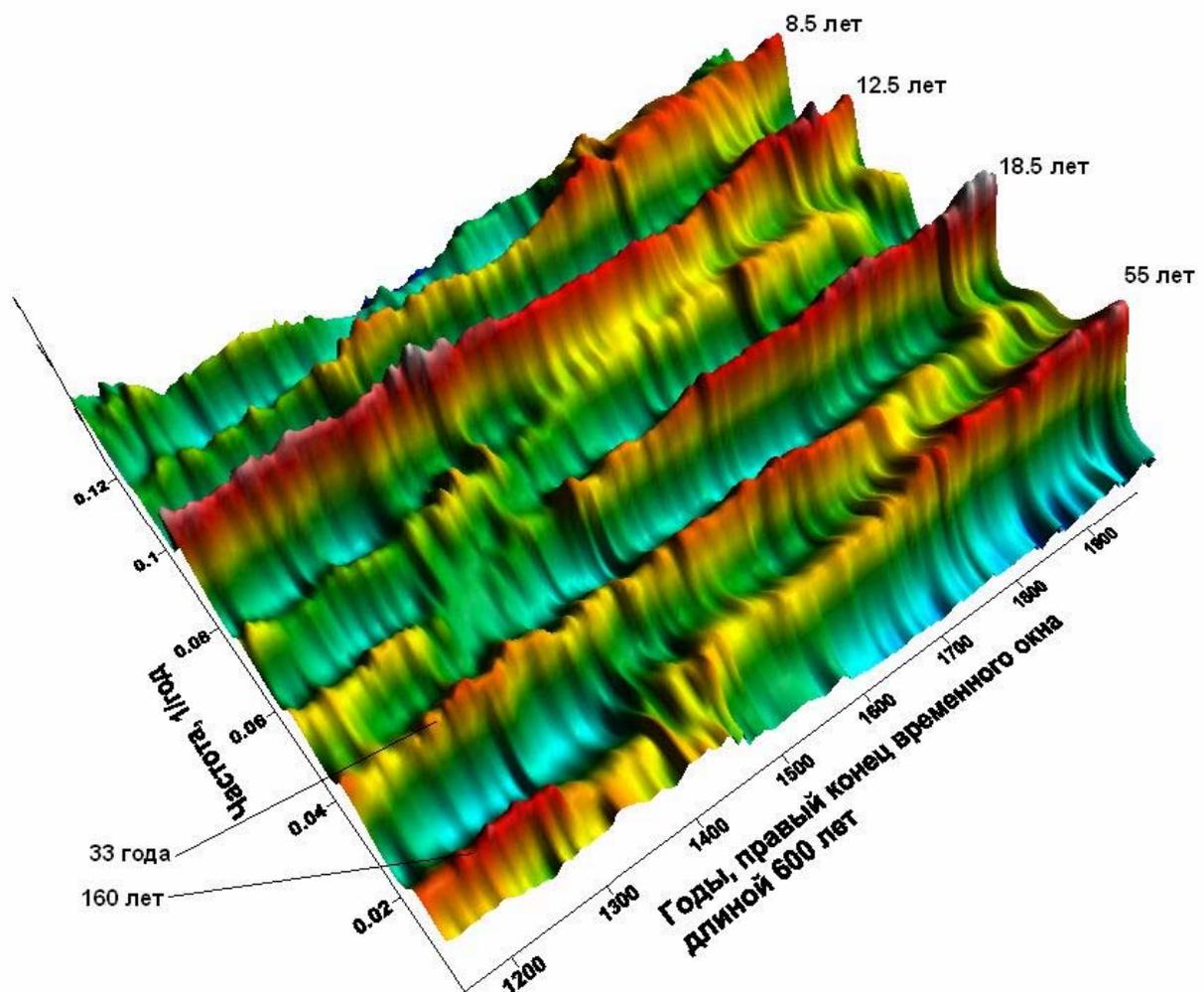
На рис. 1.17б представлена временная динамика температурной периодичности по кольцам роста арктической сосны из северной Швеции. Хорошо видно, что в последнее тысячелетие наиболее сильно выражена периодичность флуктуаций температуры 60-70 лет. Ее интенсивность несколько ослабевает в период с 1750-х по конец 1800-х, но вновь увеличивается к концу 1900-х гг.

Рис. 1.17в иллюстрирует временную динамику температурной изменчивости для калифорнийской сосны. Интенсивность наиболее выраженной периодичности 65-75 лет постепенно возрастает от 1100-х годов до максимальной к концу 1600-х и сохраняется на этом уровне до конца 1900-х гг. 25-27-летняя периодичность обнаруживается только с середины 1500-х гг., а затем ее интенсивность постепенно увеличивается к концу 20 века. Циклическости 18.5 и 12.5 лет просматриваются только в последние 300 лет.

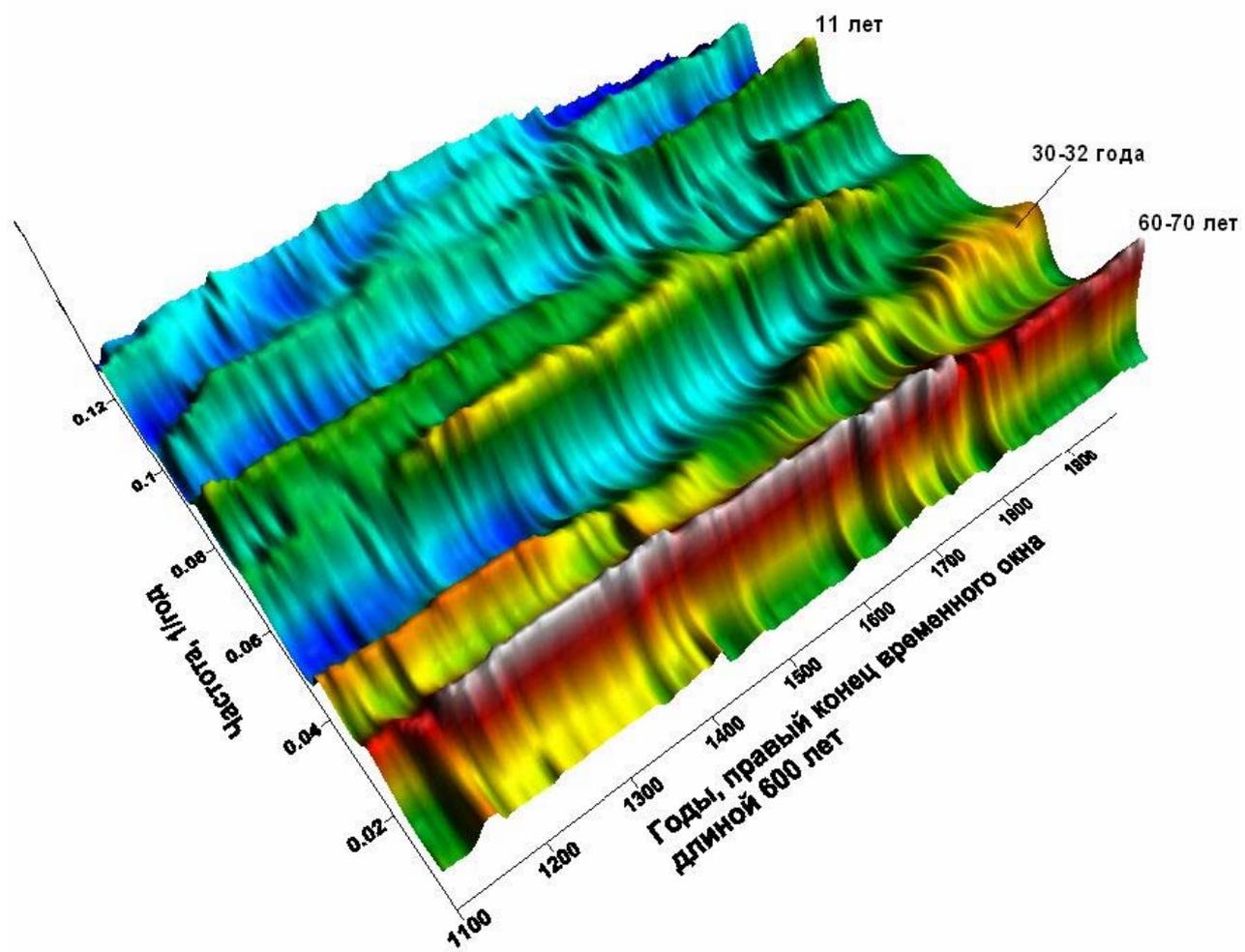
Нужно отметить, что данные по кольцам роста деревьев характеризуют только летние значения температуры. Наиболее достоверные данные о среднегодовой температуре дают результаты анализа содержания тяжелого изотопа кислорода O^{18} в гренландских ледовых кернах.

Как видно из приведенных графиков, повторяемость 55-70-летней периодичности значительно сильнее выражена относительно других периодичностей. При этом повторяемость 55-70-летней и других температурных цикличностей распределяется во времени неравномерно на протяжении всего 1500-летнего временного ряда. Характерная черта 55-70-летней цикличности – рост ее интенсивности в течение последних 600-1000 лет с максимумом в конце 20-го века.

а



б



В

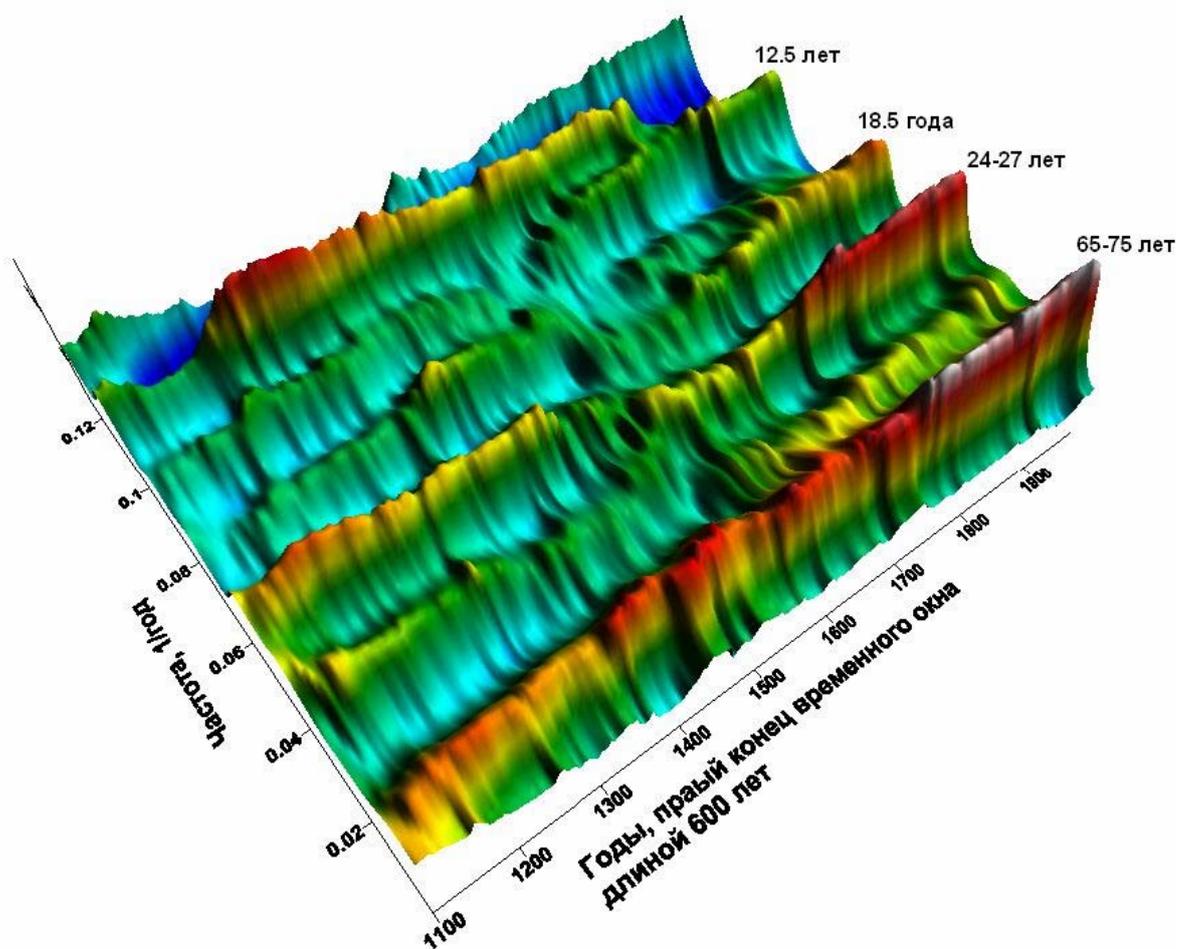


Рис. 1.17. Интенсивность проявления (повторяемость) периодических флуктуаций температуры за 1500-летний период по данным анализов: **а** – гренландских ледовых колонок, **б** – арктической сосны, **в** – калифорнийской сосны. По левой оси – частота 1/год: 0.02 соответствует периоду 50 лет, 0.04 – 25 лет, 0.06 – 16.6 лет, 0.08 – 12.5 лет, 0.1 – 10 лет, 0.12 – 8.3 года.

Fig.1.17. Recurrence of the periodical temperature fluctuations for 1500 year: **(a)** - by Greenland ice cores, **(б)** Arctic pine tree rings, **(в)** Californian pine tree rings. Left axis— frequency per year: 0.02-corresponds period of 50 years, 0.04-25, 0.06-16.6, 0.08 – 12.5, 0.1-10 and 0.12-8.3 year respectively.

Хотя основные низкочастотные пики спектра мощности соответствуют значениям периодов 50-70 лет, тем не менее, как мы видим на примере реконструкций температуры по гренландским кернам, возможно существование более длительных циклов – 100-200 лет.

Из представленных на рис 1.17 графиков видно, что отдельные периодические компоненты рождаются, живут и умирают, чтобы возродиться вновь, но с другими доминирующими периодами. Были также интервалы времени, когда не существовало никаких ярко выраженных монохроматических низкочастотных компонент. Такие интервалы времени можно назвать «низкочастотным хаосом».

Подобная качественная классификация поведения климатических временных рядов может иметь отношение к вопросу о существовании интервалов времени слабой и сильной предсказуемости климата. Более детально этот вопрос обсуждается в Главе 7. Здесь заметим лишь, что существование сильных монохроматических компонент в вариациях сигнала позволяет резко увеличить как эффективность, так и «дальнобойность» прогноза временного ряда за счет использования циклических трендов с периодом той монохроматической компоненты (периодичности), которая преобладает в данный период времени. Если преобладающих монохроматических компонент не существует, то такая схема прогноза не работает и приходится довольствоваться обычным прогнозом на основе корреляций соседних значений временного ряда, который может быть эффективен лишь на 1-2 шага вперед, то есть возможность долгосрочного прогноза пропадет.

В связи с таким разделением истории климата на интервалы слабой и сильной предсказуемости, представляет интерес проследить эволюцию спектра мощности в низкочастотной полосе. 8000-летний временной ряд реконструкции температуры по кольцам роста калифорнийской сосны дает

возможность рассмотреть, как изменяется интенсивность долгопериодной климатической цикличности за столь продолжительный срок.

Мы проанализировали изменчивость спектра мощности колец роста калифорнийской сосны за 8000 лет в полосе периодичностей от 40 до 200 лет в скользящем временном окне 600 лет. Для каждого положения временного окна в выделенной полосе находился максимум логарифма спектра мощности. Результаты анализа представлены на рис. 1.18 и 1.19.



Рис. 1.18. Изменение спектра мощности температурных колебаний в полосе частот от $1/40$ год⁻¹ до $1/200$ год⁻¹ в скользящем временном окне длиной 600 лет, по кольцам роста калифорнийской сосны за 8000 лет. По ординате – логарифм максимума спектральной мощности; по абсциссе – годы, правый конец скользящего временного окна.

Fig.1.18. Variation of the spectral power of temperature fluctuations by Californian pine tree rings in the frequency band from 0.025 - 0.005 y⁻¹ (40 – 200 years), in the moving time window of 600 years. Y-axis is logarithm of spectral power; X-axis is years at right end of the time window.

Из графика на рис. 1.18 можно видеть, что повторяемость низкочастотных циклов существенно изменяется во времени через промежутки от двух до полутора тысяч лет. На минимальном уровне повторяемость этих циклов сохраняется в течение 500-1000 лет до следующего периода повышения, а на максимальном уровне сохраняется от

200 до 500 лет. Максимумам кривой соответствуют интервалы времени высокой потенциальной предсказуемости, а минимумам – периоды слабой предсказуемости. Однако эта предсказуемость лишь потенциальна; для того, чтобы она была реальна, надо убедиться в том, что значение максимума на этом графике соответствует не равномерному повышению спектра мощности во всей низкочастотной полосе, а появлению достаточно локализованного по частоте (узкополосного) сигнала – в этом случае можно применить прогноз с использованием локального циклического тренда. Иначе говоря, надо обратиться к представленной на рис. 1.19 (см. цветную вкладку) частотно-временной диаграмме.

Крупномасштабным максимумам графика 1.18 на этом рисунке соответствует (за исключением самого первого – в начале) достаточно хорошо локализованная спектральная полоса с периодом от 50 до 100 лет. Из графика 1.19 можно видеть, что повторяемость этой периодичности достигает максимума к концу 20 века.

Для более точной оценки значений этой нарастающей периодичности необходимо вновь обратиться к СВАН-графикам на рис. 1.17. Из всех графиков хорошо видно, что в последнее тысячелетие доминировала 50-70-летняя цикличность, повторяемость которой постоянно возрастала. Следовательно, для долгосрочного прогноза флуктуаций климата (на несколько десятков лет вперед) мы имеем возможность использовать оценку этого циклического тренда (см. Главы 7 и 8).

Таким образом, к концу 20-го века повторяемость 50-70-летней цикличности достигла очередного максимума и сохранится на этом уровне, по меньшей мере, в течение текущего столетия, что повышает надежность перспективного прогнозирования долгопериодной динамики климата и биоты.

Близкая к 50-70-летней цикличность климата выявлена в ряде исследований. Спектральный анализ рядов температурной изменчивости на территории Северной Америки и Европы за последние 1000 лет выявил

доминирование циклических флуктуаций температуры в диапазоне 60-80 и 120 лет (Shabalova, Weber, 1999). В работе Шлезинджера и Раманкутти (Schlesinger, Ramankutty, 1994) показано доминирование 65-70-летней периодичности глобального климата. Спектральный анализ долгопериодной динамики температуры поверхности океана и атмосферного давления на акватории северной Пацифики (Minobe, 1997, 1999, 2000) за последнее столетие выявляет доминантную 50-70-летнюю (и дополнительную 20-30-летнюю) цикличность климатических индексов PDO и ALPI. Сходные данные о 50-70-летней цикличности температуры поверхности океана (индекса PDO) получены в работе Мантуа и Хэйра (Mantua, Hare, 2002).

Краткие комментарии

Анализ трех 1500-летних временных рядов реконструированных значений температуры (Гренландия, Скандинавия, Калифорния) показывает, что доминирующая периодичность климатических флуктуаций за последние 1000 лет составляет около 60 лет с разбросом от 55 до 76 лет. Второй по интенсивности спектральный пик периодичности – 30-32 года. Существование именно этих климатических периодичностей (50-70 и 30 лет) подтверждается в ряде работ (Schlesinger, Ramankutty, 1994; Minobe, 1997, 1999, 2000).

В отличие от реконструкции временных рядов по кольцам роста деревьев, характеризующих летнюю температуру, реконструкции температуры по анализу гренландских ледовых колонок за последние 1400 лет характеризуют зимнюю температуру, которая практически определяет изменения среднегодовой.

Доминантная 55-летняя периодичность среднегодовой температуры, выявленная по ледовым колонкам, сходна с периодичностями Глобальной dT и ASI, инструментально измеренными в течение последних 140 и 110 лет соответственно.

Периодичности флуктуаций численности калифорнийской сардины и анчоуса за последние 1700 лет близки к климатическим и находятся в диапазоне 55-75 лет. Интенсивность 50-70-летней цикличности непрерывно нарастала в течение последних 1000 лет и к концу 20 столетия достигла максимального уровня. Исходя из нарастающей интенсивности 55-70-летней цикличности за последнее тысячелетие, можно предполагать, что эта периодичность сохранится, по меньшей мере, в течение ближайших 100 лет, что увеличивает надежность перспективного прогнозирования динамики климата и биоты в текущем столетии.

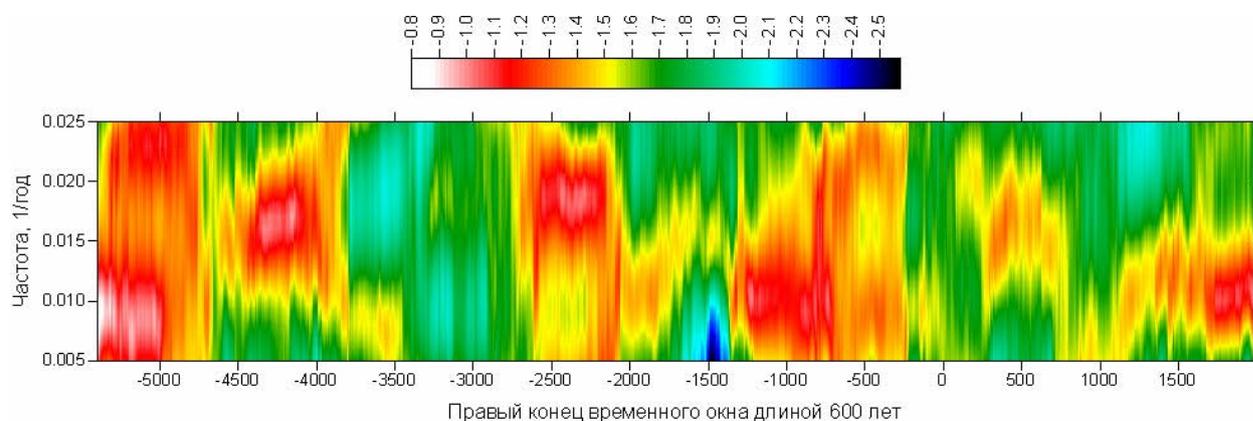


Рис. 1.19. Частотно-временная диаграмма эволюции логарифма спектра мощности колец роста калифорнийской сосны в полосе частот от 0.005 до 0.025/год⁻¹ (от 40 до 200 лет) в скользящем временном окне длиной 600 лет.

Fig.1.19. Time frequency diagram of spectral power variation of Californian pine tree rings in the frequency band 0.025- 0.005 y⁻¹ (40 – 200 years), in the moving time window of 600 years.

Глава 2

Проявления цикличности климата на глобальном и региональном уровнях

2.1. Особенности динамики индекса Атмосферной циркуляции (АСІ)

Близкое сходство динамики зональной АСІ и Глобальной dT (см. Главу 1) показывает, что изменения атмосферной циркуляции и глобальной температуры в планетарном масштабе тесно связаны и АСІ может служить глобальным климатическим показателем. В то же время, необходимо принимать во внимание существенные различия сравниваемых индексов – АСІ и Глобальной dT. Кривая Глобальной dT представляет собой ряд аномалий, сглаженных скользящим осреднением, и отражает реальные изменения температуры во времени. В отличие от этого, кривая АСІ – это результат последовательного суммирования аномалий атмосферного переноса (сокращенно: «аномалий АП»), т. е. представляет собой кривую накопленных частот (кумуляту), ход которой не отражает реальных изменений атмосферного переноса, происходящих одновременно с флуктуациями температуры. Для оценки реальной связи между изменениями Глобальной dT и АСІ следует использовать не интегральную кривую АСІ (кумуляту), а кривую реальных аномалий атмосферного переноса («аномалии АП»).

На рис. 2.1 представлена динамика аномалий АП за последнее столетие. Их высокая вариабельность вызывает необходимость сгладить вариации скользящим осреднением и выявить долгопериодный ход этого показателя. Можно видеть, что кривая аномалий АП, подобно кривой АСІ, демонстрирует квазипериодический характер с периодом 50- 60 лет.

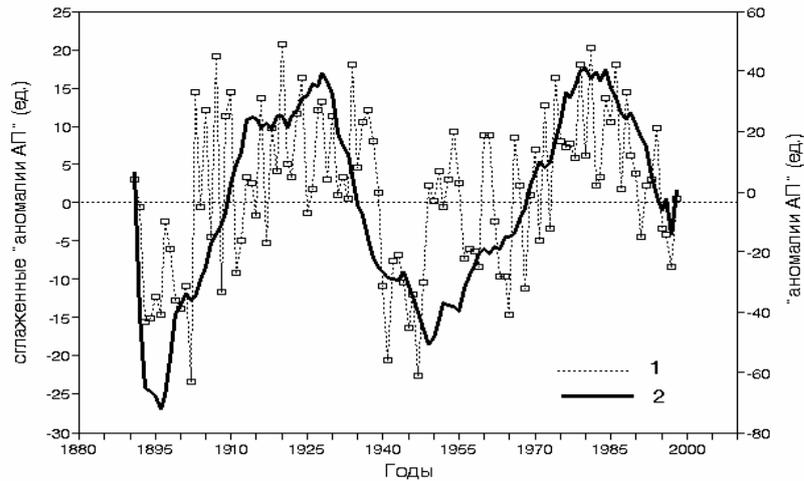


Рис.2.1. Динамика долгопериодных изменений аномалий зонального атмосферного переноса (аномалии АП) в период 1891-2000 гг.: 1 – среднегодовые аномалии АП, 2 – то же, сглаженное 21-летним скользящим осреднением (объяснения в тексте).

Fig.2.1. Dynamics of the long-term variation of the zonal atmospheric transfer (AT anomalies) for 1891 – 2000: (1)- average annual AT anomalies, (2)- the same average annual anomalies smoothed with 21-years moving averaging

Реальные различия в динамике аномалий АП и зональной АСИ за последние 100 лет представлены на рис. 2.2. Можно видеть, что максимумы интегральной кривой Вангенгейма-Гирса (АСИ) запаздывают относительно кривой аномалий АП на 12-14 лет.

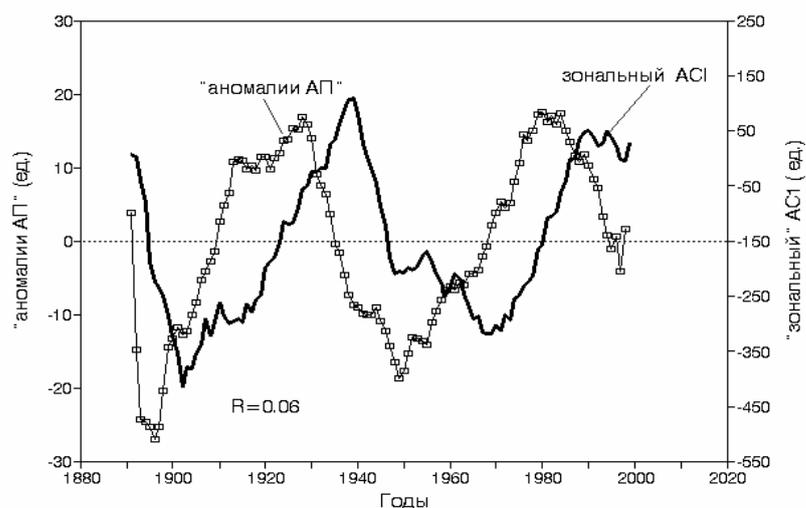


Рис. 2.2. Сравнение долгопериодной динамики зональной АСИ и аномалий АП за последнее столетие.

Fig.2.2. Comparative dynamics of zonal ACI (bold line) and smoothed AT anomalies (white squares) for the last century.

Сдвиг кривой аномалий АП на 12 лет вперёд (рис. 2.3) приводит к почти полному её совпадению с кривой зональной АСИ; при этом коэффициент корреляции между двумя индексами возрастает с 0.06 до 0.9.

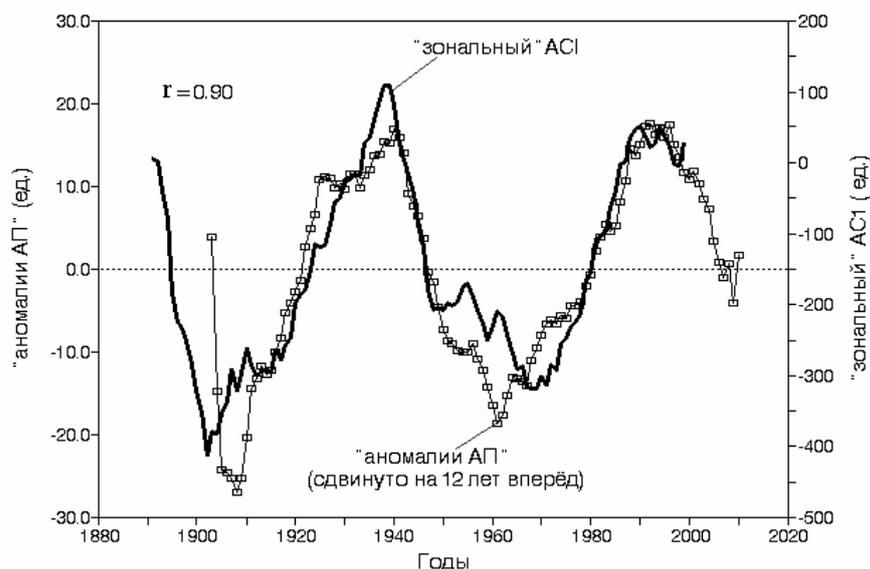


Рис. 2.3. Сравнение динамики зональной АСИ и кривой сглаженных аномалий АП, сдвинутой на 12 лет вперёд.

Fig.2.3. The same as Fig. 2.2, but smoothed AT anomalies curve is shifted by 12 years ahead (right)

Наибольший интерес представляет сравнение хода аномалий АП и Глобальной dT, поскольку это может иллюстрировать связь изменений атмосферной циркуляции и температуры (рис. 2.4). Кривые имеют сходную форму, но изменения Глобальной dT запаздывают относительно аномалий АП на 16-20 лет. Сдвиг кривой аномалий АП вперед на 18 лет приводит к почти полному совпадению хода обеих кривых (рис. 2.5); при этом коэффициент корреляции между двумя индексами возрастает с 0.09 до 0.9.

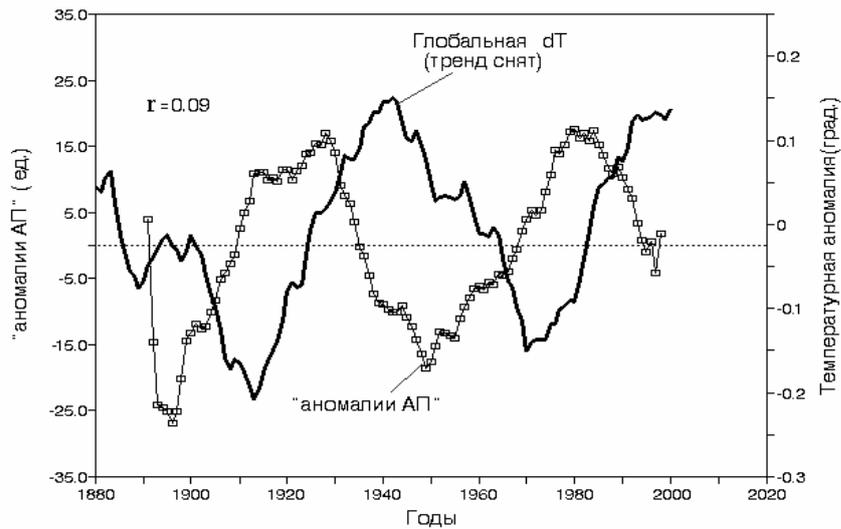


Рис. 2.4. Сравнительная динамика глобальной температурной аномалии (Глобальной dT) со снятым вековым трендом (сглажено 13-летним осреднением) и аномалий зонального атмосферного переноса (зональных аномалий АП) (сглажено 21-летним скользящим осреднением).

Fig.2.4. Comparative dynamics of detrended Global dT (13-years smoothing) (bold line) and of zonal AT anomaly (21-year smoothing) (white squares).

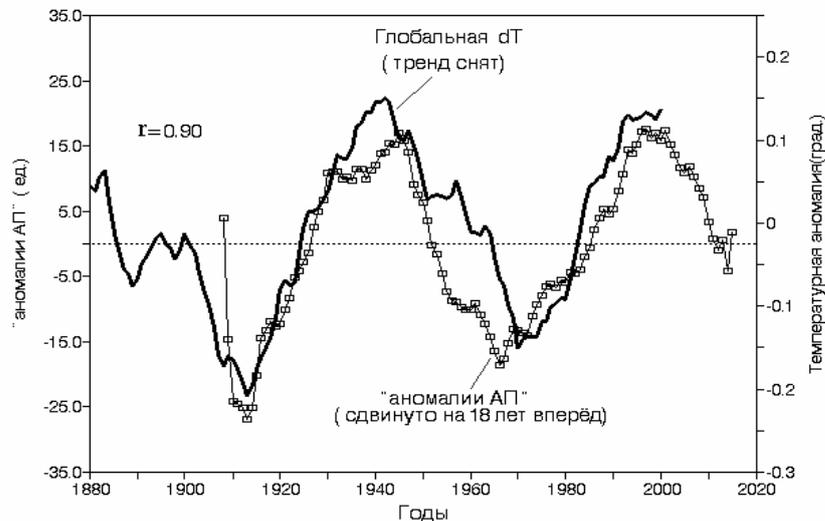


Рис. 2.5. То же, что на рис. 2.4, но кривая аномалий АП сдвинута на 18 лет вперед.

Fig.2.5. The same as Fig. 2.4, but the anomaly AT curve is shifted ahead (right) by 18 years

Результаты анализа подтверждают хорошо заметный на графиках циклический характер флуктуаций аномалий АП и Глобальной dT с периодом около 60 лет и указывают на возможность прогнозирования

гармонического процесса. Как видно на рис. 2.5, при сдвиге кривой аномалий АП её правая ветвь продолжается в будущее, позволяя приближенно судить о ходе Глобальной dT на 15-20 лет вперед. Исходя из этого, можно предполагать, что в ближайшие годы рост Глобальной dT замедлится, а к 2015 г. ее значения снизятся приблизительно на 0.15° . Следует принять во внимание, что на рис. 2.5 представлена кривая Глобальной dT со снятым вековым температурным трендом (Sonechkin, 1998). Если повышающийся температурный тренд сохранится, ожидаемое снижение Глобальной dT к 2015 г. будет несколько меньшим – около 0.10° . Вполне понятно, что прогнозируется только ход долгопериодного температурного тренда, но не значения существенно варьирующих среднегодовых значений температуры.

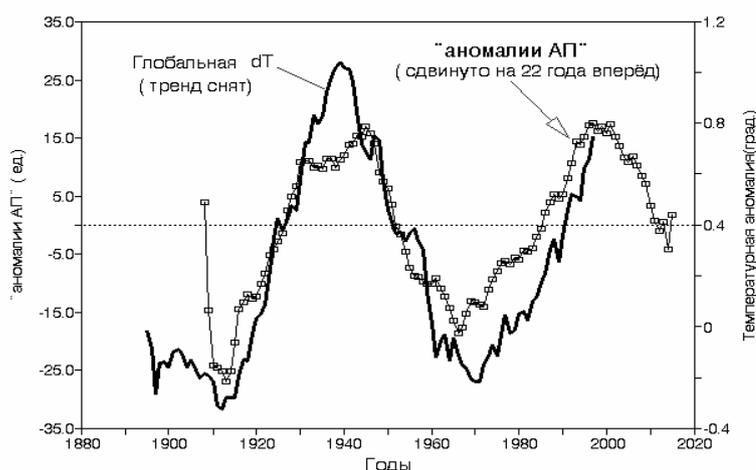


Рис.2.6. Сравнительная динамика Арктической dT (по данным Александрова с соавторами, 2003) и кривой зональной аномалии АП (сглажено 21-летним скользящим усреднением), сдвинутой на 22 года вперед

Fig.2.6. Comparative dynamics of Arctic dT (13-years smoothing) (bold line) (after Александров et al. 2003) and zonal AT anomaly curve (white squares) shifted in time by 22 years ahead (right), (21-year smoothing)

Данные о долгопериодной динамике аномалий АП получены в Атлантико-Евразийском регионе и, в частности, в Арктической его части. На рис. 2.6 представлен ход температурной аномалии в широтной зоне от 60° до 85° с. ш. (Арктическая dT) и ход кривой аномалий АП, смещенной на 22 года вперед. Можно видеть, что с учетом сдвига динамика аномалий АП и

Арктической dT описывается сходными кривыми с приблизительно 60-летней циклическостью.

Сходство формы кривых Глобальной dT и аномалий АП позволяет предполагать наличие связи между изменениями направления атмосферного переноса и последующими изменениями глобальной температуры, хотя механизм этой зависимости не ясен. Показатель АСИ можно использовать в качестве климатического индекса наряду с Глобальной dT , Арктической dT и показателями, характеризующими изменения атмосферного давления: ALPI, NPI.

2.2. Циклические флуктуации объема озера Балхаш

Озеро Балхаш – одно из крупнейших озер мира, в течение последних 120 лет его объем колебался в пределах от 90 до 150 км³. Подобно Аралу и Каспию, Балхаш не имеет стока, а около 80% его водного питания поступает со стоком р. Или из горных систем Алатау и Тянь-Шаня. Основную долю в питании рек составляют тающие летом высокогорные снега и ледники (Абросов, 1973).

Система р. Или – оз. Балхаш представляет собой природную модель изменений водности высокогорного региона. Как видно из рис. 2.7, долгопериодные изменения объема Балхаша в течение последних 120 лет происходят практически в полной противофазе с ходом Глобальной dT (коэффициент корреляции (r) – -0.75) и демонстрируют приблизительно 60-летнюю циклическость, отражающую флуктуации водности региона и расхода р. Или.

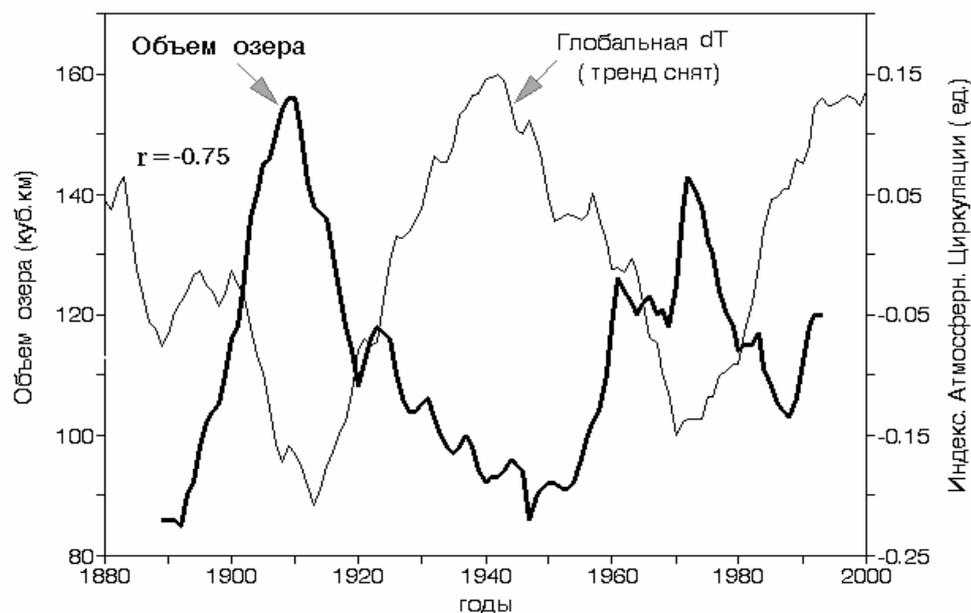


Рис. 2.7. Сравнительная динамика Глобальной dT со снятым трендом (13-летнее сглаживание) и долгопериодных флуктуаций объема оз. Балхаш. (Объем озера – по данным Шапоренко (1993) с учетом заполнения Капчагайского водохранилища на р. Или).

Fig.2.7. Comparative dynamics of detrended Global dT (13-year smoothing) (thin line) and long-term fluctuations of the Balkhash lake volume (bold line) (after Шапоренко, 1993, corrected for the filling of Kapchagaisk reservoir, Ili river)

Периодические увеличения объема озера приурочены к так называемым периодам «похолодания», а снижения – к периодам «потепления». Периоды похолодания соответствуют эпохам меридиональной АСИ. При сравнении динамики объема Балхаша с ходом меридиональной АСИ (рис. 2.8) обнаруживается достаточно тесная связь ($r = 0.75$). Можно видеть также некоторое запаздывание изменений объема озера относительно хода АСИ. При сдвиге кривой объема озера на 5 лет вперед коэффициент корреляции возрастает до 0.82.

Исходя из чередования приблизительно 30-летних климатических эпох потеплений и похолоданий (см. Главу 1), можно предполагать, что в ближайшие 10-15 лет очередная эпоха потепления и доминирования зональной циркуляции вступит в фазу завершения, подобно тому, как это происходило в 1940-1960 гг. В соответствии с этим можно ожидать, что водность региона и объем Балхаша будут возрастать.

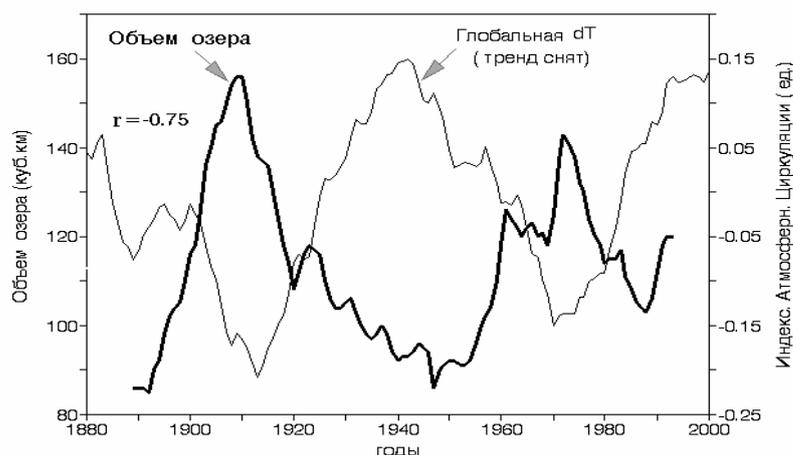


Рис. 2.8. Сравнительная динамика долгопериодных флуктуаций объема оз. Балхаш и меридиональной АСІ (13-летнее сглаживание). Объем озера – по данным Шапоренко (1993) с учетом заполнения Капчагайского водохранилища на р. Или.

Fig.2.8. Comparative dynamics of meridional ACI (13-year smoothing) (thin line) and long-term fluctuations of the Balkhach lake volume (bold line) (after Шапоренко , 1993,corrected for the filling of Kapchagaisk reservoir, Ili river)

Мы не касаемся здесь непосредственных механизмов изменения водности высокогорного района, обеспечивающих сток в оз. Балхаш. На примере этого крупного бессточного озера хорошо видна роль меридионального атмосферного переноса в увеличении водности региона. Поступление воды в притоки озера происходит за счет накопления и последующего таяния высокогорных ледников. Можно предполагать, что в периоды похолоданий и увеличения повторяемости меридиональной АСІ объем высокогорных ледников возрастает, тогда как в периоды потеплений и доминирования зональной АСІ уменьшается. Долгопериодные колебания объема оз. Иссык-Куль также связаны с динамикой ледников горной системы Тянь-Шаня (Клиге и др., 1998).

Своеобразным аналогом природной модели оз. Балхаш может служить Аральское море – бессточный водоем, питаемый двумя крупными реками, сток которых зависит от водности высокогорных систем Тянь-Шаня и Памира. Согласно модели Балхаша, в ближайшие 10-15 лет можно предполагать постепенное увеличение стока Аму- и Сыр-Дарьи и возможную стабилизацию или даже увеличение объема Арала.

2.3. Циклическая природа наводнений в устье Невы

Наблюдения за максимальными уровнями р. Невы, вызывающими наводнения в С.-Петербурге, ведутся более 120 лет (Померанец 1999; Найденов, Кожевникова, 2003). Долгопериодная динамика максимальных уровней Невы в сравнении с ходом Глобальной dT представлена на рис. 2.9. Сглаженная кривая максимальных уровней Невы за более чем столетний период практически совпадает с ходом Глобальной dT со снятым трендом.

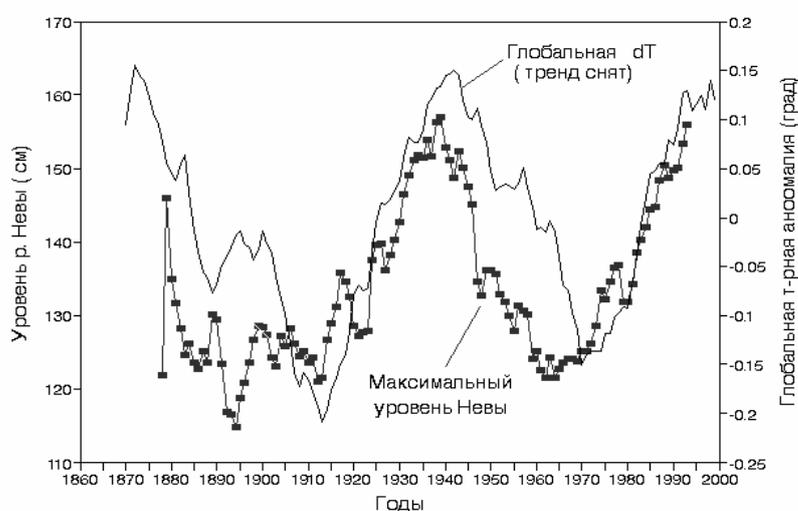


Рис. 2.9. Сравнительная динамика Глобальной dT со снятым трендом (13-летнее сглаживание) и максимальных уровней Невы (20-летнее сглаживание). Построено по данным Померанца (1999), Найденова и Кожевниковой (2003).

Fig.2.9. Comparative dynamics of detrended Global dT (13-years smoothing) (thin line) and maximum levels of Neva river (20-year smoothing) (black squares). After data of Померанец (1999), Найденов и Кожевникова (2003)

Сравнение динамики максимальных уровней Невы и хода Арктической dT (рис. 2.10) демонстрирует их сходный характер, причем обе кривые не имеют векового повышающегося тренда.

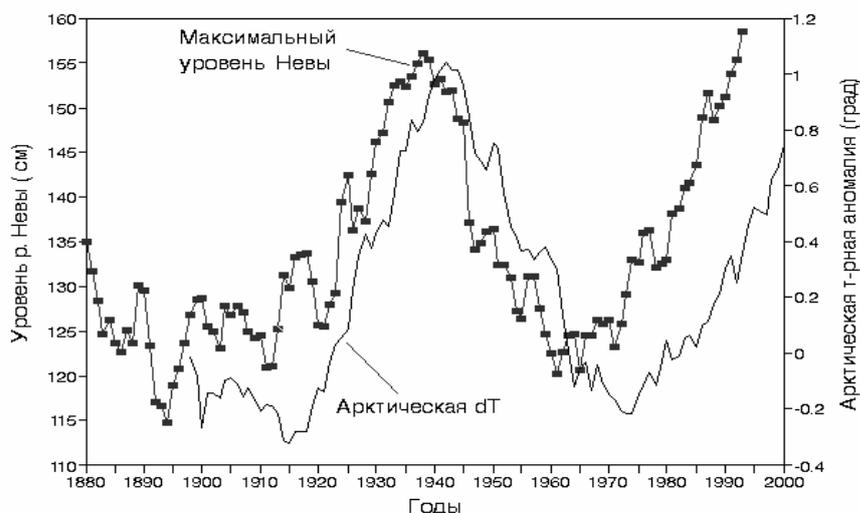


Рис. 2.10. Сравнительная динамика Арктической dT (13-летнее сглаживание) и максимальных уровней Невы (20-летнее сглаживание). Построено по данным Померанца (1999), Найденова и Кожевниковой (2003).

Fig.2.10. Comparative dynamics of Arctic dT (13-years smoothing) (thin line) and maximum water levels in Neva river (20-year smoothing) (black squares). After data of Померанец,(1999), Найденов и Кожевникова (2003).



Рис. 2.11. Сравнительная динамика флуктуаций зональной ACI и максимальных уровней Невы (20-летнее сглаживание). Построено по данным Померанца (1999), Найденова и Кожевниковой (2003).

Fig.2.11. Comparative dynamics of zonal ACI (bold line) and maximum levels of Neva river (20-year smoothing) (black squares). After data of Померанец 1999), Найденов и Кожевникова (2003).

Флуктуации уровня Невы обусловлены особенностями атмосферной циркуляции региона. Движение циклонов от севера Балтики на юго-восток через Финский залив сопровождается развитием длинной волны, которая входит в устье Невы и подпирает сток реки. Сопровождающий прохождение циклона западный ветер усиливает подъем уровня, что приводит к наводнениям разной интенсивности вплоть до катастрофических (Померанец, 1993). Естественно предположить, что индекс Атмосферной циркуляции (АСІ), характеризующий направление переноса воздушных масс в Атлантическом регионе, может быть долгопериодным предиктором условий, порождающих наводнения (рис. 2.11).

Как видно из рис. 2.11, кривые максимальных уровней и динамики зональной АСІ демонстрируют тесное сходство. Максимумы обоих показателей конца 1930-х, 1990-х и минимумы 1960-х гг. полностью совпадают. Вполне естественно, что повышение повторяемости зональной АСІ, характеризующей доминирование западно-восточного переноса воздушных масс, увеличивает вероятность подъема уровня Невы. Представления о долгопериодной циклической динамике Глобальной dT, Арктической dT и зональной АСІ позволяют предвидеть периоды увеличения (или понижения) вероятности катастрофических наводнений в С.-Петербурге.

2.4. Циклические флуктуации осадков на западном побережье Северной Америки

На западном побережье США, в штате Орегон, наблюдения за выпадением осадков ведутся более 100 лет (рис. 2.12). Долгопериодные флуктуации осадков и Глобальной dT происходят практически в полной противофазе приблизительно с 60-летней периодичностью. Увеличение осадков происходит в периоды похолоданий, а снижение – в период потеплений.

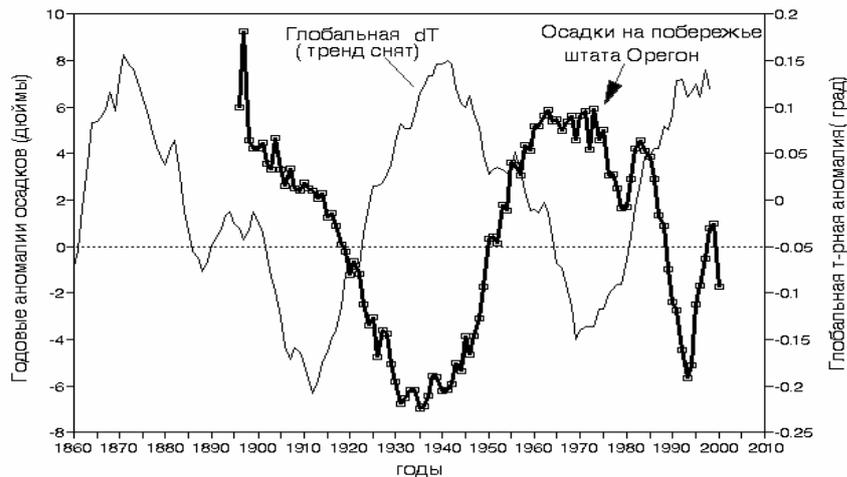


Рис. 2.12. Сравнение годовых осадков на побережье штата Орегон (сглажено 19-летним осреднением) и хода Глобальной dT со снятым трендом (13-летнее сглаживание). Построено по данным Taylor & Southards, 2002.

Fig.2.12. Comparison of rainfall in Oregon (19-year smoothing) (bold line) with detrended Global dT (13- years smoothing) (thin line). After data of Taylor & Southards, 2002.

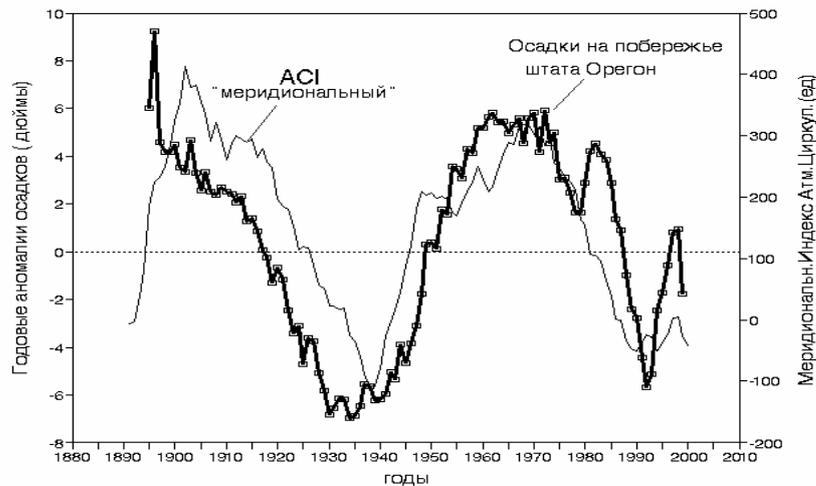


Рис. 2.13. Сравнение годовых осадков на побережье штата Орегон (сглажено 19-летним осреднением) и динамики меридиональной ACI.

Fig.2.13. Comparison of rainfall in Oregon (19-year smoothing) (bold line) with meridional ACI (thin line)

Сравнение динамики годовых осадков и хода меридиональной ACI за 105-летний период (рис. 2.13) обнаруживает практически полное совпадение их кривых. Полученные данные показывают, что динамика осадков на побережье штата Орегон за период 1896-2001 гг. отражает приблизительно 60-летнюю цикличность глобальных и региональных климатических

показателей (Глобальной dT (со снятым трендом), Арктической dT, зональной и меридиональной АСИ), но не демонстрирует векового повышающегося тренда, характерного для Глобальной dT.

Как видно из приведенных примеров, долгопериодные флуктуации объема оз. Балхаш, интенсивности наводнений в устье Невы, годовых осадков в штате Орегон и индекса Атмосферной циркуляции (АСИ) происходят практически одновременно и демонстрируют приблизительно 60-летнюю цикличность. Можно предполагать, что синхронность явлений, наблюдаемых в разных частях планеты, – отражение глобальных изменений атмосферной циркуляции и температуры. Характерно, что рассмотренные кривые изменений водного режима, осадков и атмосферной циркуляции (включая аномалии АП) не имеют повышающегося векового тренда, свойственного для Глобальной dT.

2.5. Циклические флуктуации ледовитости Баренцева и Охотского морей

Временной ряд наблюдений за среднегодовой ледовитостью Баренцева моря (%% покрытой льдом акватории) насчитывает почти столетие (Аверкиев и др., 1997), что позволяет сравнить динамику этого показателя с Глобальной dT. Вместо «ледовитости» мы будем использовать обратную ей величину – «свободную ото льда площадь моря». На рис. 2.14 можно видеть, что динамика «обратной ледовитости» моря испытывает долгопериодные флуктуации и близка ходу Глобальной dT, но запаздывает относительно неё приблизительно на десятилетие. Кроме того, динамика обратной ледовитости, подобно Глобальной dT, демонстрирует повышающийся вековой линейный тренд (около 15% за столетие).

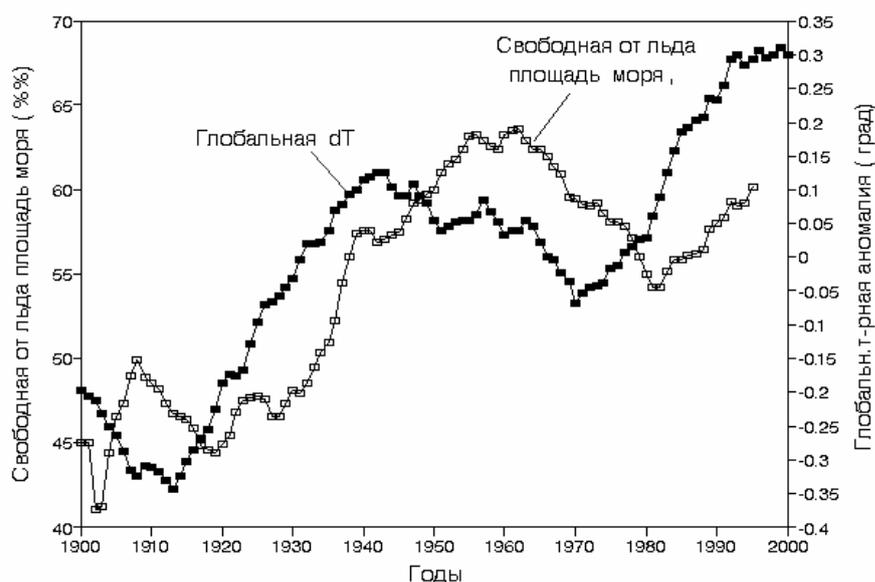


Рис. 2.14. Сравнительная динамика свободной ото льда площади Баренцева моря (20-летнее сглаживание) и Глобальной dT (13-летнее сглаживание).

Fig.2.14. Comparative dynamics of free of ice area of Barents sea (20-year smoothing) (white squares) and Global dT (13-years smoothing)(black squares)

Для сравнения многолетних изменений обратной ледовитости и Глобальной dT обе кривые со снятым трендом представлены на рис. 2.15. Хорошо видно, что динамика обратной ледовитости имеет приблизительно 60-летнюю периодичность и практически повторяет ход Глобальной dT, запаздывая относительно неё почти на десятилетие. Это показывает, что изменение ледовитости – процесс инерционный, отражающий многолетний ход накопления и расхода тепла водными массами. Смещение кривой обратной ледовитости на 8 лет назад (рис. 2.16) приводит к практически полному её совпадению с ходом Глобальной dT.

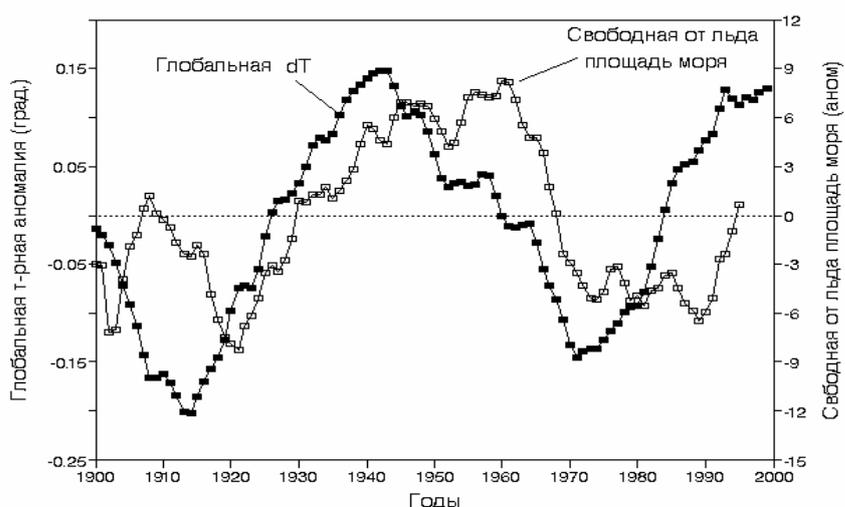


Рис. 2.15. Сравнительная динамика Глобальной dT и «обратной ледовитости» Баренцева моря (со снятыми трендами). Глобальная dT сглажена 13-летним скользящим осреднением, кривая «обратной ледовитости» – 20-летним.

Fig.2.15. Comparative dynamics of detrended Global dT, (13-year moving averaging) (black squares) and detrended free of ice area in Barents sea (detrended, 20-year smoothing) (white squares)

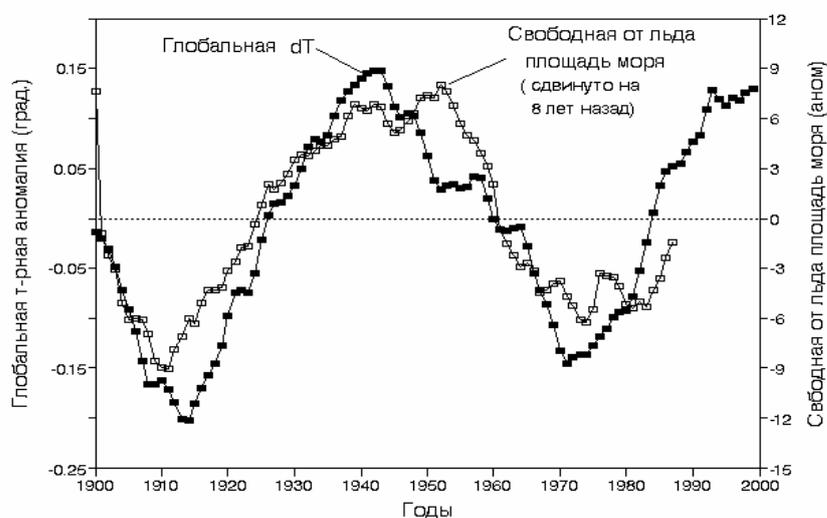


Рис. 2.16. То же, что на рис. 2.15, но кривая «обратной ледовитости» сдвинута на 8 лет назад.

Fig.2.16. The same that fig.2.15, but curve of free of ice area shifted back (left) by 8 years.

Долгопериодный ход ледовитости представляет собой своеобразную летопись климатических изменений, отражающих поступление теплых атлантических вод в регион и флуктуации Глобальной dT. Ледовитость Баренцева моря – один из важнейших показателей динамики природных

условий в регионе. Изменения свободной ото льда площади моря оказывают значительное влияние на сезонный цикл развития фито- и зоопланктона, а также на успешность выживания и роста молоди трески, сельди и других видов рыб. Приблизительно 60-летние флуктуации ледовитости и главного климатического показателя – Глобальной dT тесно связаны и могут служить для перспективного прогнозирования динамики численности промысловых стад трески и сельди Арктического региона. Примеры такого использования показателя ледовитости приводятся в Главе 3.

Помимо Баренцева моря, 50-60-летние колебания ледовитости выявлены для арктических морей сибирского шельфа (Карклин и др., 2001), а также для Охотского моря. Как можно видеть из рис.2.17, ход кривых свободной ото льда площади Баренцова и Охотского моря практически совпадают. Это показывает, что долгопериодные изменения ледовитости в морях Северной Атлантики и Северной Пацифики происходят практически одновременно и определяются долгопериодной динамикой Глобальной dT .

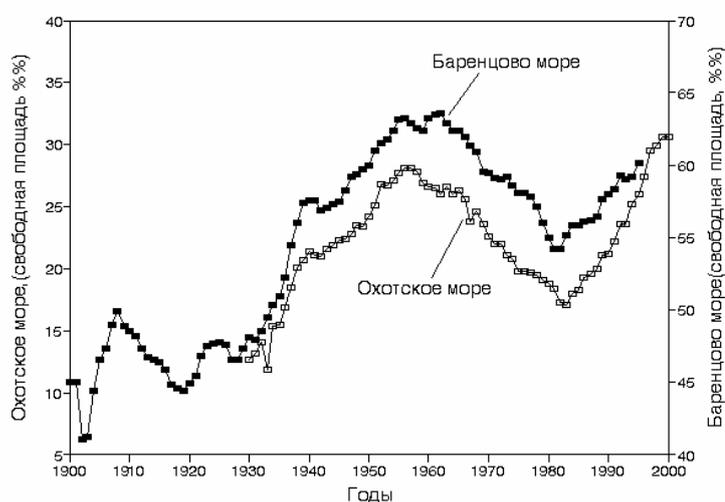


Рис.2.17. Сравнительная динамика свободной ото льда площади Баренцова и Охотского морей. (сглажено 20-летним скользящим осреднением). Баренцово море – среднегодовые величины; Охотское море—данные за март, по данным Устиновой 002 .

Fig.2.17. Comparative dynamics of free of ice area in the Barents (black squares) and Okhotsk (white squares) sea (20-years smoothing). Sea of Okhotsk –after data of Устинова и др.2002 for March.

2.6. Северо-Атлантическое колебание и показатели климата Арктики

Климатические изменения северной Атлантики в значительной степени связаны с долгопериодными изменениями давления в центрах действия атмосферы – Исландском минимуме и Азорском максимуме. Разность величин атмосферного давления этих двух регионов носит название Северо-Атлантического колебания (САК) или North Atlantic Oscillation (NAO) в англоязычной литературе. Увеличение индекса САК происходит при углублении Исландского минимума и росте Азорского максимума атмосферного давления, что сопровождается усилением западных ветров и увеличением поступления относительно теплых атлантических вод в североевропейские моря. Одновременно возрастает поступление холодных воздушных масс в район Лабрадора и западной Гренландии. Уменьшение разности давления между центрами действия атмосферы (снижение индекса САК) вызывает ослабление западных ветров, снижение поступления атлантических вод в европейские моря и холодных воздушных масс к Лабрадору и западной Гренландии. Увеличение САК вызывает потепление, а снижение – похолодание климата Европы (Rogers, 1984; Alheit, Hagen, 1997; Смирнов и др., 1998).

В западной и восточной частях северной Атлантики происходят одновременные, но обратные по знаку, изменения климатических показателей (Смирнова, Смирнов, 2000). Проведенный этими авторами анализ связи между пополнением стад трески и изменением САК в северо-западной и северо-восточной Атлантике показал следующее. Коэффициенты корреляции между динамикой САК и пополнением стада в исследуемых регионах были противоположны по знаку, однако величины коэффициента корреляции не выходили за пределы 0.4 (коэффициент детерминации $R^2 = 0.16$). Иначе говоря, индекс САК может служить полезным показателем для оценки общей тенденции изменений климата и численности стад трески, но

связь с САК объясняет не более 20% наблюдаемых изменений численности популяции.

Одно из последних исследований возможной связи между пополнением стада трески Норвежского моря и долгопериодными флуктуациями САК (Solow, 2002) показало, что за 26-летний период (1946-1972 гг.) изменения пополнения стада и индекса САК происходили в противофазе, а в течение следующих 24 лет (1972-1996 гг.) наблюдался синфазный ход этих показателей.

Синфазная динамика численности зоопланктона и САК наблюдалась в период с 1960-х до середины 1990-х гг., но после 1996 г. сменилась на противофазную (Reid et al., 1998). Эти данные указывают на ограниченность использования САК как предиктора изменений продуктивности экосистемы северной Атлантики.

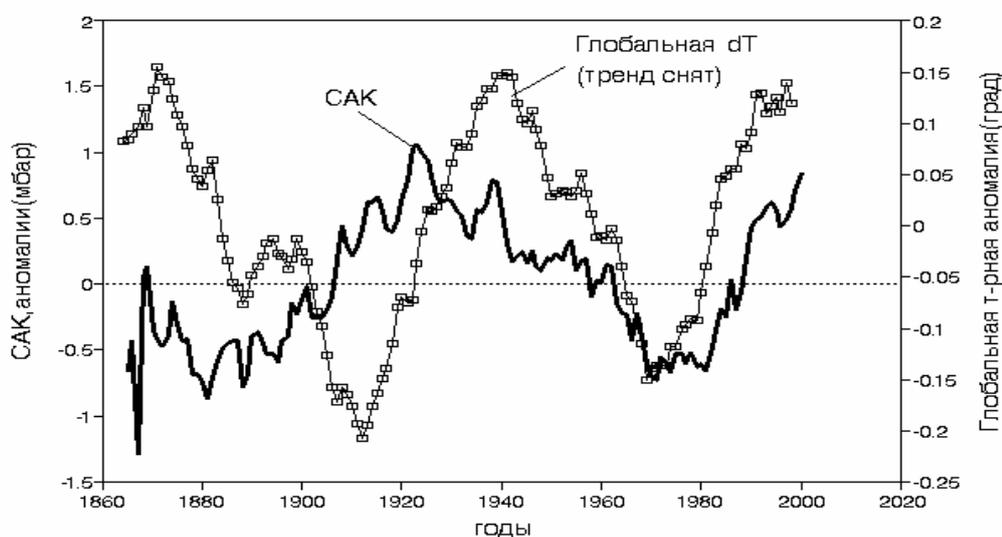


Рис. 2.18. Сравнительная динамика Глобальной dT со снятым трендом (13-летнее сглаживание) и среднегодового индекса Северо-Атлантического колебания (САК)(20-летнее сглаживание) в 1860-2000 гг. Ряд САК построен по данным Turrel, 1995 и новым данным на сайте: www.cru.uea.uk/cru/data

Fig.2.18. Comparative dynamics of detrended Global dT (13-years smoothing) (white squares) and average annual North Atlantic Oscillation index (NAO, 20-year smoothing) (bold line) for 1860-2000. NAO dynamics is developed by Turrel, 1995 and data from site: www.cru.uea.uk/cru/data

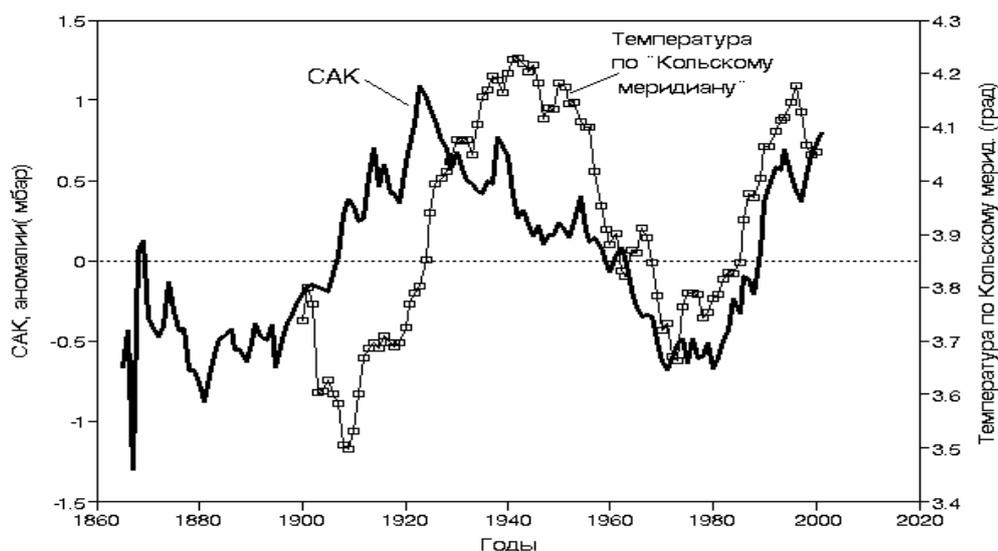


Рис. 2.19. Сравнительная динамика средней температуры в слое 0-200 м по Кольскому меридиану (17-летнее сглаживание) и среднегодового индекса Северо-Атлантического колебания (САК)(20-летнее сглаживание) в 1900-2000 гг. Данные для ряда САК как на рис 2.18. Температура по Кольскому меридиану по данным Yndestad, 2002.

Fig.2.19. Comparative dynamics of average Kola meridian temperature in the water column 0-200 m (13-year smoothing) (white squares) and annual NAO (20-years smoothing) (bold line) for 1860-2000. NAO dynamics is developed by Turrel, 1995 and data from www.cru.uea.uk/cru/data, Kola meridian temperature after Yndestad, 2002.

В этой связи представляет интерес сравнение долгопериодной динамики САК и Глобальной dT (рис. 2.18). В период 1860-1930 гг. флуктуации этих показателей были противофазны, но с конца 1930-х по 2000 г. долгопериодные изменения САК синфазны флуктуациям Глобальной dT .

Аналогичная картина наблюдается при сравнении хода индекса САК с динамикой температуры в слое 0-200 м по Кольскому меридиану (рис. 2.19), а также температурной аномалии в Арктической зоне (рис. 2.20).

Характерная особенность долгопериодной динамики Арктической dT – отсутствие векового повышающегося температурного тренда (см. рис. 2.12), свойственного Глобальной dT (Sonechkin, 1998). Средняя температура Арктической зоны достигла максимума в конце 1930-х – начале 1940-х гг., в 1950-1960-х произошло значительное похолодание, а в 1970-1990-х гг. новое потепление с максимумом в начале 2000-х гг. (рис. 2.20). Долгопериодные

флуктуации Арктической dT рассматриваются как проявление «низкочастотной» 60-80-летней периодичности климата, предположительно связанной с термохалинной циркуляцией океана (Алексеев, 2003).

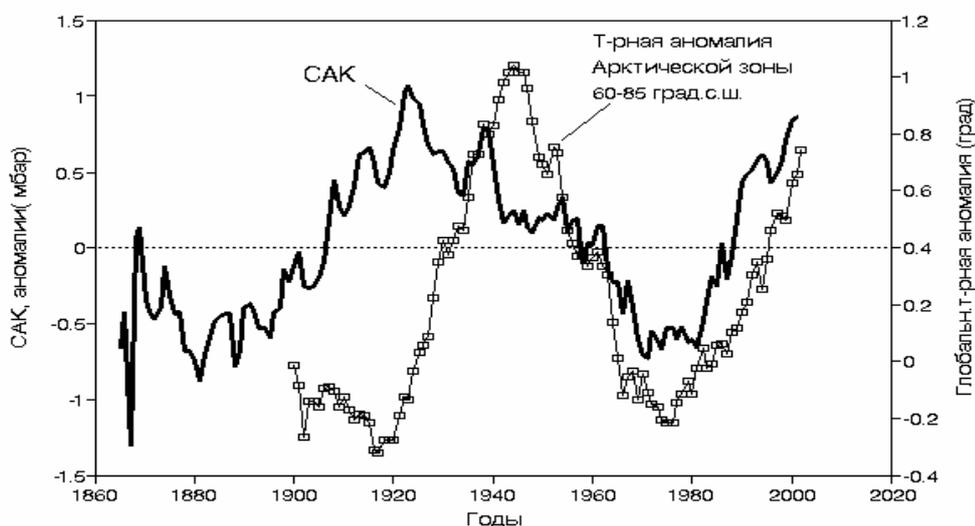


Рис. 2.20. Сравнительная динамика среднегодового индекса Северо-Атлантического колебания (САК)(20-летнее сглаживание) и кривой температурной аномалии Арктической dT 1900-2000 гг. (сглажено 13-летним скользящим осреднением) Данные для ряда САК как на рис 2.18.

Fig.2.20. Comparative dynamics of annual NAO (20-years smoothing) (bold line) and Arctic temperature anomaly (Arctic dT) (white square) for 1900-2000 (13-years smoothing). NAO dynamics is developed by Turrel, 1995 and from www.cru.uea.uk/cru/data, Arctic dT data after Александров et al., 2003.

Еще в период первого потепления Арктики 1920-1940-х гг. В.Ю. Визе (1937), а несколько позднее Б.Л. Дзердзеевский (1943) и Л.А. Виттельс (1946) пришли к заключению, что потепление Арктики – результат глобального усиления общей циркуляции атмосферы, западного атмосферного переноса и притока атлантических вод в Северный ледовитый океан. Одновременно усиливается обратный поток вод из Арктического бассейна в Гренландское море. Как в 1930-х, так и в 1990-х гг. значительное повышение температуры в слое атлантической воды происходило на всей акватории Арктического бассейна (Алексеев, 2003).

Однако связь долгопериодной динамики САК и притока атлантических вод не вполне очевидна. Как можно видеть из рис. 2.21, динамика притока атлантических вод и сглаженного индекса САК практически противофазна.

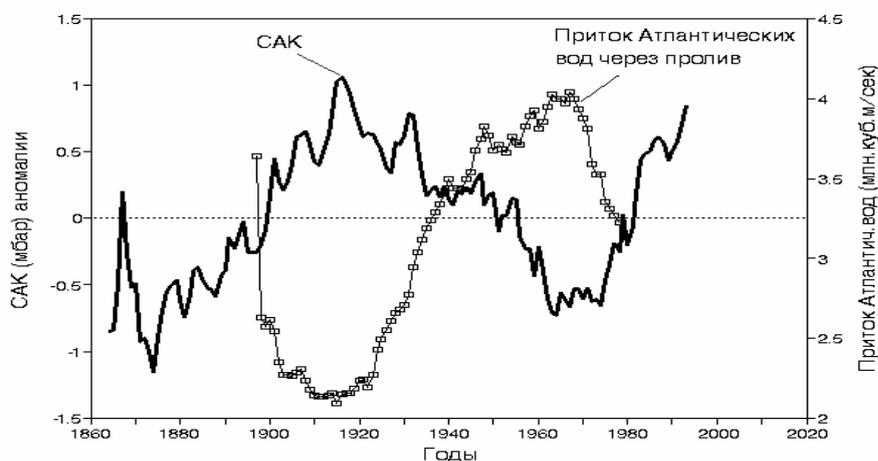


Рис. 2.21. Сравнительная динамика среднегодового индекса Северо- Атлантического колебания (САК)(20-летнее сглаживание) и притока атлантических вод в Арктику через Фареро-Шетландский пролив (15-летнее сглаживание) в 1900-1983 гг. Построено по данным и Алексеева (1989). Данные для ряда САК как на рис 2.18.

Fig.2.21.Comparative dynamics of annual NAO (20-year smoothing) (bold line) and Atlantic water inflow to Arctic through Faroe-Shetland strait (15-year smoothing) (white squares) for 1900-1983 after data of Николаев и Алексеев (1989). NAO dynamics is developed by Turrel, 1995 and data from www.cru.uea.uk/cru/data

Мы не обсуждаем здесь конкретные океанологические механизмы переноса тепла в Арктическую зону, но приведенные данные показывают, что связь поступления тепла из Атлантики с динамикой САК требует дальнейшего изучения.

2.7. Циклические изменения снегонакопления в Антарктиде

50-60-летняя цикличность накопления снега за последние 225 лет выявлена в исследованиях, проводившихся на станции Восток в Антарктиде. Как полагают, это связано с долгопериодными колебаниями циклонической активности в регионе (Екайкин и др.,2002). Авторы не обнаружили повышения температуры поверхности Антарктического щита за последние 200 лет, что указывает на отсутствие векового температурного тренда, характерного для Глобальной dT.

Квазипятидесятилетний цикл проявляется и в колебаниях площади морских льдов в Антарктике, что сближает этот регион с Арктикой, где такие колебания выявлены в динамике ледовитости Баренцева моря (Карклин и др., 2001). Полученные результаты согласуются с данными о существовании 40-60-летнего цикла меридиональной циркуляции в южном полушарии (Enomoto, 1991).

2.8. Циклические флуктуации глобальной температуры и феномен антропогенного глобального потепления

Развитие мировой экономики прямо связано с потреблением и сжиганием ископаемого топлива (нефти, газа и угля), в результате чего в атмосферу выделяется основной продукт сжигания топлива – углекислый газ, а также ряд других так называемых «парниковых» газов. Широко распространено мнение, что эти вещества препятствуют тепловому излучению Земли в космическое пространство. Задержанное в атмосфере тепловое излучение повышает ее температуру и приводит к постепенному росту температуры поверхностного слоя воздуха в глобальном масштабе. Это явление получило название глобального потепления.

На рис. 2.22 представлены изменения Глобальной dT на фоне роста мирового потребления топлива (МПТ) за последние 140 лет (Макаров, 1998). С середины 19-го века МПТ увеличивается практически с постоянной скоростью около 2.3% в год, удваиваясь приблизительно каждые 30 лет. В отличие от плавно возрастающей кривой МПТ, динамика Глобальной dT на фоне повышающегося векового тренда испытывает 50-60-летние флуктуации с максимумами в середине 1870-х, конце 1930-х и 1990-х гг. В каждой «волне» этих флуктуаций можно выделить восходящие и нисходящие участки Глобальной dT . Сравнение фаз изменения Глобальной dT и МПТ приведены в табл. 2.

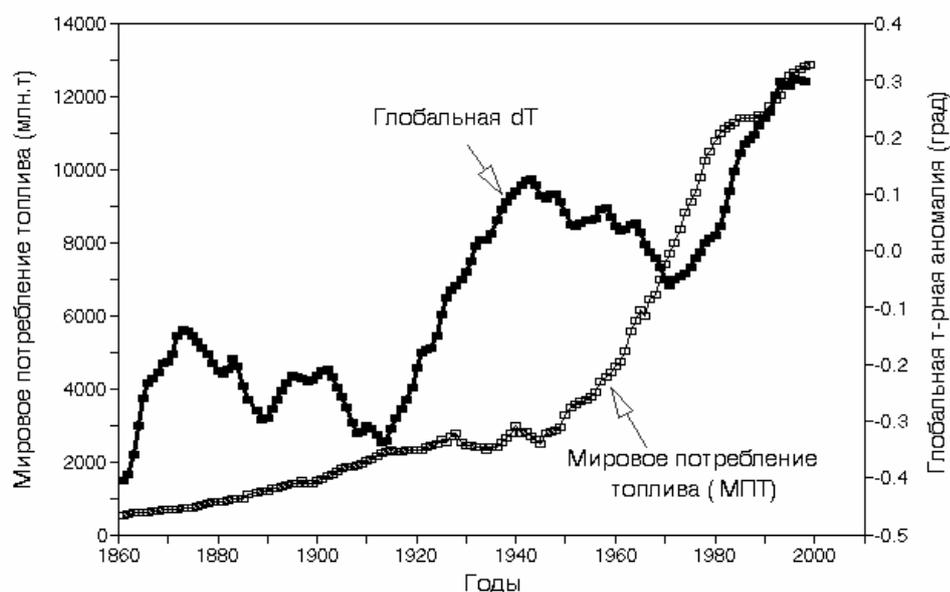


Рис. 2.22. Сравнение динамики глобальной температурной аномалии (Глобальной dT) и мирового потребления топлива (МПТ) за период 1860-2000 гг. Данные по МПТ из монографии Макарова, 1998.

Fig.2.22. Comparison of the Global temperature anomaly (Global dT, 13-year smoothing) (black squares) and World fuel consumption (WFC) (white squares) for 1860-2000 (after Makarov, 1998).

Таблица 2. Изменения связи между динамикой мирового потребления топлива (МПТ) и ходом Глобальной dT за последние 140 лет

Table 2 . Correlation between Global dT and World Fuel Consumption in the different time phases of the 1860-2000

Фаза изменений Глобальной dT	Период, годы	Коэффициент корреляции (r) между dT и МПТ
Повышение	1861-1875	+ 0.92
Снижение	1875-1910	- 0.71
Повышение	1910-1940	+ 0.28
Снижение	1940-1970	- 0.88
Повышение	1970-2000	+ 0.94
Снижение (?)	2000-2030	?

В период 1861-1875 гг. наблюдался одновременный рост МПТ и Глобальной dT – эти процессы положительно коррелированы ($r = 0.92$).

Однако в последующий период (1876-1915 гг.) рост МПТ сопровождался не повышением, а снижением Глобальной dT – связь отрицательная ($r = -0.71$). В период 1910-1940 гг. МПТ возрастало очень медленно, а с 1920-х по 1940-е гг. его рост почти прекратился из-за мирового промышленного кризиса. Однако именно в этот период Глобальная dT возросла более чем на 0.4° – рекордная скорость увеличения Глобальной dT за весь 140-летний период инструментальных измерений. Корреляция между МПТ и Глобальной dT в этот период практически отсутствует ($r = 0.28$). В следующий 30-летний период 1940-1970 гг. МПТ возросло в 2.5 раза, тогда как величина Глобальной dT не повысилась, а снизилась на 0.2° ; между МПТ и dT наблюдалась высокая отрицательная корреляция ($r = -0.88$). В последний 30-летний период 1970-2000 гг., соответствующий фазе очередного повышения Глобальной dT, между МПТ и Глобальной dT наблюдается тесная положительная корреляция ($r = 0.94$).

Как видно из рис. 2.22 и табл. 2, за анализируемый 140-летний период на фоне монотонного роста МПТ Глобальная dT то положительно, то отрицательно коррелировала с ростом МПТ, меняя знак связи каждые 20-30 лет. Таким образом, между динамикой МПТ и Глобальной dT не наблюдается прямой связи, что не позволяет сделать вывод о росте МПТ как очевидной причине повышения Глобальной dT.

Спектральный анализ динамики температуры, реконструированной по гренландским ледовым колонкам, показал, что за последние 1500 лет доминирует 50-60-летняя цикличность флуктуаций температуры (см. Главу 1). Для динамики изменений Глобальной dT за последние 140 лет характерен повышающийся линейный тренд, на который накладываются 50-60-летние флуктуации. Результаты анализа длинных временных рядов реконструкции температуры (от 1500 до 8000 лет) по ледовым колонкам и кольцам роста деревьев послужили исходными данными для разработки стохастической модели флуктуаций температуры с доминирующей периодичностью около 60 лет (Klyashtorin, Lyubushin, 2003; Кляшторин, Любушин, 2005) (см. Главы 7 и

8). На основе этой модели, учитывающей естественные флуктуации глобального климата, сделан прогноз будущих изменений Глобальной dT на ближайшие 30 лет (рис. 2.23). Согласно модели, максимум среднего значения Глобальной dT будет пройден в ближайшие 5-10 лет, а затем следует ожидать ее понижения на 0.1-0.15° к 2020-м гг. Сходные выводы о будущей динамике Глобальной dT изложены в статье Даценко с соавторами (2004).

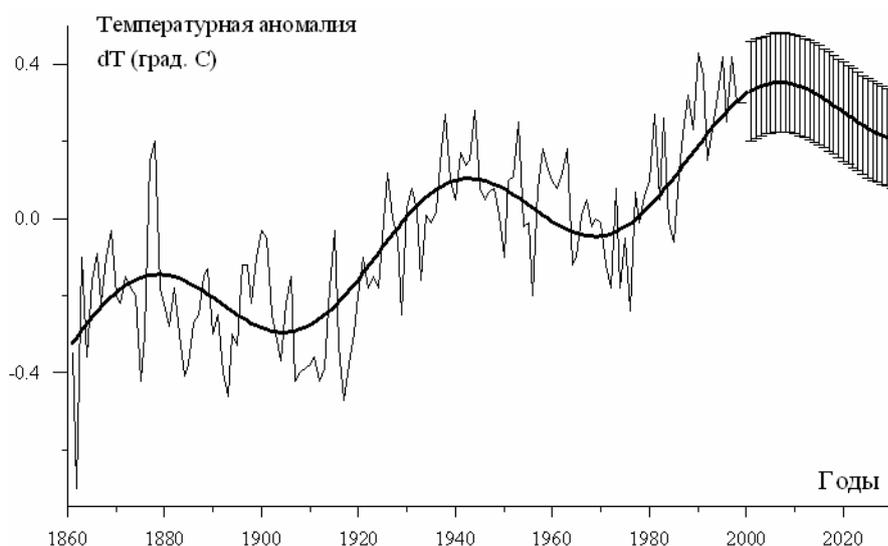


Рис 2.23. Циклические долгопериодные колебания Глобальной dT (толстая линия), межгодовые вариации dT (тонкие линии) и моделированный прогноз тренда глобальной dT на 2000-2030 гг. с вертикальными отрезками стандартных отклонений.

Fig.2.23. Cyclic long-term fluctuations of Global dT (bold line), inter-annual variation of dT (thin lines), and modeled forecast of the global dT trend for 2000-2030 with vertical sections of standard deviation

Глава 3

Периодичность флуктуаций климата и численность главных промысловых популяций

3.1. О связи промысловых уловов и численности популяций

Вопрос о том, насколько промысловая статистика отражает численность популяции и может ли динамика уловов использоваться для оценки флуктуаций численности промысловых стад, до сих пор недостаточно ясен. К сожалению, большинство временных рядов промысловой статистики не превышают полувека, а надежные методы оценки численности популяций, в том числе акустические съемки, начали применять сравнительно недавно.

На рис. 3.1 представлены данные изменений промысловых уловов сардины-иваси (*Sardinops melanosticus*) и ежегодных пополнений стада 2-летками, формирующими численность промыслового стада (Wada, Jacobson, 1998). Динамика уловов тесно коррелирует с объемом пополнения ($r = 0.93$). Резкое сокращение численности пополнения, произошедшее после 1987 г. вследствие климатических и гидрологических изменений условий роста молоди, вызвало, с небольшим сдвигом во времени, спад уловов сардины-иваси (см. Главу 4). Предыдущая вспышка её численности в 1920-1940-х гг. была вызвана природными механизмами и характеризовалась тесной корреляцией между уловами и пополнением стада сардины (Kawasaki, 1992a, b). На протяжении 20 века одновременно с сардиной-иваси вспышки численности и уловов других видов сардин происходили в зонах Калифорнийского, Перуанского и Бенгуэльского апвеллингов (Schwartzlose et al., 1999; Chavez et al., 2003).

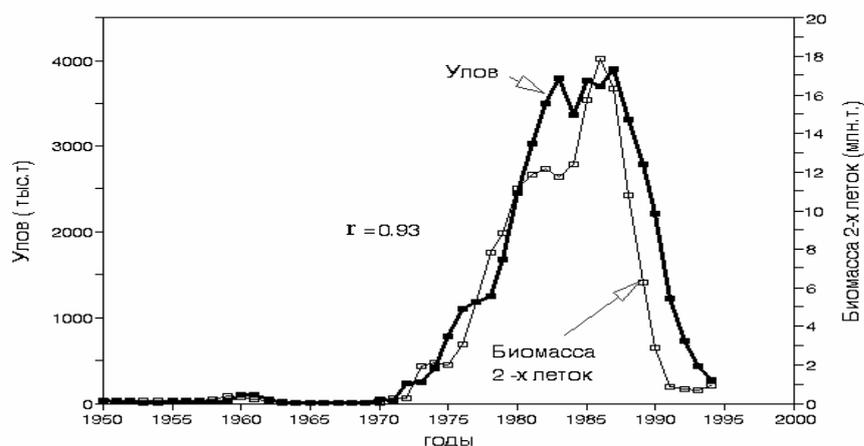


Рис. 3.1. Сравнительная динамика улова и пополнения (2-летки) сардины-иваси *Sardinops melanosticus* в 1950-1995 гг. По данным Wada & Jacobson, 1998.

Fig.3.1. Comparative dynamics of commercial catch (bold line) and recruitment (thin line) of Japanese sardine stock in 1950-1995. After Wada & Jacobson, 1998.

Наиболее высокие промысловые уловы одного вида, достигающие 13 млн. т, обеспечивают популяции перуанского анчоуса (*Engraulis ringens*). Подробные оценки динамики промысла и численности анчоуса, в том числе по данным акустических съемок, были выполнены в 1950-2000 гг. Это позволило получить надежные сравнительные данные о динамике уловов и численности анчоуса в наиболее продуктивном регионе мирового океана (Pauly et al., 1987; Ayon et al., 2004). На рис. 3.2 представлены сравнительные данные по динамике биомассы и уловов перуанского анчоуса в 1950-2000 гг. В течение 50-летнего периода кривая уловов следует за увеличением биомассы анчоуса ($r = 0.79$), но развитие промысла запаздывает относительно динамики увеличения биомассы популяции. Подробнее о динамике флуктуаций численности перуанского анчоуса см. Главу 6.

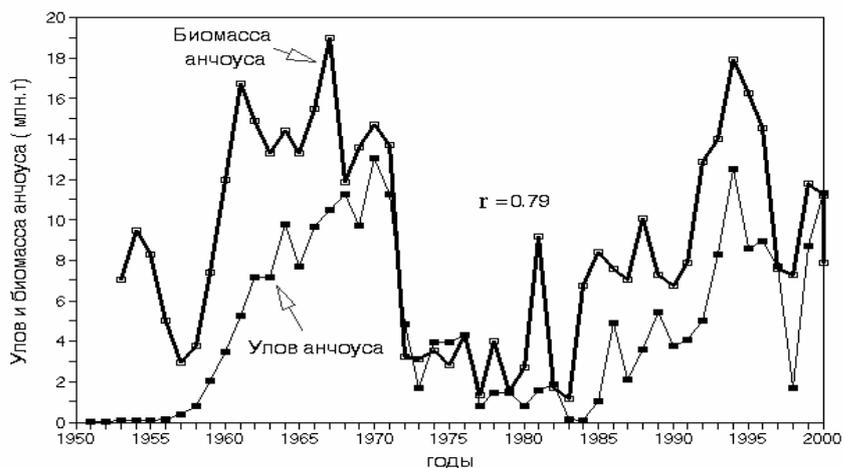


Рис. 3.2. Сравнительная динамика уловов и биомассы перуанского анчоуса *Engraulis ringens* в 1952-2001 гг.

Fig.3.2. Comparative dynamics of Peruvian anchovy commercial catches (thin line) and biomass (bold line) 1952-2001.

Чилийская ставрида (*Trachurus murphyi*) – один из наиболее продуктивных видов южного полушария. Ее уловы, состоящие главным образом из рыб в возрасте 3-6 лет, быстро росли с начала 1970-х годов и в 1996 г. достигли почти 5 млн. т, после чего начали быстро снижаться. Данные о соответствии уловов и пополнения этого вида немногочисленны (Aranchibia et al., 1995; Кончина, Павлов, 1999). В этих работах приведены данные о численности 2- и 5-леток ставриды, формирующих численность промыслового стада. На рис. 3.3 представлена динамика уловов и пополнения стада чилийской ставриды пятилетками.

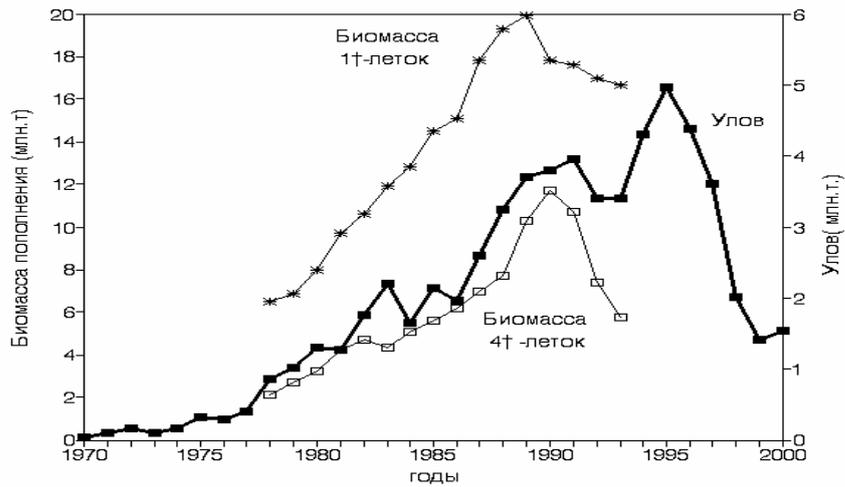


Рис. 3.3. Сравнительная динамика пополнения стада и уловов чилийской ставриды *Trachurus murphyi* (по данным Aranchibia et al., 1995).

Fig.3.3. Comparative dynamics of stock recruitment biomass (4+ age, white squares) and commercial catch (bold line) of Chilean mackerel. After data of Aranchibia et al., 1995.

Как видно из рис. 3.3, в 1970-1993 гг. изменения уловов ставриды соответствуют динамике биомассы пятилеток ($r = 0.83$), т.е. кривая уловов в целом отражает изменения численности популяции. Это подтверждается также динамикой биомассы двухлеток, не вовлекаемых в промысел (Aranchibia et al., 1995). К сожалению, нет данных о пополнении стада ставриды за период 1994-2000 гг. Пик уловов в 1995 г. и их дальнейшее падение, возможно, отражает запаздывание промысловой активности на фоне падения численности пополнения, начавшегося в начале 1990-х гг. Уменьшение уловов в 1992 и 1993 гг. обусловлено снижением как численности пополнения, так и рыболовной активности за пределами экономической зоны Чили.

Минтай (*Theragra chalcogramma*) – наиболее продуктивный промысловый вид северной Пацифики. В середине 1980-х годов его уловы приближались к 7 млн. т. До 60% общего улова минтая приходится на Берингово море и около 20% на Охотское. На рис. 3.4 представлена динамика уловов и промыслового запаса минтая в его главном промысловом регионе

по оценке О.А. Булатова (Vulatov, 2003; Булатов, 2003, 2004, 2005). Как видно из рис. 3.4, изменения биомассы берингоморского стада минтая тесно коррелируют как с динамикой его улова в Беринговом море, так и с динамикой общего улова минтая северной Пацифики ($r = 0.83$).

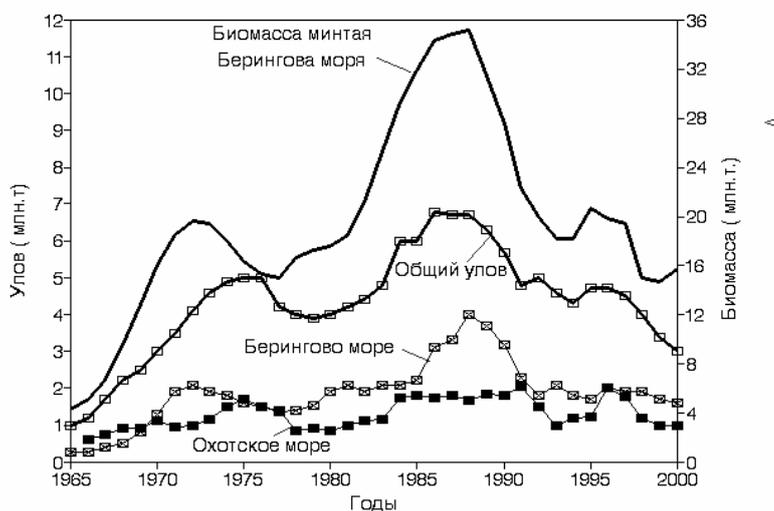


Рис. 3.4. Сравнительная динамика биомассы и уловов минтая *Theragra chalcogramma* Берингова и Охотского морей в 1965-2000 гг. (по данным Булатова, 2004).

Fig.3.4. Comparative dynamics of Alaska pollock catches and biomass in Bering and Okhotsk sea in 1965-2000. After data of Булатов, 2004. Total Bering sea biomass – bold line, Total catch - white squares, Bering sea catch — crossed squares, Okhotsk sea—black squares

Что касается динамики улова минтая Охотского моря, то она в первом приближении соответствует динамике уловов минтая Берингова моря, хотя максимумы уловов выражены слабее. Можно предполагать, что и в этом случае динамика уловов соответствует изменениям биомассы промыслового запаса.

Тихоокеанские лососи обеспечивают до 1 млн. т улова Северной Пацифики. Почти столетняя статистика промысла и пропуска рыб на нерест показывает, что долгопериодные флуктуации уловов тихоокеанских лососей отражают динамику изменений их общей численности (Кляшторин, Смирнов, 1992; Beamish, Bouillon, 1993; Hare, Mantua, 2000). Динамика общих уловов тихоокеанских лососей представлена на рис. 3.5.

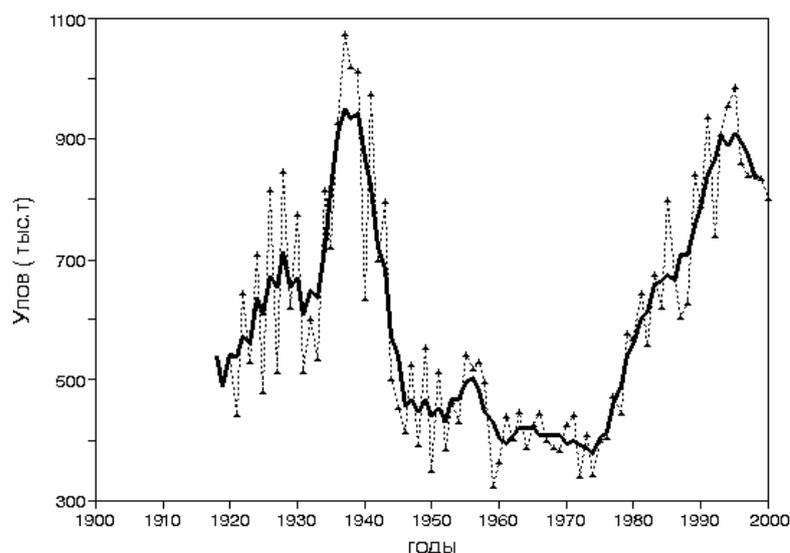


Рис. 3.5. Динамика общих уловов тихоокеанских лососей в 1920-2000 гг. Пунктир – годовые уловы, сплошная линия – то же самое, сглаженное 5-летним скользящим осреднением.

Fig.3.5. Dynamics of Pacific salmon total catches in 1920-2000. Triangles and dotted line – annual catches, bold line – total catches smoothed by 5-year moving averaging.

Рассмотренные данные показывают, что уловы крупных популяций пелагических рыб таких, как перуанский анчоус (улов до 13 млн. т), сардина-иваси (до 5.2 млн. т), минтай (до 7 млн. т), тихоокеанские лососи (до 1 млн. т), в общих чертах соответствуют динамике численности (биомассы) их промысловых популяций.

Имеющиеся в литературе данные о соответствии уловов массовых промысловых видов численности их популяций, к сожалению, немногочисленны, однако флуктуации уловов этих видов настолько велики, что остается мало сомнений в том, что они отражают реальные изменения численности популяций (Lluch-Belda et al., 1989). Можно предполагать, что синхронные флуктуации уловов сардин (перуанской, калифорнийской, европейской и южноафриканской) и анчоусов (южноафриканского и японского) соответствуют изменениям численности их промысловых стад.

Особый случай представляет сложная история промысла крупных популяций сельди и трески северо-восточной Атлантики, зависимость численности которых от изменений климата подробно рассматривается ниже.

3.2. Динамика климатических индексов и уловов главных промысловых рыб Атлантического региона

На рис 3.6 представлена сравнительная динамика климатических индексов и уловов массовых промысловых популяций Атлантики. Как видно из приведенных данных, динамика кривых Арктической dT , Глобальной dT (со снятым трендом), температуры по Кольскому меридиану и зональной АСИ достаточно близка. Максимумы всех климатических индексов приходятся на 1930-1940-е и 1980-1990-е гг., а их динамика за 100 лет соответствуют приблизительно 60-летней цикличности.

Максимум (1940-е гг.) и минимум (1970-е гг.) биомассы нерестового стада атлантическо-скандинавской сельди (*Clupea harengus*) хорошо согласуются с ходом глобальных и региональных климатических индексов, а увеличение биомассы нерестового стада в 1980-1990-е гг. соответствует подъему Глобальной и Арктической dT , а также климатических индексов (рис. 3.6).

Следует отметить, что между динамикой биомассы нерестового и промыслового стада сельди существует тесная связь ($r = 0.95$) (рис. 3.7), т.е. изменения биомассы нерестового стада с достаточной точностью отражают изменения общей биомассы промыслового запаса сельди и могут служить показателем его флуктуаций.

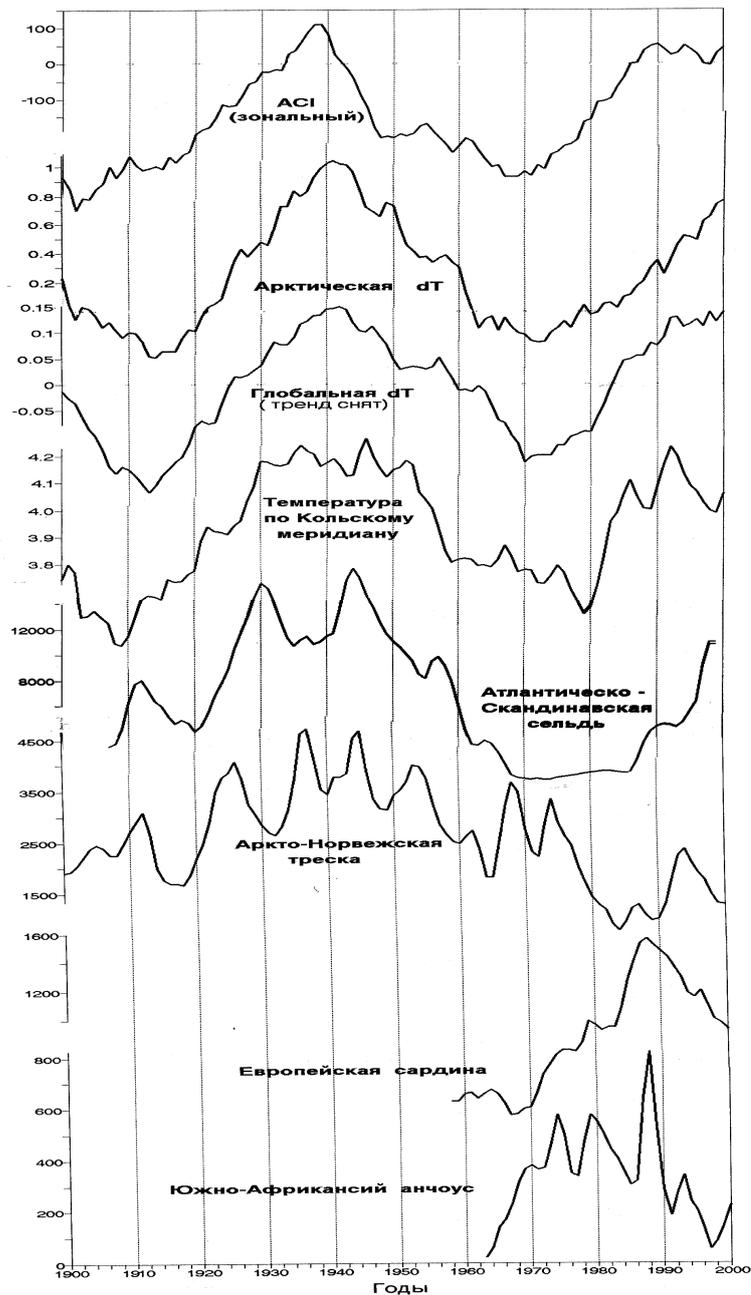


Рис. 3.6. Сравнительная динамика долгопериодных изменений климатических индексов и уловов (численности) главных промысловых рыб Атлантики. Кривая для сельди *Clupea harengus* – биомасса нерестового запаса (пояснения в тексте); кривая для трески *Gadus morhua* – биомасса промыслового запаса (по данным Høyen, 2002).

Fig.3.6. Comparative dynamics of long-term changes of climatic indices and stocks of major commercial species in the Atlantic. Norwegian spring-spawning herring – spawning stock biomass (explained in the text); Arcto-Norwegian cod – commercial stock biomass (After Høyen, 2002)

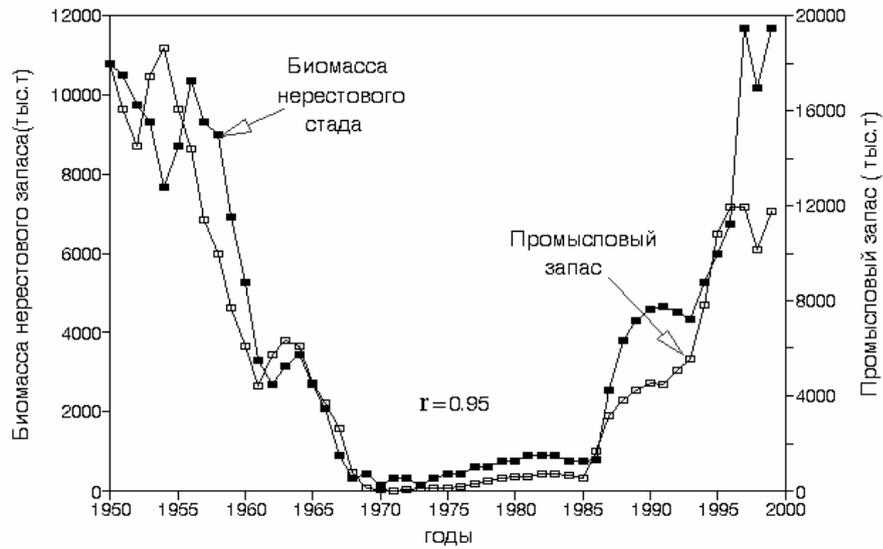


Рис. 3.7. Сравнительная динамика биомассы нерестового стада и промыслового запаса сельди *Clupea harengus*. Построено по данным: Toresen & Ostvedt, 2000; Борисов и др., 2001.

Fig.3.7. Comparative dynamics of spawning stock biomass (black squares) and commercial stock biomass (light squares) of Norwegian spring-spawning herring. After data of Toresen & Ostvedt, 2000; Борисов и др., 2001).

Динамика биомассы промыслового стада (БПС) аркто-норвежской трески (*Gadus morhua*) также согласуется с изменениями климатических индексов – подъем в «теплую эпоху» с пиком 1940-х и снижение с наступлением «холодной эпохи» в 1960-1970-х гг. Однако сокращение БПС трески происходит несколько медленнее снижения климатических индексов: его минимум достигается приблизительно на 8-10 лет позже минимума климатических индексов. На рис. 3.8 можно видеть, что кривая БПС аркто-норвежской трески, сдвинутая на 8-10 лет назад, соответствует динамике одного из главных климатических индексов региона- средней температуре в слое 0-200 м по Кольскому меридиану.

Конкретные причины «запаздывания» динамики БПС трески относительно хода климатических индексов не ясны, но ее связь с динамикой региональной и глобальной температуры, ледовитостью Баренцева моря и поступлением атлантических вод в Арктический регион прослеживается достаточно хорошо. Этот вопрос подробно рассматривается в разделе 3.3.

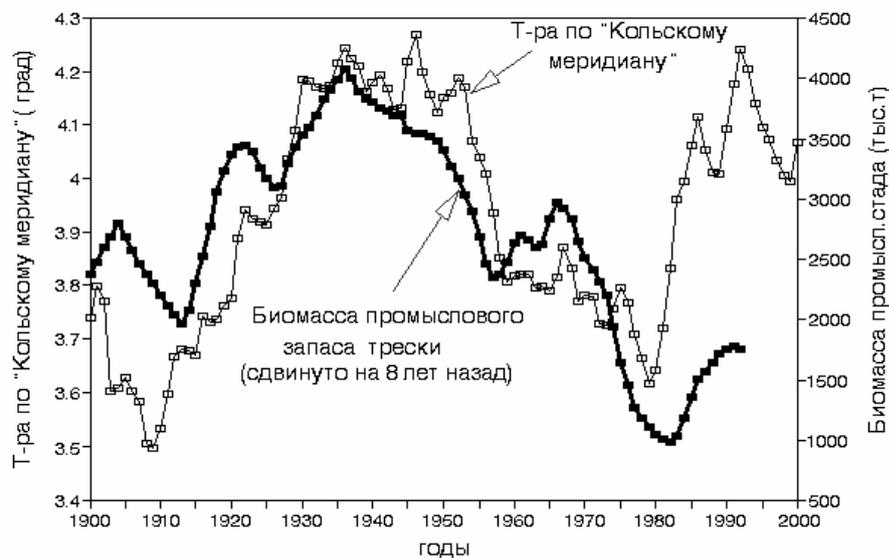


Рис. 3.8. Сравнительная динамика температуры по Кольскому меридиану и БПС аркто-норвежской трески *Gadus morhua* в 1900-2000 гг. Кривая биомассы промышленного стада сдвинута на 8 лет назад. (Кривая температуры сглажена 13-летним скользящим осреднением, кривая промышленного стада – 9-летним).

Fig.3.8. Comparative dynamics of Kola meridian temperature (thin line) and biomass of commercial stock of Arcto-Norwegian cod (bold line) in 1900-2000. The biomass curve is shifted back (left) by 8 years. The temperature and stock time series are smoothed by 13-year and 9-year moving averaging, respectively.

Максимумы уловов европейской сардины (*Sardina pilchardus*) и южно-африканского анчоуса (*Engraulis capensis*) практически совпадают с развитием второй «теплой» климатической эпохи 20 века 1980-1990-х гг.

Таким образом, динамика наиболее крупных промысловых популяций Атлантического региона демонстрирует соответствие с приблизительно 60-летними флуктуациями климатических показателей. Детали связи климатических изменений и динамики популяций сельди и трески Арктического региона рассматриваются ниже.

3.3. Климат и флуктуации численности сельди и трески северо-восточной Атлантики

Атлантическая сельдь – наиболее массовый промысловый вид северной Атлантики с максимальной продукцией, достигавшей 4 млн. т в

конце 1960-х гг. Большую часть этого улова обеспечивает атлантическо-скандинавское стадо сельди, доля которого до сих пор составляет 50-60% общего улова сельди Атлантики.

Аркто-норвежское стадо трески является второй по значимости единицей промысла в Арктическом регионе и обеспечивает 30-40% улова трески всей Атлантики. В 1950-1960-х объем добычи трески этого стада превышал 1 млн. т, в настоящее время уловы в 2-3 раза ниже.

Понимание причин долгопериодных флуктуаций численности сельди и трески в Арктическом регионе исключительно важно для экологически безопасной эксплуатации промысловых запасов и регулирования рыболовства, в особенности для России и Норвегии. Состояние запасов атлантическо-скандинавской сельди и аркто-норвежской трески – постоянная тема обсуждений специалистов разных стран, пытающихся оценить роль промысла и природных условий в подъемах и падениях крупнейших популяций промысловых рыб Северной Атлантики (Toresen, Ostvedt, 2000; Godo, 2003).

3.3.1. Атлантическо-скандинавская сельдь и флуктуации климата

С начала 20 века до 1930-1940-х гг. биомасса (и численность) стада сельди увеличивалась, затем начала снижаться, достигнув минимального уровня в конце 1960-х–начале 1970-х гг. (рис. 3.9). Сокращение популяции сельди началось еще в период второй мировой войны 1939-1945 гг. при относительно низкой интенсивности промысла. В дальнейшем, на фоне снижения численности промыслового стада сельди, интенсивность рыболовства нарастала и к концу 1960-х гг. уловы достигли почти 2 млн. т. Чрезмерно интенсивный и неконтролируемый промысел оказал негативное влияние на численность стада, но не менее важна роль естественного долгопериодного процесса уменьшения популяции сельди. После периода депрессии 1970-1980-х гг. численность популяции сельди вновь начала возрастать. Одновременно увеличился вылов, превысивший 1 млн. т в конце 1990-х гг.

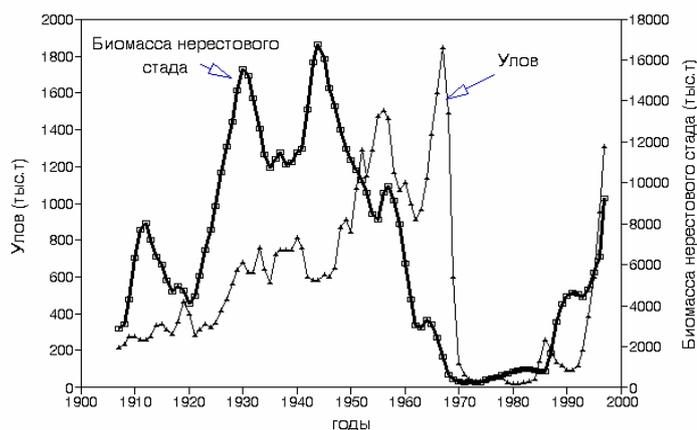


Рис. 3.9. Динамика нерестового запаса и уловов атлантическо-скандинавской сельди *Clupea harengus* в 1907-2000 гг. Интродукция из Toresen & Ostvedt, 2000; Anon., 2000.

Fig.3.9. Dynamics of spawning stock (bold line) and commercial catches (thin line) of Norwegian spring-spawning herring, 1907-1998. Introduction from Toresen & Ostvedt, 2000; Anon., 2000.

Временной ряд рыболовной статистики для атлантическо-скандинавской сельди превышает 90 лет, что позволяет рассмотреть вопрос о связи колебаний численности сельди с изменениями климата.

Долгопериодные изменения стада сельди обусловлены динамикой численности пополнения – рыб в возрасте 3 лет, прошедших период повышенной смертности и формирующих будущее промысловое стадо. На рис. 3.10а,б показана частота появления высокочисленных поколений сельди в сравнении с ходом главного климатического показателя Глобальной dT. Как видно из рис. 3.10а, более 30 урожайных поколений приходится на первую половину цикла повышения Глобальной dT (с 1910 по начало 1940-х гг.). Во второй части цикла, на фоне снижения Глобальной dT с 1950-х по начало 1970-х гг., число урожайных поколений существенно ниже – 12. В почти 20-летний период наиболее выраженного похолодания (1960-е – конец 1970-х гг.) урожайных поколений вообще не было, но они вновь появились с началом нового цикла подъема Глобальной dT в конце 1970-х – 1990-х гг.

Численность пополнения сельди существенно варьирует во времени (рис. 3.10а). Это связано, в частности, со значительными межгодовыми

вариациями региональной и глобальной температуры (см. Главу 1). Межгодовые колебания температуры непредсказуемы и отражают стохастическую природу вариаций переноса тепла в атмосфере. Сглаженные скользящим осреднением температурные кривые позволяют выделить относительно «теплые» или «холодные» периоды, внутри которых вероятность появления урожайных поколений возрастает или уменьшается. Сходство долгопериодной динамики пополнений сельди и Глобальной dT хорошо видно на рис. 3.10б, где эти данные представлены в сглаженном скользящим осреднением виде.

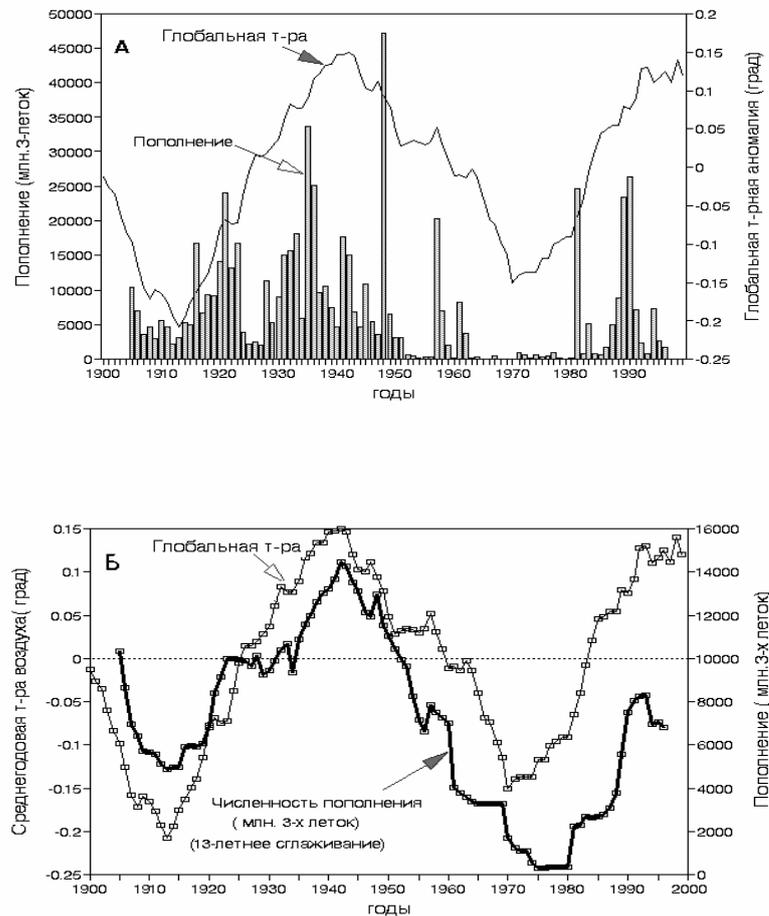


Рис. 3.10. Сравнение динамики пополнения стада сельди *Clupea harengus* и хода Глобальной dT со снятым трендом в 1907-1998 гг.: **а** – численность пополнений и Глобальная dT , **б** – то же самое, но численность пополнений сглажена 13-летним скользящим осреднением.

Fig.3.10. Comparison of the recruitment dynamics of Norwegian spring-spawning herring stock (bold line) and detrended dynamics of Global dT (thin line) in 1907-1998. **a** – annual number of recruits and Global dT , **б** – the same, but the recruitment time series smoothed by 13-year moving averaging.

Близкое сходство динамики сглаженной кривой пополнений и биомассы нерестового стада сельди отображено на рис. 3.11. Как показано выше (рис. 3.7), между величинами нерестового и промыслового запаса сельди в последние 50 лет наблюдается тесная корреляция ($r = 0.95$), что позволяет использовать в качестве показателя численности промыслового стада сельди как кривую нерестового запаса, так и сглаженную кривую пополнений.



Рис. 3.11. Сравнительная динамика биомассы нерестового запаса и пополнения стада Атлантическо-скандинавской сельди *Clupea harengus*, 1907-1998 гг. (13-летнее сглаживание).

Fig.3.11. Comparative dynamics of spawning stock biomass (thin line) and number of recruits (bold line) of Norwegian spring-spawning herring, smoothed by 13-year moving averaging, 1907-1998.

Согласуется ли динамика численности промыслового стада сельди с ходом региональной температуры Арктического региона? Сравнение изменений температуры воздуха в широтной зоне 60-85° с. ш., т.е. Арктической dT и Глобальной dT за последние 100 лет показывает (рис. 3.12), что флуктуации Глобальной dT и Арктической dT происходят синхронно, однако вековой тренд двух кривых различен. В отличие от Глобальной dT, Арктическая dT не имеет повышающегося векового тренда.

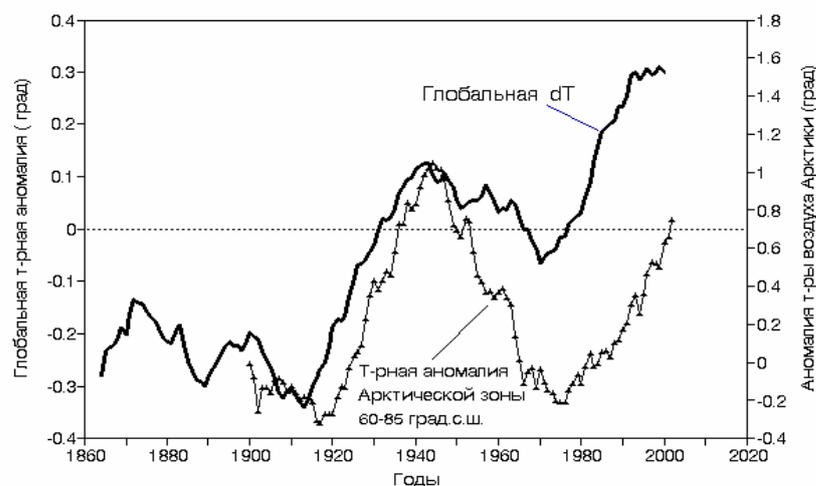


Рис. 3.12. Сравнительная динамика Глобальной dT и Арктической dT по данным Александрова и др., 2003. (13-летнее сглаживание.)

Fig.3.12. Comparative dynamics of Global dT (bold line) and Arctic dT (triangles).After Александров и др., 2003. (13-year moving averaging.)

Динамика Арктической dT в сравнении с ходом Глобальной dT со снятым трендом представлена на рис.3.13: обе кривые практически совпадают, демонстрируя приблизительно 60-летнюю периодичность. Это дает возможность использовать в качестве главного климатического индекса как Арктическую dT, так и Глобальную dT со снятым трендом.

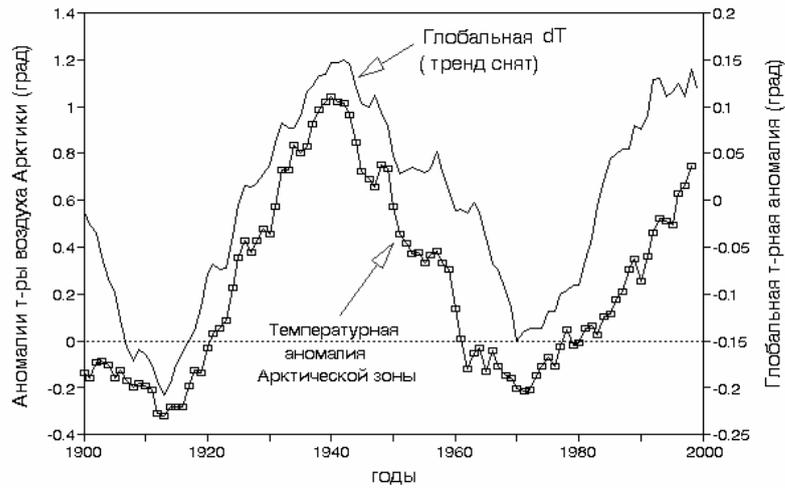


Рис. 3.13. Сравнительная динамика Глобальной dT со снятым трендом и Арктической dT по данным Александрова и др., 2003. (13 летнее сглаживание).

Fig. 3.13. Comparative dynamics of detrended Global dT (thin line) and Arctic dT (white squares). After data of Александров и др. 2003. (13-year smoothing).

Что касается климатических изменений непосредственно в северо-восточной Атлантике, то температура воздуха в Исландии, на о-ве Ян-Майен и на Шпицбергене, а также средняя температура 200-метрового слоя по Кольскому меридиану демонстрируют динамику, близкую Глобальной dT со снятым трендом (рис. 3.14). Все кривые демонстрируют максимум около 1940-х, минимум около 1970-х и новый подъем в 1980-1990-х годах. Наиболее существенное отличие хода Арктической dT от Глобальной dT состоит в том, что за последние 75 лет здесь не наблюдалось повышающегося температурного тренда (Алексеев и др., 2000; Александров и др., 2003; Алексеев, 2003), т.е. нет признаков глобального потепления. Отсутствие повышающегося тренда характерно также для вековой динамики приземной температуры стран Скандинавского п-ова (Nordklім data set, 2001).

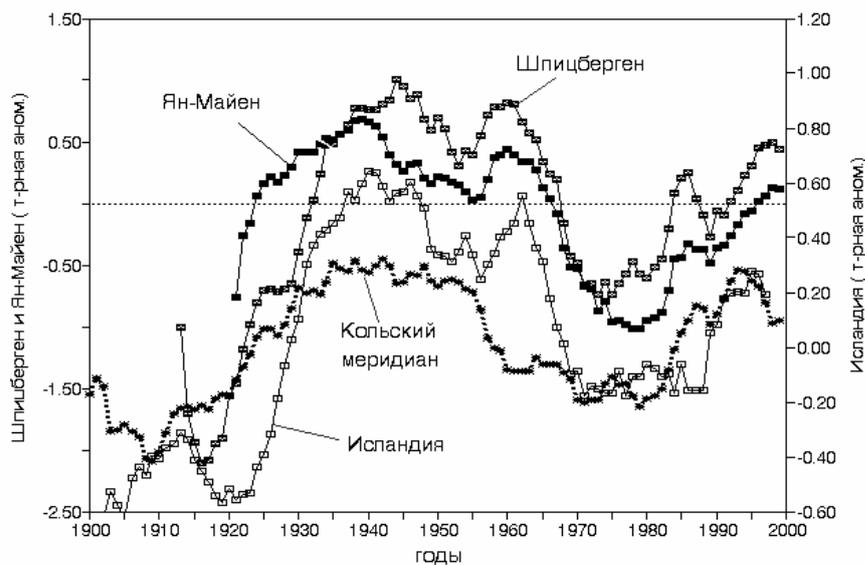


Рис. 3.14. Сравнительная динамика приземной температуры воздуха в Исландии, на о-ве Ян-Майен, о-ве Шпицберген и средней температуры 200-метрового слоя по Кольскому меридиану (13-летнее сглаживание скользящим осреднением) в 1900-2000 гг.

Fig.3.14. Comparative dynamics of air surface temperature in Island, Yan-Mayen island, Svalbard and mean temperature in the 200-m water column by Kola meridian section for 1900-2000. Smoothed by 13-year moving averaging.

Ход среднегодовой температуры воздуха на севере Европейской части России (Архангельск, Нарьян-Мар, Салехард) в 1915-1990 гг. также не имеет повышающегося векового тренда, но демонстрирует приблизительно 60-летнюю периодичность с максимумами в 1930-х и конце 1990-х, минимумом в 1960-х годах (Крыжов, 2002). Отсутствие векового повышающегося температурного тренда в Арктическом регионе представляется необъяснимым с позиций представлений о так называемом глобальном потеплении, которое должно быть значительно сильнее выражено именно в Арктическом регионе (Винников, 1986).

Средняя температура 200-метрового слоя по Кольскому меридиану – один из наиболее значимых климатических показателей, коррелирующих с численностью популяции сельди. Как видно из рис. 3.15, динамика пополнения стада сельди и средней температуры 200-метрового слоя по Кольскому меридиану (Бочков, 1982; Yndestad, 2002) довольно хорошо согласуются и демонстрируют приблизительно 60-летнюю цикличность.

Коэффициент корреляции динамики нерестового запаса сельди и сглаженной температуры по Кольскому меридиану равен 0.82 (Toresen, Ostvedt, 2000).

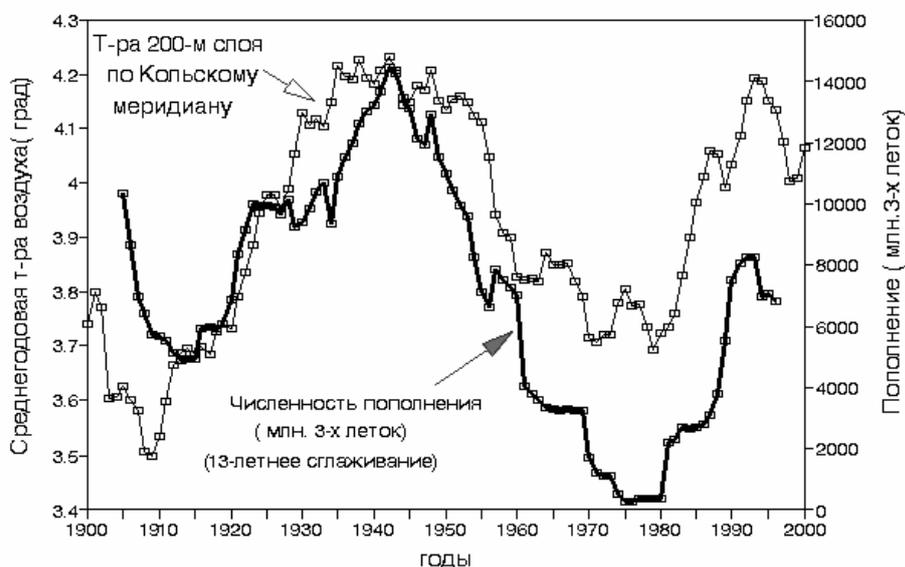


Рис. 3.15. Сравнительная динамика пополнения стада сельди *Clupea harengus* и средней температуры 200-метрового слоя по Кольскому меридиану в 1900-2000 гг. (сглажено 13-летним осреднением)

Fig.3.15. Comparative dynamics of recruitment Norwegian spring-spawning herring (bold line) and average temperature in in the 200-m water column by Kola meridian (white squares) for 1900-2000. Smoothed by 13-year moving averaging.

Средняя температура по Кольскому меридиану рассматривается как индикатор климатических изменений северо-восточной Атлантики и используется многими авторами (Toresen, Ostvedt, 2000; Yndestad, 2002). По данным Селиверстова (1974), урожайные поколения атлантическо-скандинавской сельди появлялись только в наиболее теплые годы. Эти наблюдения подтверждаются сведениями о том, что наибольшее количество урожайных поколений сельди приходилось на период наиболее низкой ледовитости Баренцева моря 1930-1950-х гг., что соответствовало максимальным значениям периода «потепления Арктики» (Юданов, 1964). Хотя механизм, лежащий в основе влияния температуры на динамику популяции сельди не до конца ясен, повторяемость урожайных поколений

существенно возрастает в периоды потеплений, хорошо видных на сглаженных кривых Глобальной dT и температуры по Кольскому меридиану.

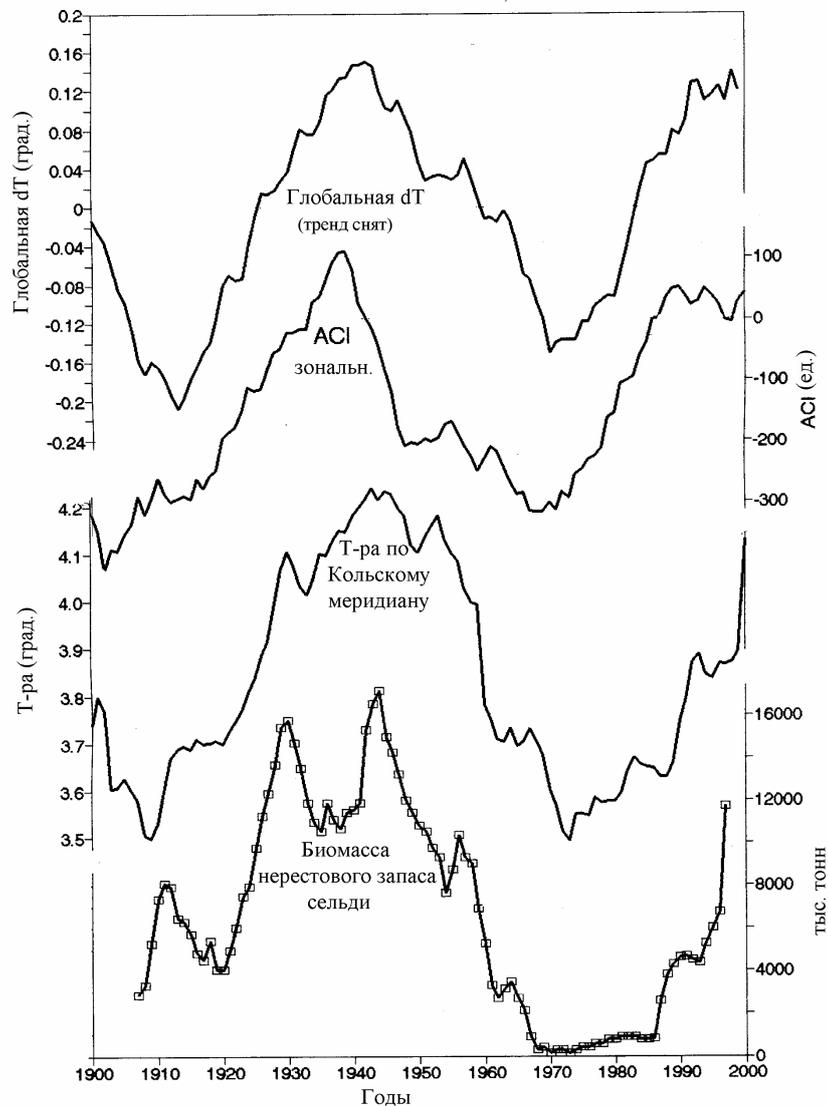


Рис. 3.16. Сравнительная долгопериодная динамика климатических индексов: Глобальной dT, зональной АСИ, температуры по Кольскому меридиану и биомассы нерестового запаса атлантическо-скандинавского стада сельди *Clupea harengus* в 1900-2000 гг.

Fig.3.16. Comparative dynamics of Global dT (detrended), zonal ACI, Kola meridian 0-200m mean water column temperature and spawning stock biomass of Norwegian spring-spawning herring for period of 1900-2000.

Приблизительно 60-летняя цикличность изменений температуры и численности сельди прослеживается по ряду глобальных и региональных климатических показателей. Как видно из рис. 3.16, динамика биомассы

нерестового стада сельди (и тесно связанной с ней биомассы промышленного запаса) согласуется с приблизительно 60-летними флуктуациями таких климатических показателей, как Глобальная dT, зональная ACI и средняя температура по Кольскому меридиану.

В течение последних 50 лет динамика общего промышленного запаса атлантическо-скандинавской сельди соответствует ходу Глобальной dT (рис. 3.17).

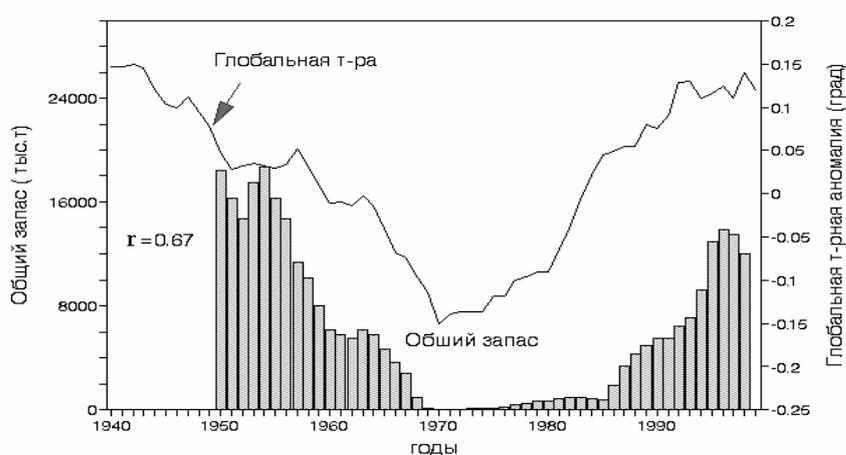


Рис. 3.17. Сравнительная динамика Глобальной dT (со снятым трендом) и общего промышленного запаса атлантическо-скандинавской сельди *Clupea harengus* в 1950-1998 гг по данным Крысова, 2000.

Fig.3.17. Comparative dynamics of detrended Global dT (thin line) and biomass of commercial stock of Norwegian spring-spawning herring (bars) for 1950-1998. After data of Крысов, 2000.

Таким образом, изменения биомассы пополнения (и биомассы промышленного стада) сельди согласуются с приблизительно 60-летними флуктуациями климатических показателей – Глобальной dT, Арктической dT, средней температуры по Кольскому меридиану, а также температуры воздуха Арктического региона Атлантики.

3.3.2. Аркто-норвежская треска и флуктуации климата

Аркто-норвежская треска – одна из наиболее изученных популяций трески Атлантики. Анализу связи динамики ее численности с изменениями

климата посвящен ряд работ (Dragesund, 1971; Nakken, 1994; Rodionov, 1995; Бойцов и др., 1996; Nylen, 2002; Бондаренко и др., 2003; Godo, 2003). Выявление связи динамики популяции трески и климатических изменений затруднено на фоне ее интенсивного промысла (Garrod, Shumacher, 1994).

Одна из первых попыток связать долгопериодную динамику уловов трески с изменениями климата была сделана в 1940-х гг. (Ottestad, 1942) с помощью оценки изменений температуры за 200-300-летний период по кольцам роста арктических деревьев: ели и сосны Лофотенских о-вов (Ording, 1941). По кольцам роста были выделены 57, 23, 17.5 и 11-летние циклы флуктуаций летней температуры. Сравнение кривых климатических колебаний и численности вылова крупной лофотенской трески (скрей) за период 1884-1940 гг. показало, что общая динамика уловов следует приблизительно 50-летнему циклу, на фоне которого выявляются 20-летние колебания.

Ряд данных о численности поколения пополнения (3-леток) аркто-норвежской трески насчитывает более 80 лет (Dragesund, 1971; Anon., 2002; Nylen, 2002) и позволяет, как и в случае сельди, охарактеризовать периоды благоприятных для выживания молоди условий внешней среды. На рис. 3.18а показано распределение урожайных годовых пополнений стада трески в сравнении с динамикой Глобальной dT, а на рис. 3.18б эти же данные представлены в сглаженном скользящим осреднением виде. Можно видеть, что сглаженная кривая пополнений соответствует динамике Глобальной dT, но запаздывает относительно ее хода приблизительно на 8 лет.

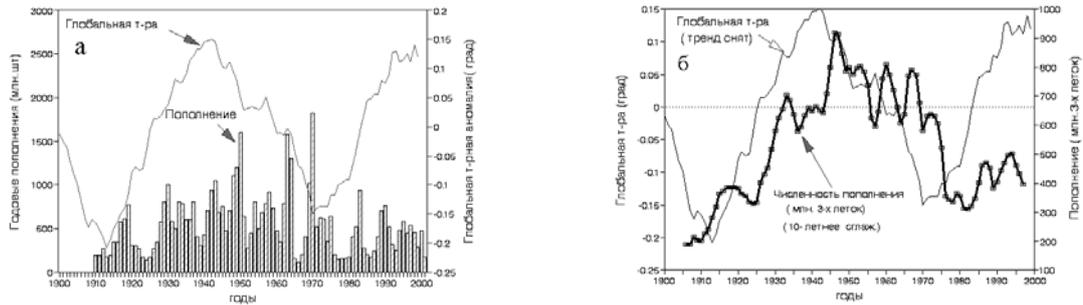


Рис 3.18. Сравнительная динамика численности годовых пополнений стада трески *Gadus morhua* и Глобальной dT со снятым трендом (а); тот же ряд годовых пополнений, сглаженный 10-летним скользящим осреднением (б)

Fig.3.18. Comparative dynamics of Arcto-Norwegian cod annual number of recruits (bars) and detrended Global dT (thin line) - (a); The same time series, but recruitment smoothed by 10-year moving average (bold line) - (b).

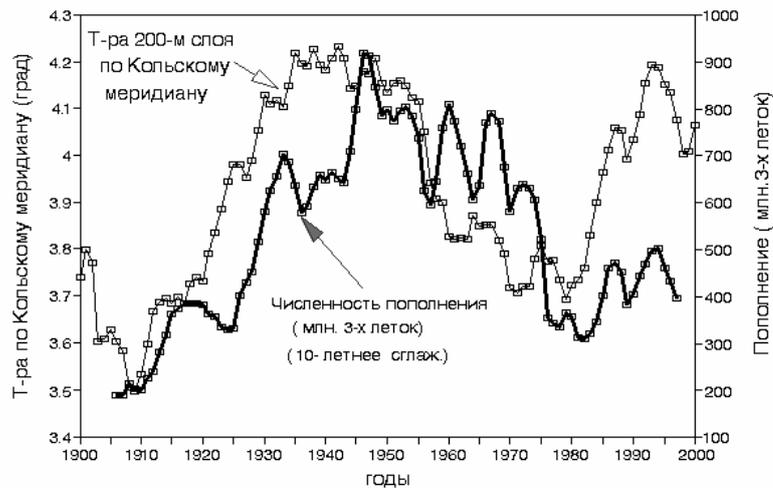


Рис. 3.19. Сравнительная динамика температуры по Кольскому меридиану и ряда годовых пополнений трески *Gadus morhua*, сглаженных 10-летним скользящим осреднением.

Fig.3.19. Comparative dynamics of the Kola meridian section 0-200m column water temperature (thin line) and Arcto- Norwegian cod recruitment (bold line), smoothed by 10-year moving averaging

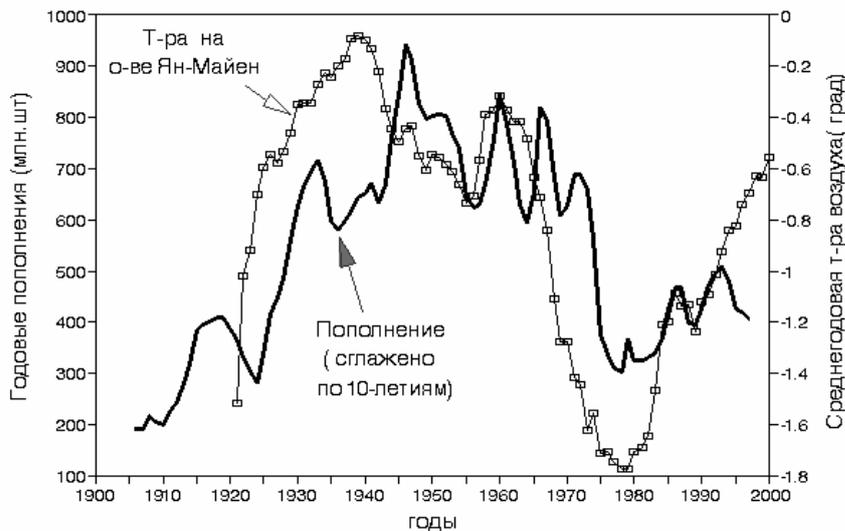


Рис. 3.20. Сравнительная динамика температуры воздуха на о-ве Ян –Майен и ряда годовых пополнений трески *Gadus morhua*, сглаженных 10-летним скользящим осреднением.

Fig.3.20. Comparative dynamics of surface air temperature at the Yan-Mayen island (thin line) and recruitment of commercial stock of Arcto-Norwegian cod (bold line), smoothed by 10-year moving averaging.

Можно предполагать, что климатические показатели Арктического региона: температура по Кольскому меридиану или температура воздуха в Исландии, на о-ве Ян- Майен или Шпицбергене будут лучше соответствовать динамике пополнений аркто-норвежской трески. Как видно из рис. 3.19 и 3.20, динамика пополнения стада трески несколько лучше согласуется с динамикой региональных климатических индексов (температуры по Кольскому меридиану и температуры воздуха на о-ве Ян- Майен), чем с Глобальной dT.

Сходство и различие динамики годовых пополнений сельди и трески хорошо видны при непосредственном их сравнении (рис. 3.21). На рис. 3.21а сглаженные кривые пополнения двух видов довольно сходны, но ход кривой для трески запаздывает относительно кривой сельди почти на десятилетие. На рис. 3.21б кривая для трески сдвинута на 8 лет назад; при этом максимумы и минимумы обеих кривых (соответственно в 1940-х и 1970-х гг.)

почти совпадают. Это дает дополнительное основание предполагать, что этим двум видам свойственна сходная динамика, обусловленная изменениями климата. Однако если в популяции сельди изменения происходят почти синхронно с ходом температурных индексов, то в популяции трески подобные изменения наступают на 8-10 лет позже.

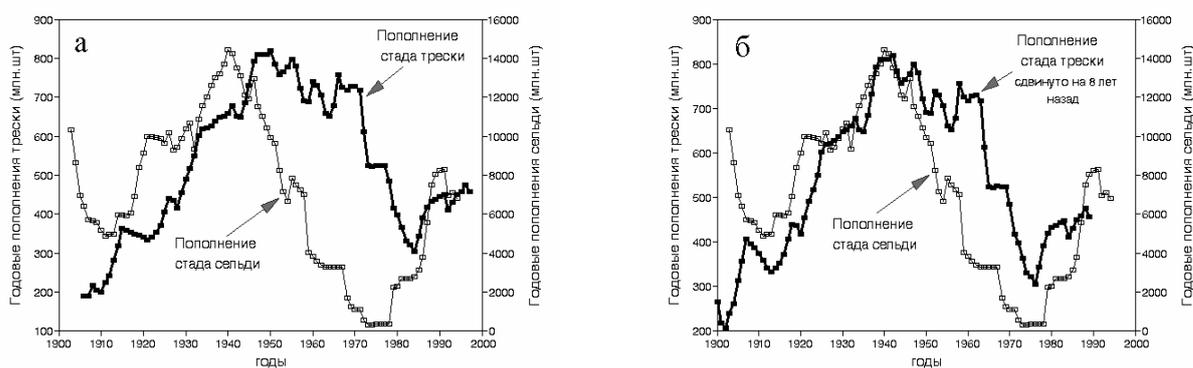


Рис. 3.21. Сравнительная динамика сглаженного ряда пополнений атлантическо-скандинавской сельди *Clupea harengus* и аркто-норвежской трески *Gadus morhua*: а – кривые для сельди и трески, сглаженные 13-летним скользящим усреднением; б – то же, но кривая трески сдвинута на 8 лет назад.

Fig.3.21. Comparative dynamics of the smoothed time series of Norwegian spring-spawning herring and Arcto- Norwegian cod recruitment : а – dynamics of both cod and herring smoothed by the 13-year moving averaging; б – the same dynamics, but the cod curve is shifted back (left) by 8 years

Помимо трески и сельди влияние долгопериодных изменений температуры отмечено для пикши (*Melanogrammus aeglefinus*) (Пономаренко, 1973; Ellertsen et al., 1989; Ottersen et al., 1994). Аркто-норвежская треска, атлантическо-скандинавская сельдь и северо-восточная арктическая пикша размножаются практически в одном и том же регионе. Личинки и молодь этих видов подвергаются воздействию общих природных и климатических факторов, связанных с переносом тепла в Арктический регион из Атлантики. Между изменениями температуры и скоростью роста молоди всех трех видов существует достоверная положительная связь, которая прослеживается до 3-летнего возраста включительно (Ottersen, Loeng, 2000).

Изменение температуры по Кольскому меридиану и размеров сеголетков трески, сельди и пикши показано на рис. 3.22. Хорошо видно совпадение годовых изменений температуры по Кольскому меридиану и изменение длины личинок трех главных промысловых видов региона.



Рис. 3.22. Колебания среднегодовой температуры слоя 0-200 м по Кольскому меридиану и длины сеголетков пикши *Melanogrammus aeglefinus* (1), трески *Gadus morhua* (2) и сельди *Clupea harengus* (3). По данным Ottersen & Loeng, 2000.

Fig.3.22. Fluctuations of annual temperature in 0-200m depth layer of Kola meridian section and body length of 0-year age haddock, cod and herring juveniles. After Ottersen & Loeng, 2000.

Повышение температуры вызывает двойной эффект: увеличивается продукция планктона как пищи для личинок и создаются физиологические предпосылки для быстрого усвоения корма и ускорения роста. Это, в свою очередь, сокращает время прохождения ранних стадий развития личинок и молоди, когда смертность особенно высока, в результате чего выживаемость молоди существенно возрастает. Предполагается, что именно этот эффект – главная причина появления урожайных поколений трески в Баренцевом море в так называемые «теплые годы» (Aksnes, Blindheim, 1996).

Средняя температура в слое 0-200м по Кольскому меридиану характеризует изменения средней температуры верхнего 200-метрового слоя,

но не отражает всего многообразия условий, складывающихся в Арктическом регионе. Температура не единственный показатель, определяющий появление урожайных или неурожайных поколений. Большое влияние на процесс формирования численности пополнения оказывает наличие высоких концентраций планктона, ветровая и волновая активность, а также совпадение или несовпадение по времени целого ряда благоприятных условий внешней среды и появления новых генераций сельди или трески. Иначе говоря, при формировании численности поколений пелагических рыб Арктического региона определяющую роль играет механизм «совпадений-несовпадений» (match-mismatch) Кушинга (Cushing, 1982).

Вопрос о влиянии условий среды на формирование поколений и численность стада трески Баренцева моря детально рассмотрен в аналитической сводке И.Я. Пономаренко (1996). На основе анализа большого фактического материала было показано, что учет только температурных и гидрологических условий на ранних стадиях жизни рыб не дает возможности надежно прогнозировать урожайность поколения. Достоверные связи между показателями условий среды и урожайностью поколений трески в год их появления сохранялись лишь на относительно коротком отрезке времени. В то же время, ряд благоприятных для пополнений стада факторов связан с термикой и динамикой вод региона: увеличением скорости восточной ветви Норвежского течения, сроками наступления биологической весны, повышением биомассы планктона, ускорением роста личинок и мальков, особенностями распределения молоди по акватории Баренцева моря.

В так называемые «теплые» годы возрастают возможности для формирования урожайных поколений, но этот потенциал не всегда реализуется из-за годовых смен термического режима вод с «теплого» на «холодный». Если же потепление длится 2-3 года подряд, то это способствует появлению нескольких многочисленных поколений и росту численности популяции. Иначе говоря, вероятность формирования мощных

пополнений промыслового стада значительно возрастает при более или менее устойчивом сохранении благоприятных климатических условий.

Как можно видеть из рис. 3.10 и 3.18а, численность годовых пополнений стад сельди и трески сильно варьирует по годам. Это связано с тем, что межгодовые вариации как Глобальной dT , так и Арктической dT довольно велики. Межгодовые вариации как региональной, так и Глобальной температуры практически непредсказуемы, что отражает случайный (стохастический) характер тепловых и ветровых процессов в атмосфере. Сглаживание скользящим осреднением многолетних температурных рядов позволяет выделить относительно теплые периоды, когда повторяемость лет с положительными отклонениями температуры от среднемноголетней возрастает, или относительно холодные, когда увеличивается частота отрицательных отклонений от средней. Сходство сглаженных кривых температуры и численности пополнений показывает, что динамика численности стада также определяется частотой (повторяемостью) появления богатых или бедных поколений сельди, трески и пикши.

В ряде работ (Toresen, Ostvedt, 2000; Бондаренко и др., 2003) показано, что довольно мощные годовые классы пополнения могут появляться также и в холодные годы, что указывает на значимость других (помимо температуры) океанографических факторов. Повышение температуры благоприятствует, но не гарантирует появления высокочисленного пополнения.

Наиболее вероятным представляется воздействие комплекса факторов, связанных с климатическими изменениями и выявление конкретных океанографических характеристик, определяющих численность поколений трески, сельди и пикши, могло бы существенно облегчить прогнозирование численности их популяций.

3.3.3. О зависимости численности пополнения стада трески от величины нерестового запаса

Величина биомассы нерестового запаса (БНЗ), которая обеспечивает появление достаточно высокочисленных поколений – ключевой показатель для оценки уровня промысловой эксплуатации стада трески. Этой проблеме посвящен ряд работ (Garrod, 1967; Hуlen, Dragesund, 1973; Ponomarenko, Yaragina, 1980; Ulltang, 1996), но поиски оптимального уровня биомассы «родительского» стада трески продолжают и сегодня.

При сравнении динамики пополнения стада трески и величины нерестового запаса (рис. 3.23) можно видеть, что в период с 1950 по 1970 г. объем БНЗ сократился почти в 5 раз (т.е. на 500%), тогда как средняя численность пополнения снизилась всего на 20-30%. В то же время, в периоды относительно небольших изменений БНЗ наблюдались значительные колебания численности пополнения стада трески. Это заставляет предполагать влияние природных (климатических) факторов в качестве основной причины, вызывающей долгопериодные флуктуации популяции трески.

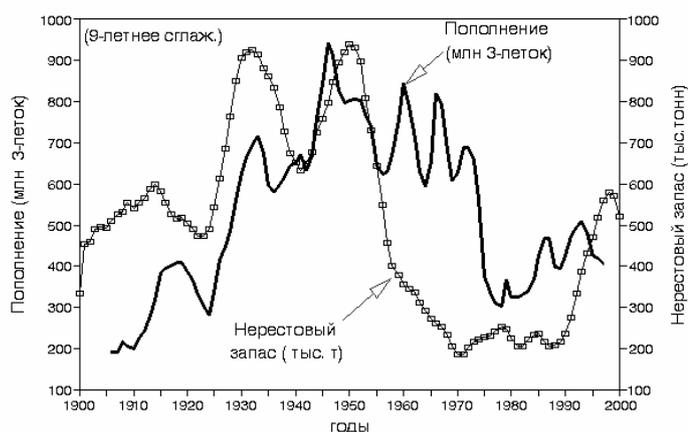


Рис. 3.23. Сравнительная динамика нерестового запаса и пополнения стада аркто-норвежской трески *Gadus morhua* (10-летнее сглаживание).

Fig.3.23. Comparative dynamics of spawning stock (white squares) and recruitment (bold line) of Arcto-Norwegian cod (10-year smoothing)

Для решения вопроса о связи БНЗ трески и численности пополнения стада, в одной из работ И.Я. Пономаренко (1996) был проанализирован 45-летний временной ряд изменений этих показателей. Было выделено 4 группы лет с очень низкой, низкой, средней и высокой численностью пополнений. Средние величины численности пополнения каждой из выделенных группы мы сопоставили с соответствующими им средними БНЗ по данным рабочих групп ICES (Бондаренко и др., 2003) (рис. 3.24).

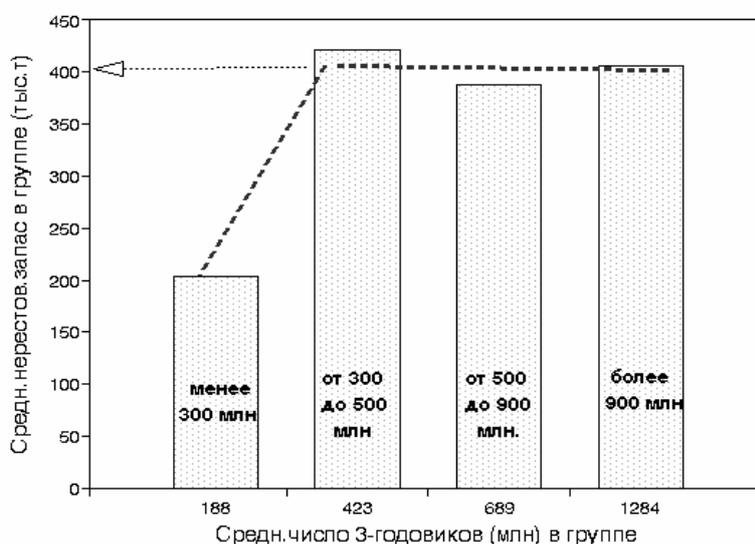


Рис. 3.24. Средний уровень нерестового запаса аркто-норвежской трески *Gadus morhua* для выделенных групп пополнения разной численности. (Пояснения в тексте).

Fig.3.24. Relationship between spawning stock levels and recruitment of Arcto-Norwegian cod. Abscissa - numbers of 3-year age recruits (millions), ordinate - spawning stock (thous.tons)

Проверка статистической достоверности различий БНЗ по группам (рис. 3.24) показала следующее. Различия между группой очень бедных пополнений (первый столбец) и остальными группами статистически достоверны при уровне значимости 0.05. Различия средних БНЗ между остальными 3-мя группами пополнений недостоверны. Это означает, что появление бедных, средних и богатых пополнений численностью от 300 до

1300 млн. экз. 3-годовиков обеспечивается практически одинаковым уровнем нерестового запаса – около 400 тыс. т.

В недавно опубликованной работе (Huyen, 2002) приведены данные изменений величины БНЗ и пополнения аркто-норвежской трески за почти столетний период. Это позволило рассмотреть связь между БНЗ и пополнением стада трески на значительно более представительном материале (рис. 3.25).

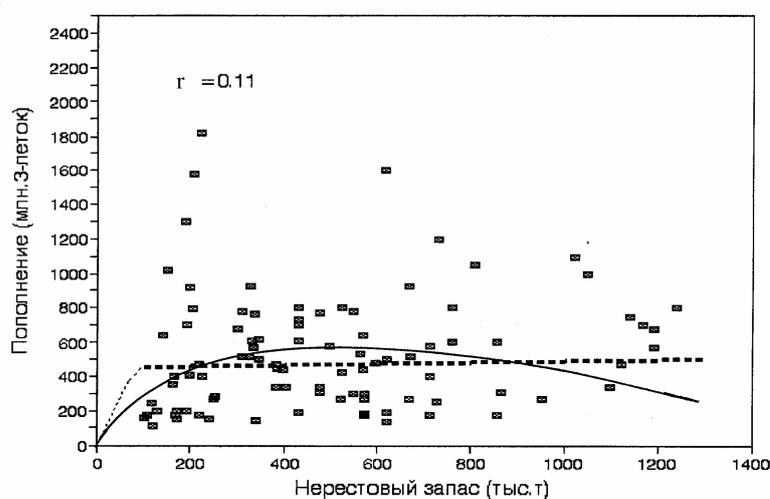


Рис. 3.25. Зависимость численности пополнения (3-годовики) аркто-норвежской трески *Gadus morhua* от биомассы нерестового запаса (БНЗ): пунктир – по модели Бевертон-Холта, сплошная линия – по модели Риккера (интродукция из Huyen, 2002, незначительно модифицировано).

Fig.3.25. Relationship between recruitment of Arcto-Norwegian cod stock and spawning stock biomass. Dotted line— by Beverton – Holt’s model, full line— by Ricker’s model. Introduction from Huyen, 2002, slightly modified. Abscissa—spawning stock (thous. tons), ordinate – recruitment (mill.of 3-age recruits).

Зависимость между БНЗ и пополнением стада согласно фактическим данным очень слаба ($r = 0.11$). Кривая по модели Бивертон-Холта (Huyen, 2002), не имеет максимума и также демонстрирует практически полное отсутствие связи между пополнением и величиной БНЗ в диапазоне от 100 до 1200 тыс. т. Кривая по модели Риккера (Ricker, 1954) демонстрирует очень слабую зависимость пополнения стада трески от уровня БНЗ, а правая часть этой кривой (в области больших БНЗ) проходит значительно ниже точек

фактических данных. Использование модели Риккера не вносит дополнительной ясности в определение связи пополнения с величиной БНЗ стада трески.

Результаты регрессионного анализа (рис. 3.26) указывают на практическое отсутствие связи между БНЗ и численностью пополнения стада трески, а линия регрессии почти идентична кривой по модели Бевертон-Холта (см. рис. 3.25). Кривая зависимости между БНЗ и пополнением «по Риккеру» в диапазоне от 200 до 1000 тыс. т проходит внутри границ 95%-го доверительного интервала линии регрессии, т.е. достоверно от нее не отличается. Согласно полученным данным, минимальная величина БНЗ располагается на довольно низком уровне – в пределах 100-200 тыс. т.

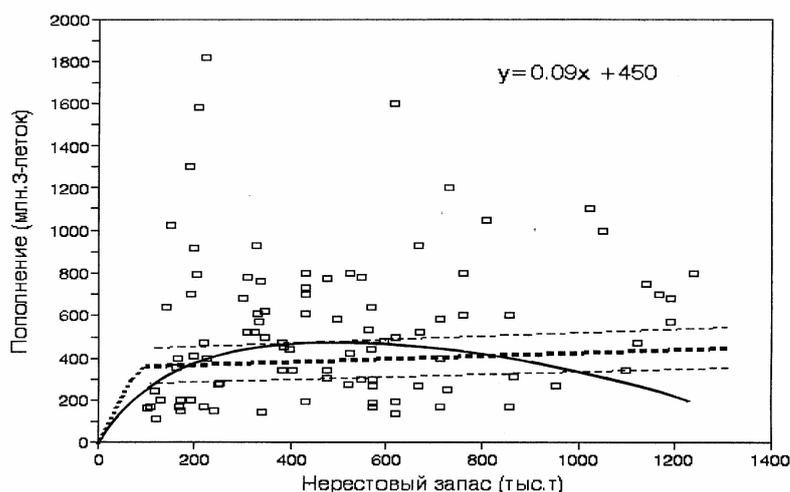


Рис. 3.26. Результаты регрессионного анализа связи между биомассой нерестового запаса (БНЗ) и численностью пополнения стада трески *Gadus morhua* и кривая Риккера за 87 лет (с 1910 по 1996 гг.): толстый пунктир – линия регрессии, тонкий пунктир – границы 95%-го доверительного интервала, сплошная линия – кривая Риккера по Hуlen (2002).

Fig.3.26. Relationship between cod spawning stock biomass and recruitment of cod for 1910-1996. Thick dotted line –line of regression, thin dashed lines - the boundaries of 95-% confidence interval. Full line – curve by Ricker model. After Hуlen, 2002.

На практике вопрос о минимальной величине БНЗ, гарантирующей устойчивое пополнение промыслового стада, решается не только по результатам статистического анализа данных, но и с учетом биологических, экономических и экологических приоритетов (Garrod, Jones, 1974; Marshall et al., 1998). Например, показано, что частота появления бедных по

численности поколений трески возрастает при БНЗ ниже 400 тыс. т, что позволяет рассматривать эту величину в качестве минимального уровня БНЗ, обеспечивающего устойчивое пополнение промыслового стада трески (Jacobsen, 1996). Представленная рабочей группой ИКЕС оценка оптимальной БНЗ составляет от 500 до 1 млн. т (в среднем около 600 тыс. т), а минимальной – 400 тыс. т. Ревизия этой оценки, проведенная Ультангом (Ulltang, 1996), дала величину нерестового запаса 500 тыс. т.

3.3.4. Динамика притока атлантических вод и флуктуаций стада сельди и трески

Появление урожайных поколений трески, сельди и пикши в Арктическом регионе связывают с периодами увеличения притока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив. Именно через этот пролив в Северный Ледовитый Океан поступает основная масса теплых атлантических вод, проникающих затем в Норвежское и Баренцево моря (Saetersdal, Loeng, 1987 ; Borisov, Elizarov, 1989).

Анализ динамики поступления атлантических вод и тепла в арктический бассейн за 80-летний период (1902-1983 гг.) рассмотрен в монографии под редакцией Ю.В. Николаева и Г.В.Алексеева (1989). Ряд измерений неоднократно прерывался и для получения полного временного ряда недостающие величины были интерполированы в соответствии с их трендами на графиках из указанной монографии. На рис. 3.27 представлена сглаженная динамика температуры и расходов атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив на север. Сглаженные кривые расхода атлантических вод и температуры в слое 0-400 м практически совпадают. Из рис. 3.28 можно видеть, что сглаженная динамика пополнения стада трески хорошо соответствует динамике поступления атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив в Норвежское и Баренцево моря.

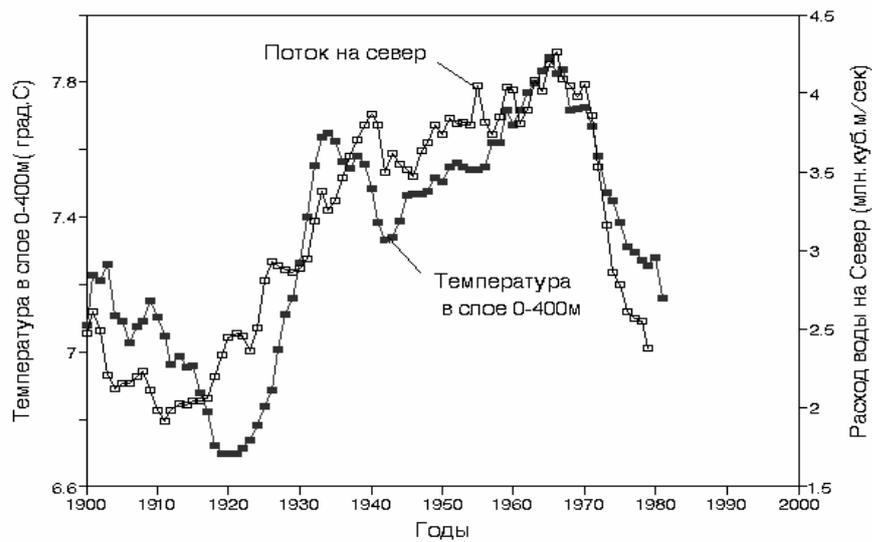


Рис. 3.27. Сравнительная динамика потока атлантических вод на север и средней температуры в слое 0-400 м в Фареро-Шетландском проливе (10-летнее сглаживание).

Fig.3.27. Comparative dynamics of Atlantic water discharge to the North(white squares) and mean temperature in 0-400m depth layer in Faroe- Shetland strait (black squares) (10 - year smoothing).



Рис. 3.28. Поток атлантических вод на север через Фареро-Шетландский пролив (10-летнее сглаживание) и пополнение стада аркто-норвежской трески *Gadus morhua* (10-летнее сглаживание).

Fig.3.28. Comparative dynamics of Atlantic water discharge (thin line) to the North through Faroe- Shetland strait and stock recruitment of cod (bold line) (10-year smoothing).

Численность атлантическо-скандинавской сельди также зависит от термики вод Арктического бассейна и, следовательно, должна соответствовать динамике поступления атлантических вод. Из рис. 3.29 можно видеть, что это действительно так, но, в отличие от трески, увеличение БНЗ сельди происходит в фазе нарастания потока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив (1910-1940 гг.), а снижение – в фазе замедления их притока (1940-1970 гг.). Сглаженная кривая пополнений стада сельди (рис. 3.30) обнаруживает сходную динамику.

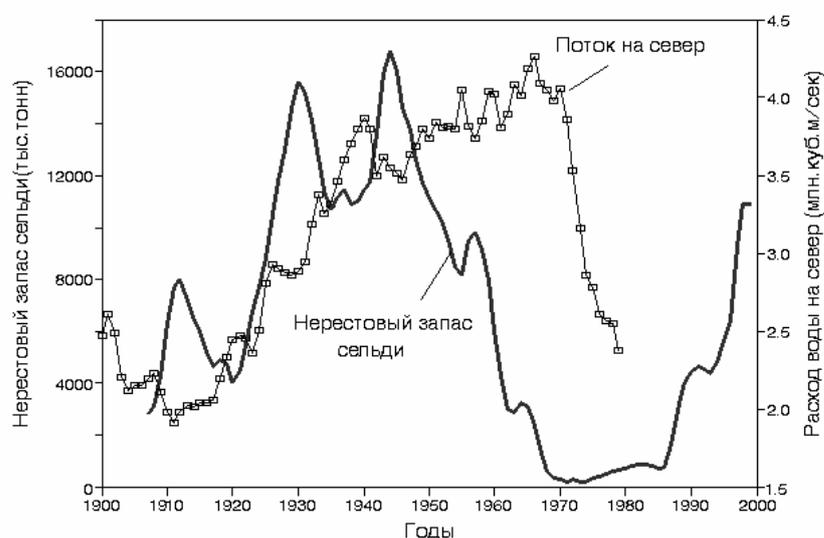


Рис. 3.29. Поток атлантических вод на север через Фареро-Шетландский пролив (10-летнее сглаживание) и изменение биомассы нерестового стада атлантическо-скандинавской сельди *Clupea harengus* по Toresen & Ostvedt, 2000.

Fig.3.29. Dynamics of Atlantic water discharge to the North through Faroe- Shetland strait (10- year smoothing, thin line) and spawning stock biomass of Norwegian spring-spawning herring *Clupea harengus* (bold line,13- year smoothing). After data of Toresen & Ostvedt, 2000.



Рис. 3.30. Поток атлантических вод на север через Фареро-Шетландский пролив (10-летнее сглаживание) и динамика пополнения стада сельди *Clupea harengus* (13-летнее сглаживание).

Fig.3.30. Dynamics of Atlantic water discharge to the North through Faroe- Shetland strait (10-year smoothing, thin line) and stock recruitment of Norwegian spring-spawning herring stock (13-year smoothing, bold line).

Таким образом, увеличение численности пополнения стада сельди связано с фазой нарастания потока атлантических вод, тогда как ход пополнения стада трески соответствует общей динамике их поступления в арктический бассейн. Различия в динамике пополнений сельди и трески (см. рис. 3.21), показывающие 8-10-летнее запаздывание кривой пополнений трески относительно сельди, по-видимому, связаны с различиями реакции этих видов на приток атлантических вод, хотя конкретный механизм запаздывания не ясен.

Средняя температура слоя 0-200-м по Кольскому меридиану отражает температурные условия в Норвежском течении и в его наиболее далеко проникающей на восток ветви – Мурманском течении. Сравнение хода средней температуры слоя 0-200 м по Кольскому меридиану со средней температурой слоя 0-400 м в Фареро-Шетландском проливе (рис. 3.31) показывает, что температура по Кольскому меридиану нарастает в фазе быстрого роста притока атлантических вод в 1900-1930 гг. и снижается в фазе его замедления в 1950-1960 гг.



Рис. 3.31. Сравнительная динамика средней температуры в слое 0-200 м по Кольскому меридиану и потока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив на север (13-летнее сглаживание).

Fig.3.31. Comparative dynamics of mean temperature in the 0-200m layer at the Kola meridian section (thin line) and Atlantic water discharge to the North through Faroe- Shetland strait (bold line).(13-year smoothing).

К сожалению, с 1983 г. систематических измерений скорости и расходов течения через Фареро-Шетландский пролив не проводилось. Долгопериодная динамика стад трески и сельди может служить косвенным свидетельством, что приток атлантических вод в Арктику также испытывает приблизительно 60-70-летние флуктуации. Динамика температуры воздуха в Исландии, на о-ве Ян-Майен и Шпицбергене определяется интенсивностью поступления тепла из Атлантики. Как видно из рис. 3.32, изменение температуры воздуха на Шпицбергене соответствует долгопериодной динамике притока атлантических вод в Арктический бассейн.

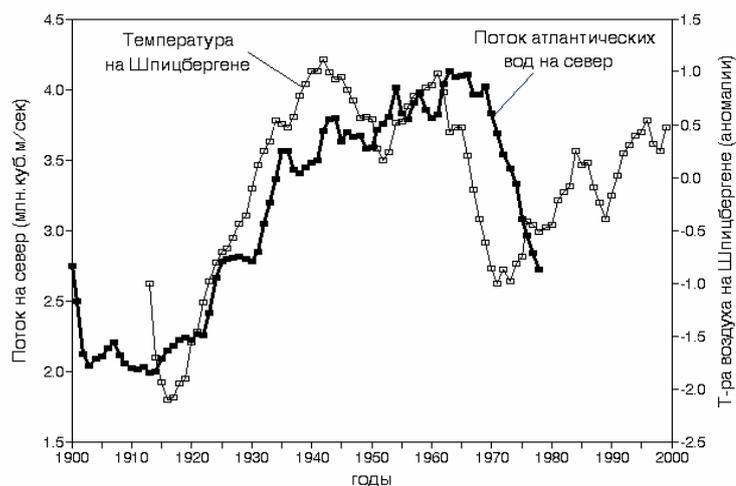


Рис. 3.32. Сравнительная динамика притока атлантических вод в Арктику через Фареро-Шетландский пролив и температуры воздуха на Шпицбергене (13-летнее сглаживание).

Fig.3.32. Dynamics of Atlantic water discharge to the North through Faroe-Shetland strait (bold line) and air surface temperature at the Svalbard (thin line),(13- year smoothing).

Таким образом, динамика пополнения стада сельди ближе к ходу температуры по Кольскому меридиану, тогда как динамика пополнения стада трески ближе к сглаженной кривой притока атлантических вод в Арктический бассейн и ходу температуры в слое 0-400 м в Фареро-Шетландском проливе.

3.3.5. Флуктуации стада трески и ледового режима в Арктическом регионе

Долгопериодные изменения ледовитости Арктических морей – один из важных природных факторов, влияющих на численность промыслового стада трески. Сроки весеннего отступления льдов зависят от долгопериодных изменений климата в регионе и оказывают непосредственное влияние на развитие фито- и зоопланктона – кормовой базы для личинок трески, сельди и других промысловых рыб.

Флуктуации ледовитости Баренцева моря почти за 100 лет рассматривались в Главе 2. Как было показано, ход долгопериодных изменений свободной ото льда поверхности моря (обратной ледовитости)

(Аверкиев и др., 1997), согласуется с динамикой Глобальной dT, но запаздывает относительно нее приблизительно на 10 лет (см. рис. 2.15а). После сдвига кривой обратной ледовитости на 8 лет назад (см. рис. 2.15б) она практически совпадает с кривой Глобальной dT. Запаздывание динамики обратной ледовитости относительно хода температуры, вероятно, связано с инерционностью тепловых процессов системы океан-атмосфера в Арктическом бассейне.

Кривая обратной ледовитости, как и Глобальной dT, демонстрирует вековой повышающийся тренд – приблизительно 0.3% за год. В то же время, рассмотренные выше кривые многолетней динамики пополнений сельди и трески не имеют повышающегося векового тренда и их флуктуации отражают не абсолютные изменения температуры, а ее долгопериодные колебания в соответствии с ходом Арктической dT или Глобальной dT со снятым трендом.

Сравнение динамики обратной ледовитости и численности пополнения аркто-норвежского стада трески (рис 3.33) показывает, что ход обеих кривых довольно хорошо согласуется, но кривая пополнений запаздывает относительно кривой ледовитости на 5-6 лет (рис. 3.33а). Сдвиг кривой пополнений на 6 лет назад (рис. 3.33б) приводит к практически полному совпадению сглаженных кривых обратной ледовитости и пополнения стада трески.

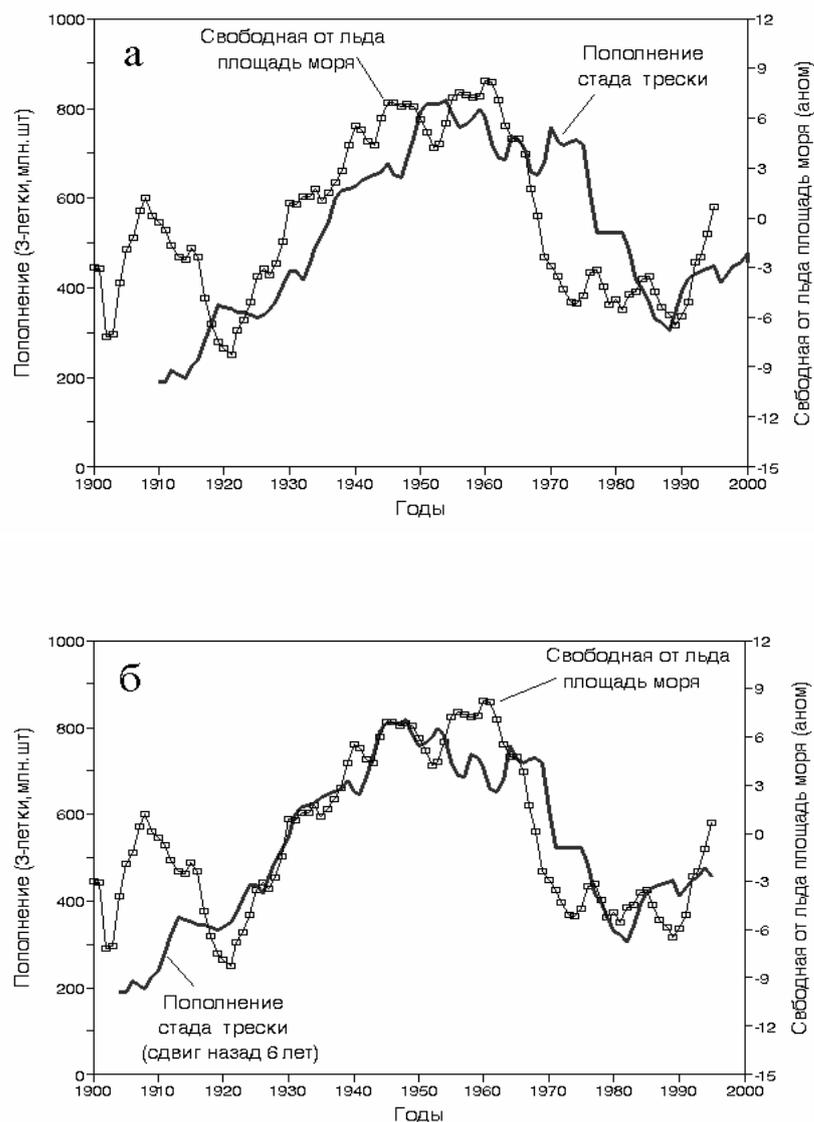


Рис. 3.33. Сравнительная динамика численности пополнения (3-летки) стада трески *Gadus Morhua* и ледовитости Баренцева моря со снятым трендом (**а**); то же, но кривая пополнений трески сдвинута на 6 лет назад (**б**). Кривые сглажены 13-летним скользящим усреднением.

Fig.3.33. Comparative dynamics stock recruitment of cod, (bold line) (10- year smoothing) and detrended free of ice Barents sea area (thin line) - (**а**); the same, but recruitment curve is shifted back (left) by 6 year - (**б**). (13- year smoothing).

Главный источник тепла, поступающего в Арктический бассейн – приток теплых вод Северо-Атлантического течения через Фареро-Шетландский пролив.(Николаев, Алексеев,1989) Вполне естественно, что динамика ледовитости Баренцева моря должна согласовываться с объемом поступления атлантических вод. Рис. 3.34 показывает общее соответствие

динамики свободной ото льда площади Баренцева моря поступлению атлантической воды и тепла в Арктический регион.

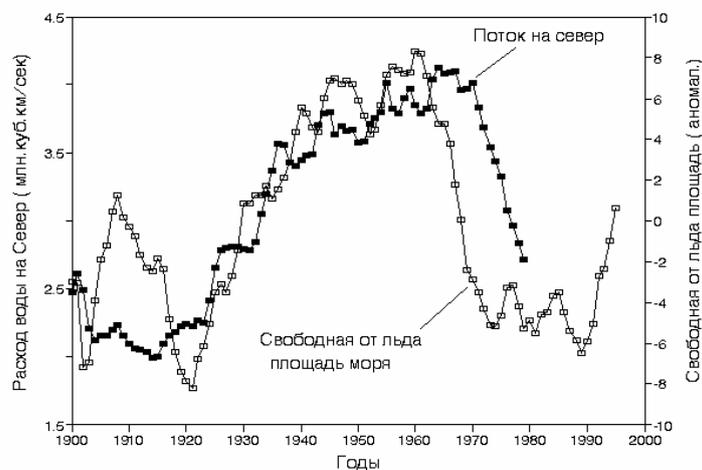


Рис. 3.34. Сравнительная динамика поступления атлантических вод в Арктический регион через Фареро-Шетландский пролив и свободной ото льда площади Баренцева моря. Кривые сглажены 13-летним скользящим осреднением.

Fig.3.34. Comparative dynamics of Atlantic water discharge to the North through Faroe-Shetland strait (black squares) and free of ice area of Barents sea (light squares) (13- year smoothing).

Таким образом, рассмотренные данные показывают, что такие долгопериодные показатели, как Глобальная dT, Арктическая dT, средняя температура в слое 0-200 м по Кольскому меридиану, поступление атлантических вод в Арктический бассейн и динамика свободной ото льда площади Баренцева моря, (с учетом сдвигов во времени), достаточно хорошо согласуются между собой и могут использоваться для характеристики климатических изменений в регионе.

3.4. Прогноз флуктуаций численности популяций сельди и трески Арктического региона

На основании анализа анализа доминирующих цикличностей климата и биоты (Глава 1) была предложена стохастическая модель перспективного прогнозирования динамики изменений стад ряда промысловых рыб (Кляшторин, Любушин, 2004) (см. Главы 7 и 8). В основу модели заложены

результаты анализа большого количества данных, показывающих, что в течение последней тысячи лет доминировали 50-70-летние циклические изменения температуры. Аналогичная цикличность доминирует на протяжении 140-летнего периода инструментальных наблюдений и сохранится, по меньшей мере, в ближайшем столетии (см. Главы 1 и 2).

На рис. 3.35 показана сравнительная динамика циклических флуктуаций Глобальной dT со снятым трендом и нерестового запаса атлантическо-скандинавской сельди, полученная с использованием этой модели. Можно предполагать, что численность сельди достигнет максимума в течение первой декады века, после чего начнет постепенно снижаться до минимума к середине 2020-х гг.

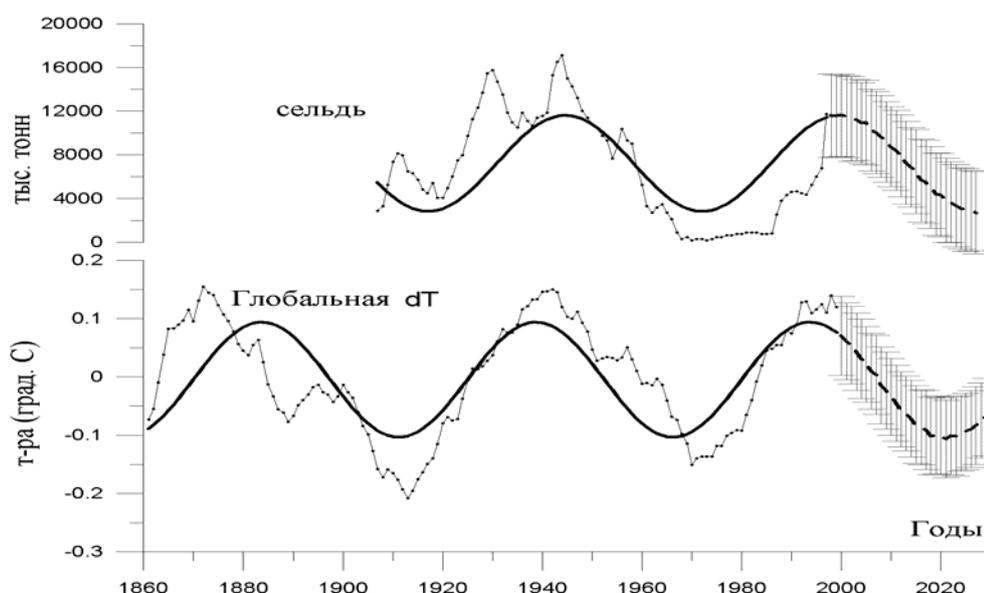


Рис. 3.35. Циклическая динамика Глобальной dT со снятым трендом, изменение нерестового запаса атлантическо-скандинавской сельди *Clupea harengus* (тонкая линия), модельной 60-летней гармонике (толстая линия) и прогнозируемый тренд климата и нерестового запаса в 21 столетии (пунктир) с зоной вариаций (вертикальные штрихи).

Fig.3.35. Cyclic dynamics of detrended Global dT (low curve), spawning stock biomass of Norwegian spring-spawning herring (upper curve), 60-years harmonics(bold line). Modeled predictive trend for the 21th century is marked with vertical bars.

Что касается прогнозирования численности аркто-норвежской трески на перспективу, то можно предполагать, что её изменения будут происходить

с приблизительно 10-летним запаздыванием относительно динамики пополнения стада сельди. Необходимо принять во внимание, что даже в сглаженной форме численность трески будет демонстрировать приблизительно 10-летние колебания на фоне связанных с климатом ее долгопериодных изменений.

3.5. Динамика климатических индексов и уловов главных промысловых рыб Тихоокеанского региона

На рис. 3.36 представлена динамика изменений климатических индексов и уловов ряда высокочисленных промысловых видов Тихоокеанского региона. Хорошо видно, что вспышки численности тихоокеанских лососей, сардины-иваси и калифорнийской сардины приходятся на периоды 1920-1940-х и 1970-1990-х гг. и соответствуют периодам подъема Глобальной dT, зональной ACI и региональных тихоокеанских климатических индексов PDO и ALPI (определения индексов см. в Главе 1). Флуктуации уловов и климатических индексов происходят почти синхронно с приблизительно 60-летней периодичностью.

Что касается видов с короткой статистикой уловов, то для перуанской сардины, согласно наблюдениям (Serra, 1983), значительный подъем численности у берегов Чили отмечали в период 1920-1940-х гг., то есть одновременно со вспышками численности сардины-иваси (Елизаров и др., 1989) и калифорнийской сардины. Вспышка и падение численности чилийской ставриды в период 1970-2000 гг. происходили синхронно с флуктуациями климатических индексов и колебаниями численности других массовых промысловых видов (рис. 3.36). Это позволяет предполагать, что долгопериодные флуктуации численности этого вида также связаны с динамикой климатических показателей тихоокеанского региона.

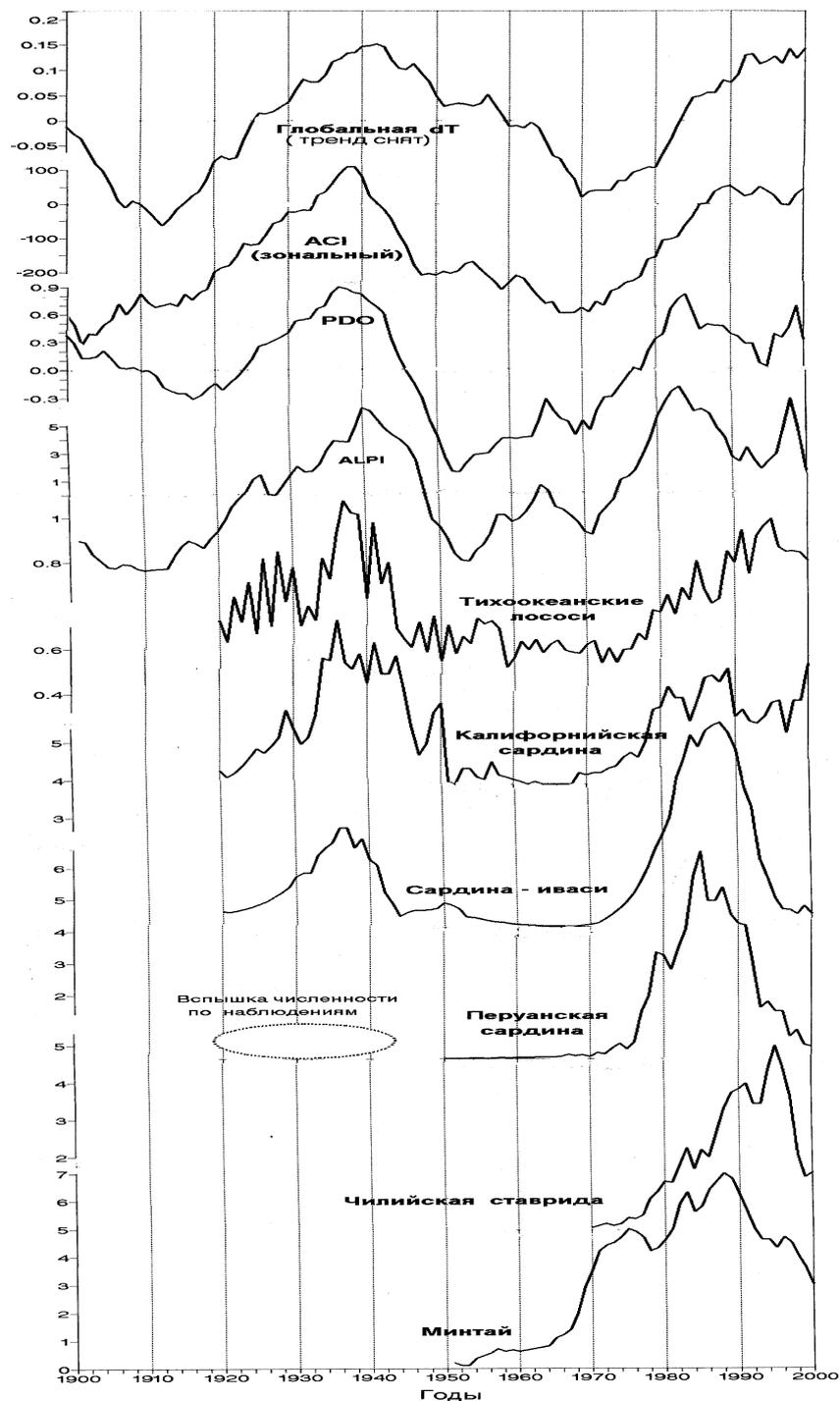


Рис. 3.36. Сравнительная динамика климатических индексов и уловов главных промысловых видов Тихоокеанского региона. PDO – индекс Тихоокеанского декадного колебания, ALPI – индекс Алеутского минимума атмосферного давления, ACI – индекс зональной Атмосферной циркуляции.

Fig.3.36. Comparative dynamics of climatic indices and commercial catches of major Pacific commercial species (without anchovies). Climatic indices: Global dT (detrended), Pacific Decadal Oscillation (PDO), Aleutan Low Pressure Index (ALPI), Index zonal Atmospheric Circulation (ACI). Commercial catches (from up to low): Pacific salmon, Californian sardine, Japanese sardine, Peruvian sardine, Chilean Jack mackerel, Alaska pollock.

Два периода повышенной рыбопродуктивности в 1920-1930-х и 1970-2000-х гг. существенно различаются по числу вовлеченных в промысел видов и величине уловов. В первый период максимальный суммарный улов сардины-иваси, тихоокеанских лососей и калифорнийской сардины достигал 4.8 млн. т. Во второй период к этим трем видам добавились минтай, перуанская сардина и чилийская ставрида. Общий улов этих шести видов в максимуме достиг 22 млн. т. Сравнение динамики суммарных уловов главных промысловых видов Тихоокеанского региона (без перуанского анчоуса) (рис. 3.37) показывает, что максимумы уловов в 1920-1950 и в 1970-2000 гг. наблюдаются не в пике Глобальной dT, а в фазе ее быстрого роста. Замедление роста уловов, а затем их падение начинается в фазе замедления роста Глобальной dT и завершается в фазе ее снижения.

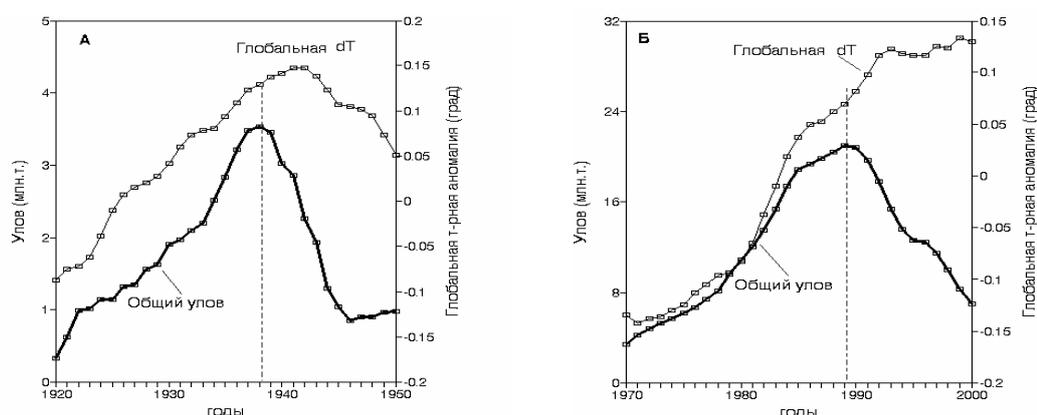


Рис.3.37. Сравнительная динамика общих уловов главных промысловых рыб Тихоокеанского региона (без перуанского анчоуса) и Глобальной dT: а – общий улов за период 1920-1950 гг. (сардина-иваси, калифорнийская сардина, тихоокеанские лососи); б – общий улов за период 1970-2000 гг. (сардина-иваси, калифорнийская и перуанская сардина, тихоокеанские лососи, минтай, чилийская ставрида). Вертикальный пунктир – годы максимального улова.

Fig. 3.37. Dynamics of commercial catches of major Pacific commercial species (except for Peruvian anchovy) and Global dT: **a**- total commercial catch for period of 1920-1950s (Pacific salmon, Californian sardine, Japanese sardine); **b** – total catch for the period of 1970-2000 (Pacific salmon, Californian sardine, Japanese sardine, Peruvian sardine, Chilean Jack mackerel, Alaska pollock) Vertical dotted line indicates the catch maximum.

В то же время, динамика уловов разных видов внутри одного климатического периода не полностью идентична. Как видно из рис. 3.38, максимумы уловов минтая, сардины-иваси, калифорнийской и перуанской сардин практически совпадают и приходятся на 1988-1990 гг., тогда как максимумы уловов тихоокеанских лососей и чилийской ставриды наблюдаются почти на 10 лет позже. Полной синхронности флуктуаций численности разных по биологии и длительности жизненного цикла видов ожидать трудно. Более важно то, что циклы подъема и падения уловов этих видов происходят внутри одной климатической эпохи (1970-2000 гг.) с максимумом в середине-конце 1990-х годов.

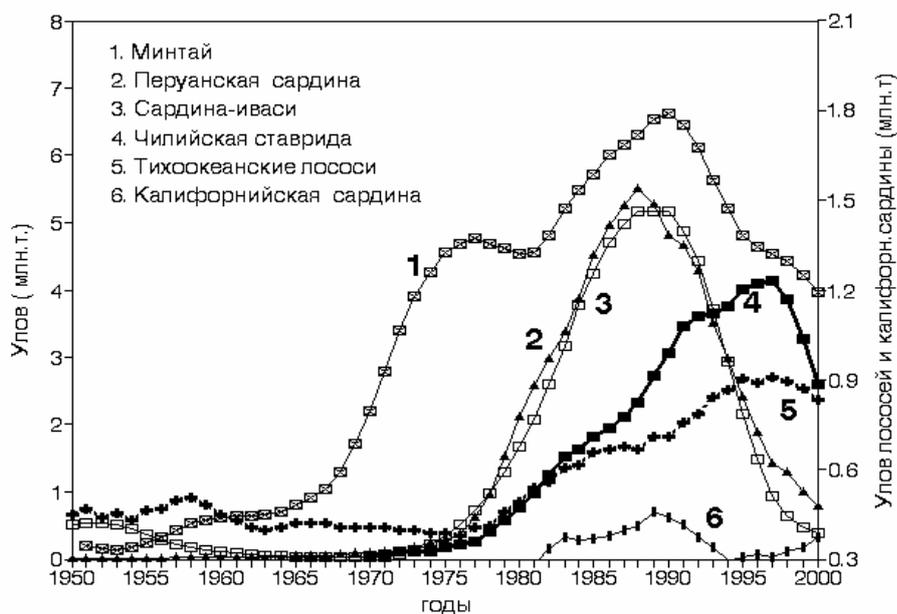


Рис. 3.38. Сравнительная динамика уловов главных промысловых видов (без перуанского анчоуса) Тихоокеанского региона (5-летнее сглаживание).

Fig.3.38. Comparative dynamics of catches of major Pacific commercial species (without Peruvian anchovy) 1950-2000, (5-year smoothing). 1- Alaska pollock; 2 - Peruvian sardine; 3-Japanese sardine; 4-Chilean Jack mackerel; 5-Pacific salmon; 6- Californian sardine.

Временные ряды статистики уловов рассмотренных здесь главных промысловых видов довольно коротки. Это не позволяет проследить соответствие флуктуаций уловов и изменений климатических индексов для всех рассмотренных видов. Для лососей, сардины-иваси, калифорнийской

сардины такие соответствия обнаружены начиная с 1920-х гг., для перуанской сардины – с 1950-х и поддерживаются данными наблюдений 1920-1940-х гг. Для минтая и чилийской ставриды мы располагаем только одним циклом флуктуаций их уловов, который, однако, соответствует как динамике уловов других видов, так и приблизительно 60-летним флуктуациям климата.

Исторические письменные хроники Японии содержат информацию о долгопериодных вспышках численности сардины-иваси за почти 400 лет. Флуктуации численности стада сардины-иваси вызывали приток населения в рыбацкие поселки в период роста промысла и, напротив, отток населения – в период падения уловов сардины (Kawasaki, 1994). Как видно на рис. 3.39, периодичность вспышек численности сардины-иваси соответствует приблизительно 50-60-летним циклам флуктуаций температуры по данным анализа гренландских ледовых колонок и инструментальных измерений (см. Главу 1)



Рис. 3.39. Циклические флуктуации температуры и вспышки численности сардины-иваси *Sardinops melanosticus* за последние 400 лет: 1640-1880 гг. – по данным японских исторических хроник, 1920-1998 гг. – по данным рыболовной статистики.

Fig.3.39. Cyclic temperature fluctuations and outbursts of Japanese sardine for the last 400 year (1640- 1880) by the data derived from Japanese historical chronicles and commercial statistics for the period of 1920- 1998). Bold line—temperature reconstructed by Greenland Ice cores (13-year smoothing), thin line- Global dT, ovals- sardine outbursts.

Приблизительно 60-летняя цикличность вспышек численности калифорнийской сардины в течение последних 1500 лет показана в работе Баумгартнера с соавторами (Baumgartner et al., 1992)(см. Главу 1).

Данные о приблизительно 60-летних циклических флуктуациях продуктивности тихоокеанских лососей приводятся в ряде работ (Кляшторин, Смирнов;1992, Beamish, Bouillon, 1993; Klyashtorin, Smirnov, 1995).

Соответствие флуктуаций климата и долгопериодной динамики популяций выявляется также для ластоногих северной Пацифики: котиков (*Callorhinus ursinus*) и сивучей (*Eumetopias jubatus*) (Владимиров, 1997, 2002). Показано, что долгопериодные колебания численности ластоногих связаны с крупномасштабными климатическими изменениями, в частности, с динамикой Глобальной dT и индекса Атмосферной циркуляции (ACI).

3.6. Динамика ледового режима и биомассы минтая Берингова моря

Для экосистемы Берингова моря динамика ледового режима, сроки весеннего отступления ледового покрова и площадь свободной ото льда поверхности, играют важную роль.

Анализ многолетней динамики ледовитости Берингова моря показал, что южная граница льдов в период 1972-1993 гг. вследствие повышения Глобальной dT отступила на север более чем на 2 градуса широты (Willie-Echeverria, Wooster, 1998). Одновременно смещались на север скопление минтая (*Theragra chalcogramma*) и сайки (*Boreogadus saida*). Динамика свободной ото льда площади моря и температуры поверхности океана (индекс PDO) представлены на рис. 3.40а. Можно видеть, что свободная ото льда площадь моря увеличивается параллельно повышению средней температуры поверхности океана (PDO), но запаздывает относительно хода PDO на 8-10 лет. Сдвиг «ледовой» кривой на 8 лет назад приводит к практически полному ее совпадению с кривой PDO (рис. 3.40б).

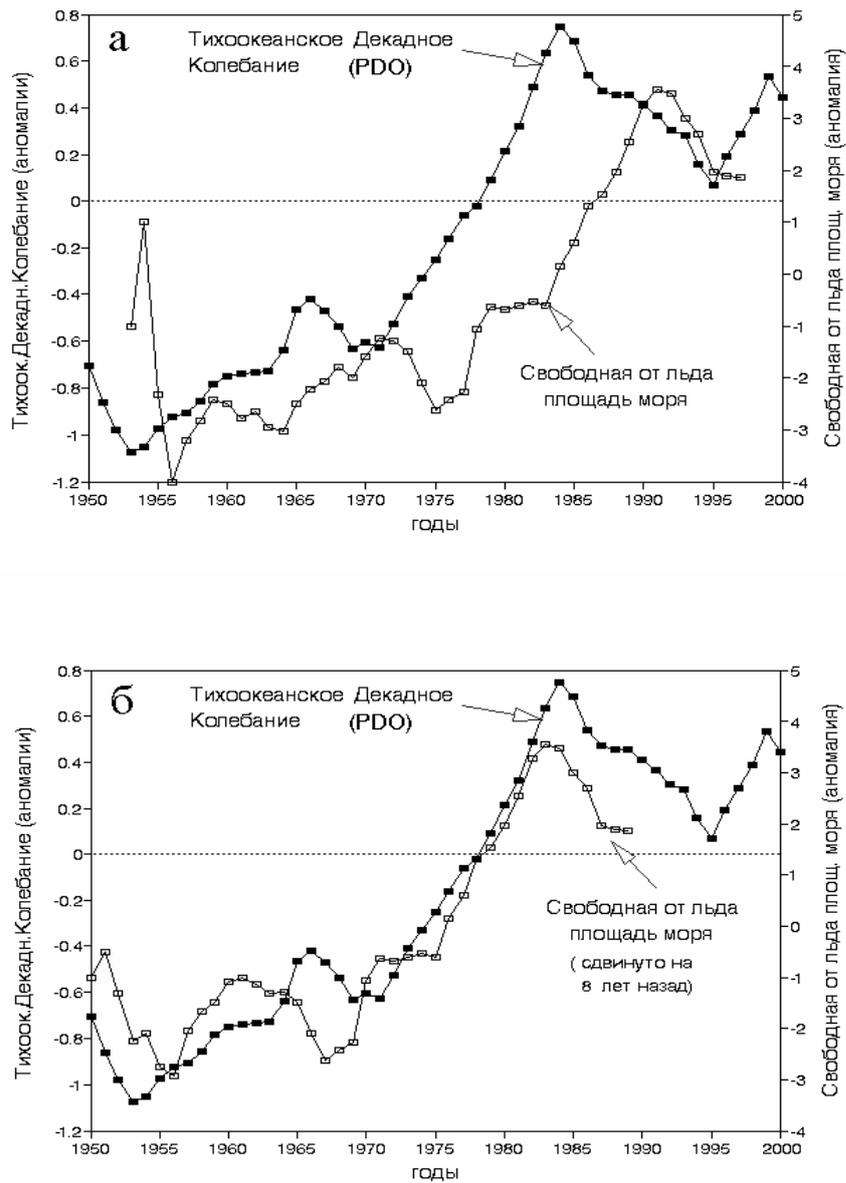


Рис. 3.40. Сравнительная динамика свободной ото льда площади Берингова моря и Тихоокеанского декадного колебания (PDO) в 1955-1995 гг. (15-летнее сглаживание) – а; б – то же, но кривая свободной ото льда площади моря сдвинута на 8 лет назад. По данным Ронотареv et al., 1999; Niebauer, 1999.

Fig.3.40. Comparative dynamics of free of ice area in Barents sea (light squares) and Pacific Decadal Oscillation (PDO) (black squares) for the period of 1955-1995s (15-year smoothing):-а; the same, but free of ice area curve is shifted back (left) by 8 years-б.

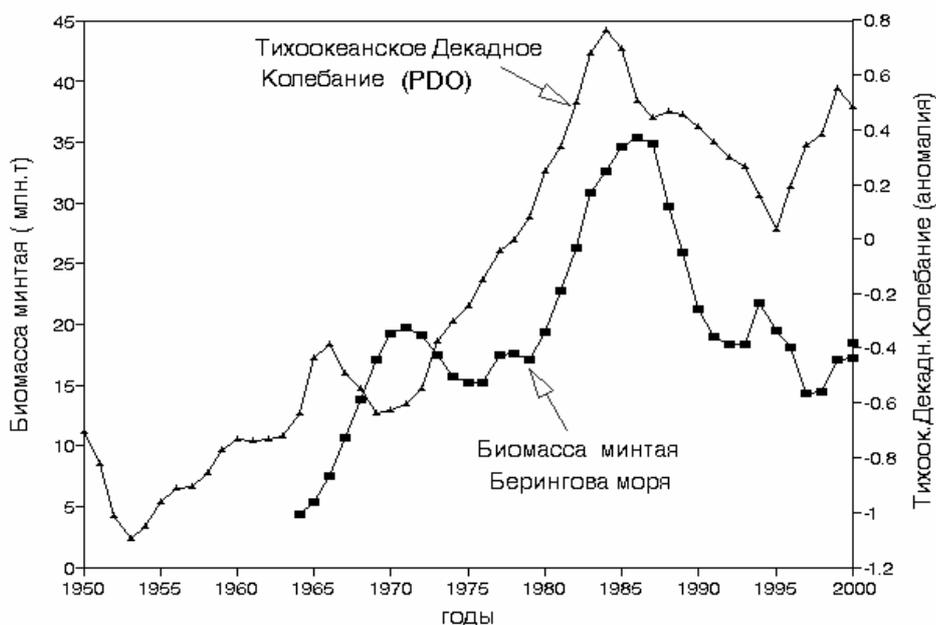


Рис. 3.41. Сравнительная динамика индекса Тихоокеанского декадного колебания (15-летнее сглаживание) и биомассы берингоморского минтая *Theragra chalcogramma* (3-летнее сглаживание). По данным Bulatov, 2003; Булатов, 2004.

Fig.3.41. Comparative dynamics of Pacific Decadal Oscillation index (PDO, triangles),(15-year smoothing) and Alaska pollock biomass of Bering sea (black squares) (3-year smoothing). After Bulatov,2003; Булатов,2004.

Можно предполагать, что изменения численности минтая – главного промыслового вида в регионе Берингова моря, связаны с изменениями температуры и свободной ото льда площади моря. Сравнение динамики биомассы промыслового стада минтая и индекса Тихоокеанского декадного колебания PDO (т.е. средней температуры поверхности океана) демонстрирует довольно хорошую согласованность хода этих показателей (рис. 3.41). В то же время, при сравнении динамики биомассы минтая и свободной ото льда площади Берингова моря обнаруживается (рис. 3.42), что изменения последней запаздывают относительно кривой биомассы приблизительно на 10 лет.

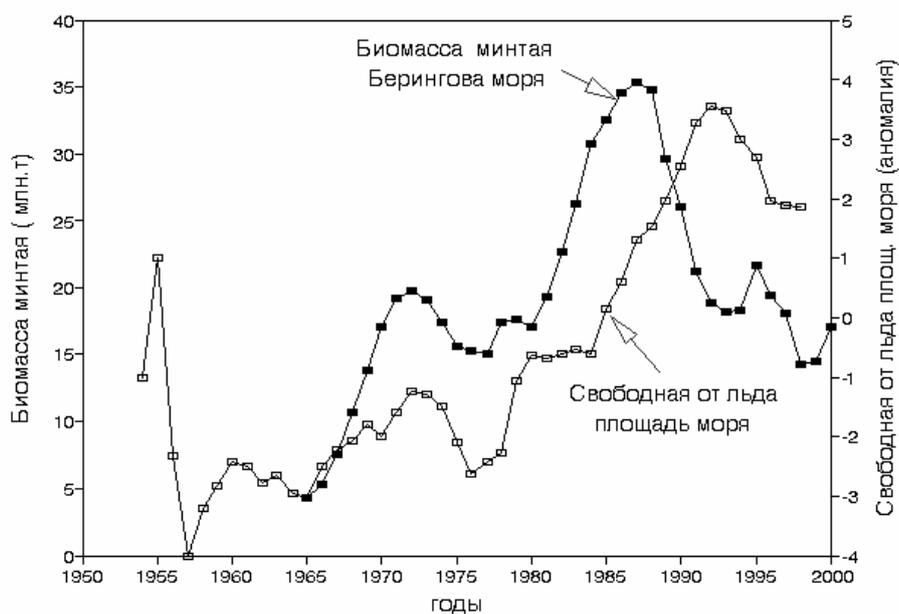


Рис. 3.42. Сравнительная динамика биомассы минтая *Theragra chalcogramma* Берингова моря (3-летнее сглаживание) и свободной ото льда площади Берингова моря (15-летнее сглаживание).

Fig 3.42. Comparative dynamics of Alaska pollock biomass (black squares) (3-year smoothing) and free of ice area in Bering sea (light squares) (15-year smoothing).

Сравнение рис. 3.41 и 3.42 позволяет полагать, что ведущая роль в долгопериодных изменениях популяции берингоморского минтая принадлежит температурным изменениям в регионе, т. е. долгопериодной динамике индекса PDO, характеризующего среднюю температуру поверхности океана. Влияние изменения ледовой обстановки на динамику популяции минтая представляется возможным, но опосредованно – через изменение температуры. Можно предполагать, что увеличение биомассы минтая в периоды климатических потеплений является следствием прямого ускоряющего влияния температуры на развитие и рост молоди, расширения свободной ото льда площади моря, более раннего развития зоопланктона и увеличения продолжительности вегетационного сезона.

3.7. Климат и флуктуации численности тихоокеанских лососей

Долгопериодные изменения уловов тихоокеанских лососей, благодаря многолетней достоверной промысловой статистике, могут рассматриваться как индикаторы экосистемных и климатических изменений северной Пацифики (Beamish, Bouillon, 1993; Hare, Mantua, 2000; Ueda et al., 2001).

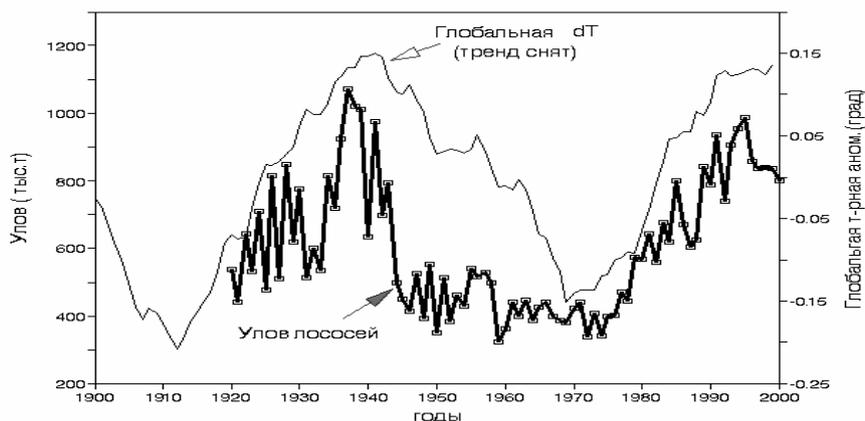


Рис. 3.43. Сравнительная динамика общих уловов тихоокеанских лососей и Глобальной dT (со снятым трендом).

Fig.3.43. Long-term dynamics of total Pacific salmon catch (bold line) and detrended Global dT (thin line).

Уловы тихоокеанских лососей на 90% обеспечиваются тремя главными видами: горбушей *Oncorhynchus gorbuscha* (37%), кетой *O. keta* (33%) и неркой *O. nerka* (20%). Статистика уловов лососей за последние 80 лет (рис. 3.43) дополнена данными о японских уловах на территории советского Дальнего Востока в 1930-1943 гг. В эти годы средний вылов горбуши и кеты на японских концессиях российского Дальнего Востока составлял около 200 тыс. т (Кляшторин, Смирнов, 1992).

Динамика общих уловов лососей соответствует флуктуациям Глобальной dT: увеличение уловов в 1920-1930-х годах (с максимумом свыше 1 млн. т), спад в 1950-1960-х и новый подъем в 1970-1990-х гг., когда уловы вновь приблизились к 1 млн. т. В конце 1990-х гг. наметилось снижение уловов, которые к началу 2000-х гг. снизились приблизительно на

20%. Схему долгопериодных колебаний запасов лососей в 20 веке можно представить как прохождение двух «волн» их численности с подъемом в 1920-1940-х, спадом в 1950-1960-х и новым подъемом в 1970-1990-х годах

Волна подъёма численности тихоокеанских лососей в 19 веке наблюдалась в конце 1870-х – начале 1880-х гг., о чем можно судить по данным динамики промысла лососей в Японии (Kaeriyama, 1989; Кляшторин, Смирнов, 1992; Beamish, Bouillon, 1993). Флуктуации численности тихоокеанских лососей в течение последних 130 лет повторялись с периодичностью 55-65 лет с максимумами в конце 1870-х, начале 1940-х и конце 1990-х гг.

Динамика общих уловов лососей отражает ход как глобальных, так и тихоокеанских климатических показателей (Klyashtorin, 1997, 1998a, 2001). Океанические нагульные ареалы лососей американского и азиатского происхождения существенно перекрываются и оба стада лососей после миграции молоди в океан находятся под воздействием одних и тех же климатических процессов. Динамика уловов лососей азиатского и американского происхождения в общих чертах схожа, но имеет характерные особенности (рис. 3.44). Резкое, почти на 500 тыс. т, падение азиатских уловов лососей с 1943 по 1950 г. объясняется почти полным прекращением японского лососевого промысла после Второй мировой войны. Вероятный ход кривой азиатских уловов при условии сохранения японского промысла на рис. 3.44 показан пунктиром.



Рис. 3.44. Сравнительная динамика уловов лососей азиатского и американского континентов (пунктир – вероятный тренд азиатских уловов).

Fig.3.44. Comparative dynamics of total catch of Pacific salmon originated from American (white squares) and Asian (bold line) continents. Dashed line – probable trend of Asian salmon catch corrected for collapse of Japanese salmon fisheries in the period of 1943-1950s.

Первый максимум численности американских лососей в 20 веке приходится на период 1934-1938 гг., тогда как максимум численности азиатских лососей – на начало-середины 1940-х гг. (см. кривую вероятного тренда уловов азиатских лососей на рис. 3.44.). Второй пик численности американских лососей наблюдался в 1994-1996 гг., азиатских – в 1998-2000 гг. Можно предполагать, что изменения численности (и уловов) американских лососей опережают аналогичные изменения численности азиатских стад на 6-8 лет, и данные ближайших лет позволят уточнить эти цифры. Несмотря на особенности динамики уловов лососей каждого из континентов, долгопериодные изменения численности как азиатских, так и американских лососей происходят почти синхронно и соответствуют динамике долгопериодных колебаний Глобальной dT со снятым трендом.

Лососи не самый многочисленный вид, утилизирующий непромысловые ресурсы (в основном планктон), рассеянные на акватории северной Пацифики. Долгопериодные колебания уловов лососей совпадают с

флуктуациями уловов японской и калифорнийской сардин, а также ряда других массовых промысловых видов Тихого океана с общим уловом более 20 млн. т (Klyashtorin, 1998a, 2001). Динамика уловов лососей и сардины-иваси довольно близка, но максимумы уловов сардины опережают максимумы уловов лососей приблизительно на 10 лет (рис. 3.45.). Почти синхронные изменения рыбопродуктивности сардин, лососей и других основных промысловых видов северной Пацифики, по-видимому, связаны с долгопериодными флуктуациями климата (Klyashtorin, Smirnov, 1995; Klyashtorin, 1998b).



Рис. 3.45. Сравнительная динамика общих уловов тихоокеанских лососей *Oncorhynchus* и сардины-иваси *Sardinops melanosticus* (5-летнее сглаживание). Пунктир – вероятный тренд уловов с учетом падения японского лососевого промысла в период 1943- 1950-х гг.

Fig 3.45. Long -term dynamics of the total catches of Pacific salmon (bold line) and Japanese sardine (black squares) (5 - year smoothing). Dashed line – probable catch trend, corrected for collapse of Japanese salmon fisheries in the period of 1943-1950s.

Особенность последней «волны» 1970-2000-х гг. подъема численности тихоокеанских лососей – увеличение доли лососей искусственного воспроизводства, улов которых в 1980-1990-х гг. составил более 250 тыс. т, то есть около четверти общего улова лососей. Почти 80% этого количества – результат успешного искусственного воспроизводства кеты на рыбоводных заводах Японии. В то же время, в последние 50 лет уловы лососей

природного происхождения (в основном азиатских стад) снизились приблизительно на 250 тыс. т. то есть практически произошло замещение части «диких» лососей «заводскими». Почти полувековую историю искусственного разведения кеты в Японии можно рассматривать как масштабный экологический эксперимент, позволяющий судить о связанных с климатом изменениях численности тихоокеанских лососей (Ueda et al., 2001; Maуama, Ishida, 2003).

Динамика объемов выпуска молоди кеты заводами Японии и промыслового возврата рыб заводского происхождения представлена на рис. 3.46. За период 1960-1980 гг. выпуск молоди кеты в океан увеличился с 300 тыс. до 2 млрд. экз., что сопровождалось ростом уловов с 7 до 100 тыс. т. С 1980 по 2001 г. количество выпускаемой молоди оставалось практически на одном уровне (около 2 млрд. экз.). В этот период, промысловый возврат почти непрерывно возрастал вплоть до 1996 г. (88 млн. рыб), после чего, при неизменном уровне выпуска молоди, начал снижаться и к 2001 г. упал почти на 40%.



Рис. 3.46. Сравнительная динамика выпуска молоди кеты *Oncorhynchus keta* с японских лососевых заводов и количества взрослых рыб в промысловом возврате. Построено по данным Maуama & Ishida, 2003.

Fig 3. 46. Comparative dynamics of chum salmon juvenile release from Japanese salmon hatcheries (black squares) and total number of adult fishes in commercial return. (bars). After data of Maуama & Ishida, 2003.

Объективным показателем выживаемости лососей, не зависящим от объема выпуска молоди, служит коэффициент промыслового возврата (процент возврата взрослых рыб от количества выпущенной в океан молоди). Динамика коэффициента промыслового возврата представлена на рис. 3.47. Начиная с середины 1960-х гг. коэффициент промвозврата почти непрерывно возрастал, что указывает на улучшение условий выживания лососей в океане.



Рис. 3.47. Динамика коэффициента промыслового возврата кеты *Oncorhynchus keta* и количества взрослых рыб в промысловом возврате. Построено по данным Kaeriyama, 1989; Kaeriyama & Urawa, 1992; Kaeriyama, 1998; Mayama & Ishida, 2003.

Fig.3.47. Dynamics of chum salmon commercial return index (black squares) and total number of adult fishes in commercial return. (bars). After data of Kaeriyama, 1989; Kaeriyama & Urawa, 1992;Kaeriyama, 1998; Mayama & Ishida, 2003.

После 1980 г. объем выпуска стабилизировался на уровне около 2 млрд. экз. Изменение численности японской кеты в 1980-2001 гг. на фоне практически неизменного количества выпускаемой молоди происходило только за счет изменений коэффициента промыслового возврата, который отражает изменение комплекса природных условий в океане, увеличивающих или снижающих выживаемость молоди лососей. Как видно из рис. 3.47., коэффициент промыслового возврата достиг максимума к 1996

г., но в течение последующих 5 лет снизился приблизительно на 40%. В соответствии с этим, общий возврат (и улов) японской кеты также снизился приблизительно на 40%. Перегиб кривой коэффициента промвозврата приходится на 1996 г, показывая, что ухудшение условий выживания лососей в океане, связанное с изменениями климатических условий произошло в середине 1990-х гг.

Изменение коэффициента промыслового возврата не указывает на конкретные причины изменения выживаемости, но, как известно, численность популяции лососей определяется главным образом уровнем смертности молоди в ранний морской период жизни (Карпенко, 1998). Итоги многолетних исследований выживания молоди японской кеты в ранний морской период (Mayama, Ishida, 2003) показали, что при увеличении количества выпускаемой молоди с рыбоводных заводов в океан наблюдается повышение ее «плотности» в прибрежье и снижение скорости роста. Как было показано в ряде работ (Mayama, Ishida, 2003; Старовойтов, 2003), молодь кеты, мигрирующая в океан от побережья Японии, накапливается в южной части Охотского моря и затем движется к океаническому нагульному ареалу через средние курильские проливы. Этот этап жизни критически важен для выживаемости сеголеток кеты и существенно зависит от кормовых, температурных и океанографических условий в этом регионе. К сожалению, количественных данных о влиянии гидрологических условий на выживаемость молоди нет, но долгопериодная динамика численности японской кеты, подобно изменению численности сардины-иваси, может служить показателем климатических изменений в регионе.

3.7.1. Численность популяции и рост лососей в океане

Уловы японской кеты искусственного разведения в 1996 г. достигли 280 тыс. т, что приблизительно в 10 раз выше исторического максимума улова кеты на территории Японии 1870-1880 гг. (Kaeriyama, 1989, 1999). При столь значительном увеличении численности кеты за счет японских

рыбоводных заводов, возникает вопрос о возможных ограничениях кормовых ресурсов открытого океана для нагула кеты и других лососей и увеличении пищевой конкуренции в океаническом нагульном ареале (Mayama, Ishida, 2003).

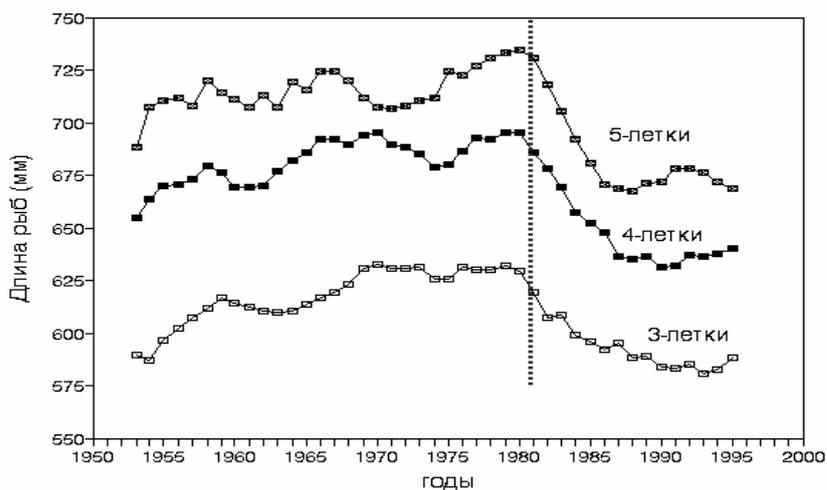


Рис.3.48. Изменение длины кеты *Oncorhynchus keta* трех возрастных групп в промысловом возврате за 43-летний период 1953-1995 гг. (сглажено 5-летним скользящим осреднением). Пунктиром обозначена граница начала замедления роста. Построено по данным Каэрияма, 1998.

Fig 3.48. Body length dynamics of adult chum salmon in three main commercial age groups (3+, 4+ and 5+) for period of 1953 - 1995 (5-year smoothing). Vertical dotted line – boundary of growing retardation. After Kaeriyama, 1998.

Многолетние наблюдения за ростом японской кеты показали, что по мере увеличения численности промыслового стада происходило снижение длины и индивидуального веса возвращающихся половозрелых рыб. Одновременно с замедлением роста рыб их средний возраст с 1963 по 1989 г. увеличился с 3.8 до 4.5 лет (Kaeriyama, 1998). Это могло бы быть следствием так называемой «плотностной» регуляции, т.е. ограничения скорости роста лососей при увеличении их количества на единицу площади океанического нагульного ареала. Вопрос о том, насколько кормовая емкость этого ареала ограничивает возможности пастбищного разведения лососей, представляет большой практический интерес.

На рис. 3.48. представлена динамика изменений длины японской кеты трех основных возрастных групп улова за 43-летний период (1953-1995 гг.). Средняя индивидуальная длина рыб медленно возрастала в течение 27 лет с 1953 до 1980 г., затем рост рыб начал быстро снижаться, что продолжалось приблизительно до 1987 г., а затем скорость роста стабилизировалась на пониженном уровне.

Эти же данные, представленные на рис. 3.49 как относительные изменения длины, показывают, что динамика роста рыб всех трех возрастов очень близка. При увеличении численности стада кеты с 3.5 до 25 млн.экз. длина рыб не только не снижалась, но даже несколько возрастала. По мере возрастания численности стада с 25 до 40 млн. экз (1980-1987 г), средняя длина рыб снизилась приблизительно на 8%, а вес на 12% (Kareiyama,1998). Дальнейшее увеличение численности стада с 40 до 80 млн.шт (1987-1996 г.) не сопровождалось снижением скорости роста. Таким образом, рост японской кеты с 1953 г до 1996 г снижался практически только в ограниченный период с 1980 по 1987 г.

Снижение индивидуального веса рыб приводит к приблизительно 12%-ным потерям биомассы промыслового стада. Однако это снижение происходило на фоне увеличения численности популяции с 25 до 70 млн. экз. и биомассы промыслового стада почти на 300%. Таким образом, 10-12%-ные потенциальные потери биомассы за счет замедления индивидуального роста рыб перекрываются возрастанием общей биомассы лососей почти в 30 раз. При этих условиях кормовая емкость океанического нагульного ареала не представляется фактором, ограничивающим общую продукцию лососей. Эффект некоторого снижения индивидуального веса при значительном росте численности промыслового стада кеты вполне реален, он может объясняется значительным расширением нагульного ареала и увеличением энергозатрат на поиск пищи.

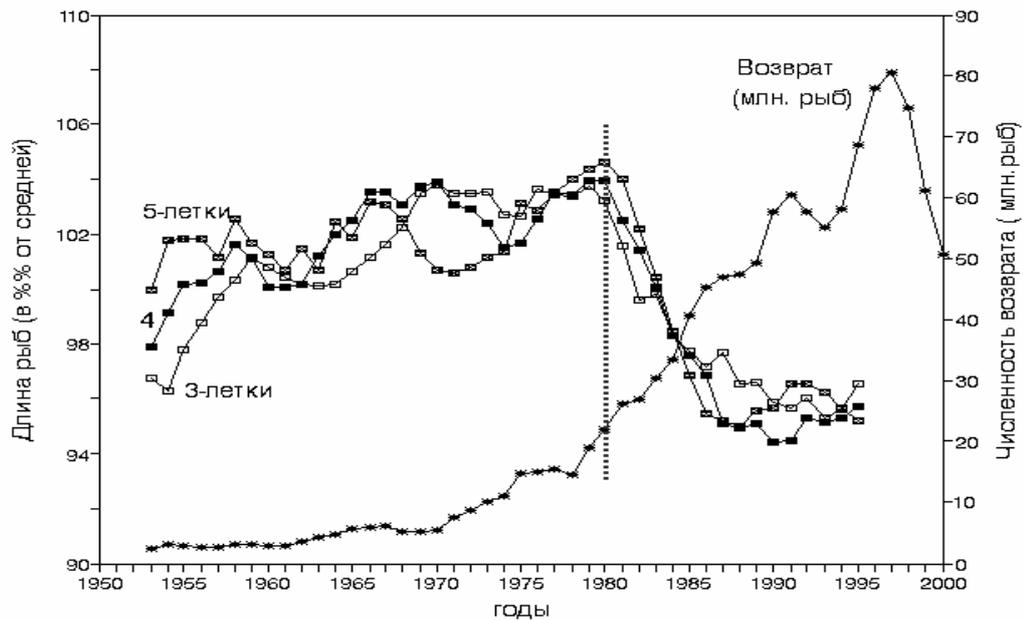


Рис. 3.49. Относительное изменение длины (% от средней) кеты *Oncorhynchus keta* трех возрастных групп и численности промыслового возврата за период 1953-1995 гг. (сглажено 5-летним скользящим осреднением). Пунктиром обозначена граница начала замедления роста. Построено по данным Каэриyама, 1998; Mayama & Ishida, 2003.

Fig.3.49. Comparative dynamics of the relative change of body length (%% from average) in chum salmon of three age groups and number of individuals in the commercial return (asterisks) for the period of 1953- 1995 (5-year smoothing). Vertical dotted line – boundary of growing retardation. After data of Kaeriyama, 1998.

Эффект замедления роста кеты принято аппроксимировать линейными уравнениями (Kaeriyama, 1998, Helle, Hoffman, 1998), но в действительности этот процесс далек от линейного. На рис. 3.50 представлена динамика изменения средней длины половозрелой кеты в зависимости от численности промыслового стада. Как видно из рисунка, на начальном этапе повышения численности стада длина рыб постепенно увеличивается. Снижение скорости роста кеты наблюдалось при росте численности стада от 25 до 40 млн. рыб. При численности свыше 40 млн. экз. скорость роста кеты стабилизировалась на уровне, близком к наблюдавшемуся в 1950-х гг., когда численность стада была всего 3-5 млн. экз.

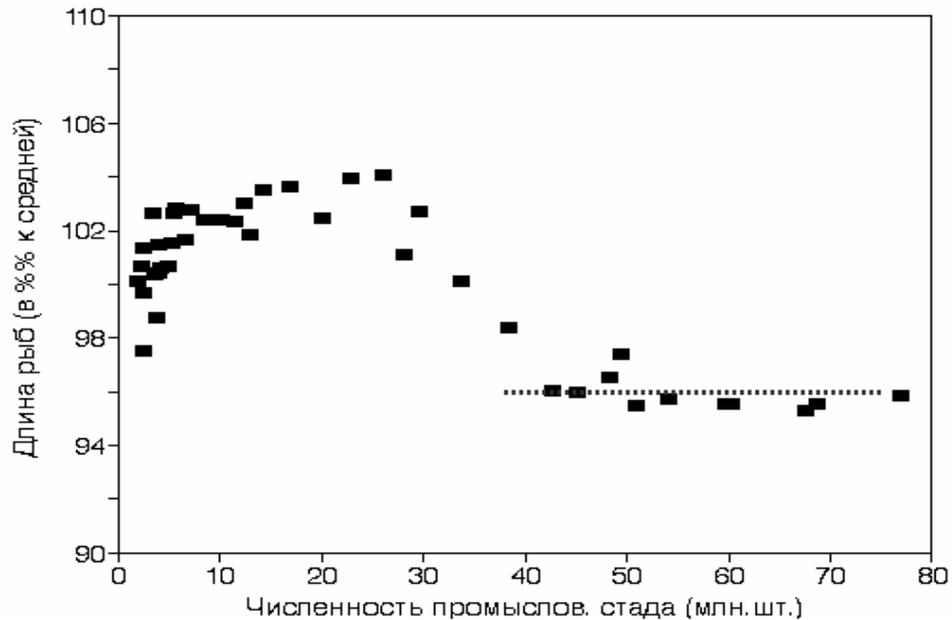


Рис. 3.50. Относительное изменение длины (% от средней) кеты *Oncorhynchus keta* трех возрастных групп (3, 4- и 5-леток) в уловах в зависимости от численности промыслового возврата (сглажено 5-летним скользящим осреднением). Пунктир – тренд изменения длины рыб при увеличении численности стада от 40 до 80 млн. экз. Построено с использованием данных Kaeriyama, 1998; Mayama & Ishida, 2003.

Fig.3.50. Dynamics of body length (ordinate)(%% from average) in chum salmon of three age groups in relation of total number of fishes in the commercial return (abscissa) for period of 1953-1995, (5- year smoothing). Dotted line – a trend of change in length of chum salmon specimens within stock range from 40 to 80 mill. fish . After data of Kaeriyama, 1998.

Снижение скорости роста кеты на фоне увеличения численности стада рассматривается как признак нарушения пищевого равновесия в экосистеме (Kaeriyama, 1998). Основные компоненты питания лососей и, в частности, кеты – макропланктон, мелкие кальмары, а также миктофиды (Brodeur, 1988). При снижении концентрации кормовых объектов или увеличении численности стада, площадь поиска и энерготраты на добывание пищи могут существенно возрасти, что может вызывать наблюдаемый эффект – замедление роста.

Феномен снижения индивидуального роста (измельчания) при увеличении численности популяции отмечен для ряда видов лососей (Ishida et al., 1993; Ricker, 1995; Bigler et al., 1996) и, в частности, для амурской,

сахалинской и камчатской горбуши. Длина и вес горбуши в годы ее высокой численности уменьшаются, а в неурожайные годы возрастают, причем разница веса достигает 35-40% (Семко, 1937; Правдин, 1940; Гриценко, 2002).

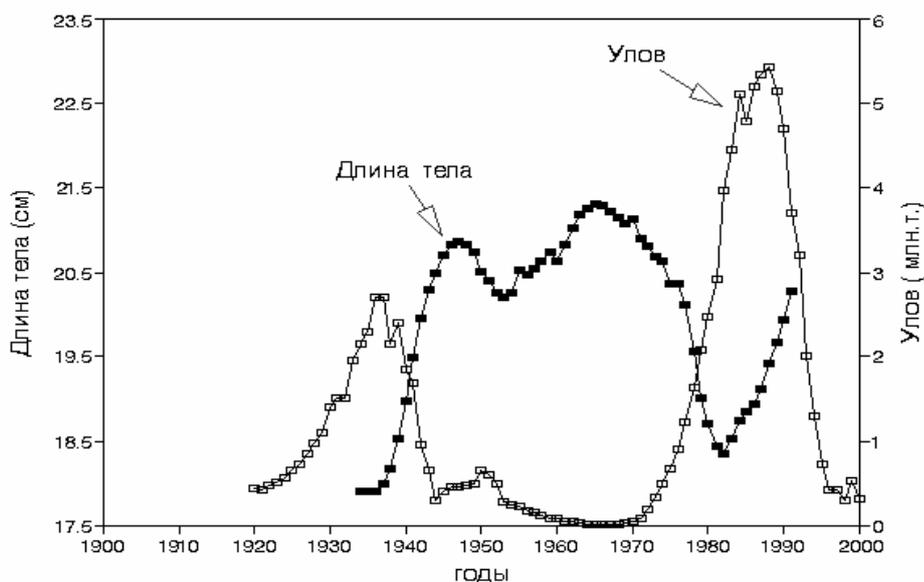


Рис. 3.51. Сравнительная динамика изменений размеров сардины-иваси *Sardinops melanosticus* (сглажено 5-летним скользящим осреднением) и её промысловых уловов за 67 лет 1934-2000 гг. Построено с использованием данных Kawasaki & Omori, 1995.

Fig.3.51. Comparative dynamics of Japanese sardine body length (black squares) and sardine commercial catch (light squares) for the period of 1920-2000.(5-year smoothing). After data of Kawasaki & Omori, 1995.

Снижение индивидуального размера рыб ясно выявляется при флуктуациях численности сардины-иваси (рис. 3.51.): кривые уловов, отражающие численность популяции, и линейных размеров сардины практически противофазны. Уменьшение длины тела сардины с 21 см в 1960-х гг. до 18 см к началу 1980-х гг. соответствует снижению веса приблизительно на 35%. За это же время общий улов сардины-иваси возрос приблизительно в 350 раз(!). Иначе говоря, прирост общей биомассы популяции перекрывает потенциальные потери биомассы за счет снижения индивидуального веса рыб почти в 1000 раз (на три порядка). Нагульный

ареал сардины-иваси в этот период увеличился более чем в 10 раз. Как и в случае лососей, энергозатраты на поиск пищи в большом нагульном ареале могут быть причиной снижения индивидуального веса рыб.

Сравнение пищевых потребностей лососей как доминирующих видов верхней пелагиали и продукции зоопланктона в океанических нагульных ареалах показало значительный избыток доступных для них кормовых ресурсов (Pearcy et al., 1996, 1999): лососи потребляют всего 0.04-0.15% (!) годовой продукции зоопланктона в зонах океанического нагула (Brodeur et al., 1999). Как показывает анализ трофической структуры океанических экосистем, сообщество рыб пелагиали (в том числе и лососи) утилизируют не более 0.5% первичной продукции (Шунтов, 2001; Дулепова, 2002). Доля лососей в общем потреблении пищи nektonом не превышает 1-2% и их роль как потребителей пищи в океанической пелагиали в целом незначительна (Темных и др.2004; Шунтов, Темных,2004). Эти оценки не позволяют ставить продукцию лососей в прямую зависимость от трофической обстановки в океанических нагульных ареалах. Не исключено, однако, что сезонные и пространственные вариации в распределении и доступности кормовых объектов могут создавать ситуации, когда пищевой фактор может оказаться существенным для продукции лососей (Pearcy et al., 1999).

3.7.2. Климат и динамика локальных популяций лососей

Возвращение лососей в пресноводные водоемы их воспроизводства (хоминг) помогает прояснить вопрос о том, насколько долгопериодные изменения численности лососей отдельных регионов и локальных популяций связаны с изменениями климата. Уникальный материал представляют данные о динамике популяций нерки Бристольского залива. В этом регионе воспроизводится крупнейшее в мире промысловое стадо нерки, дающее до 50% мирового вылова этого вида лососей и более половины улова нерки Аляски. Здесь расположены крупные озерно-речные системы, куда

возвращаются на нерест многомиллионные стада нерки, где происходит рост молоди и откуда начинается ее миграция в океан.

Более полувека в каждой из озерных систем проводится подсчет количества выловленных и пропущенных на нерест рыб. Этот уникальный статистический материал был любезно предоставлен нам ведущим специалистом исследовательского проекта «Лососи Бристольского залива» доктором Ловелл Фэйр (Fair, 2003). Как показывает анализ, между численностью общего подхода нерки и числом рыб в промысловых уловах (рис. 3.52.) существует прямая зависимость с высоким коэффициентом корреляции – 0.91 (рис. 3.53.).

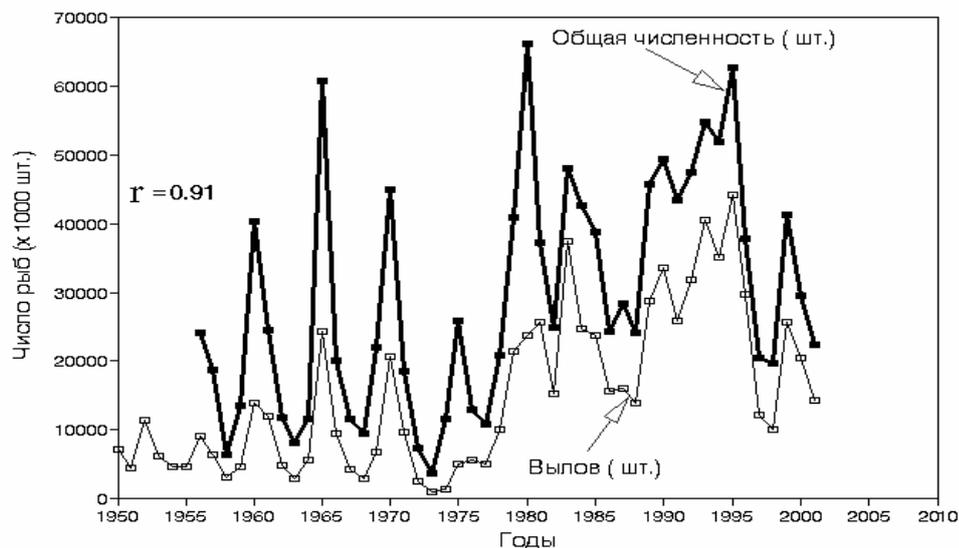


Рис. 3.52. Изменения численности промыслового стада и уловов нерки *Oncorhynchus nerka* (млн. экз.) Бристольского залива в 1950-2000 гг.

Fig.3.52. Changes in fish numbers of commercial stock (bold line) and catch (thin line) (mill.of fish) of Bristol bay Sockeye salmon 1950-2000.

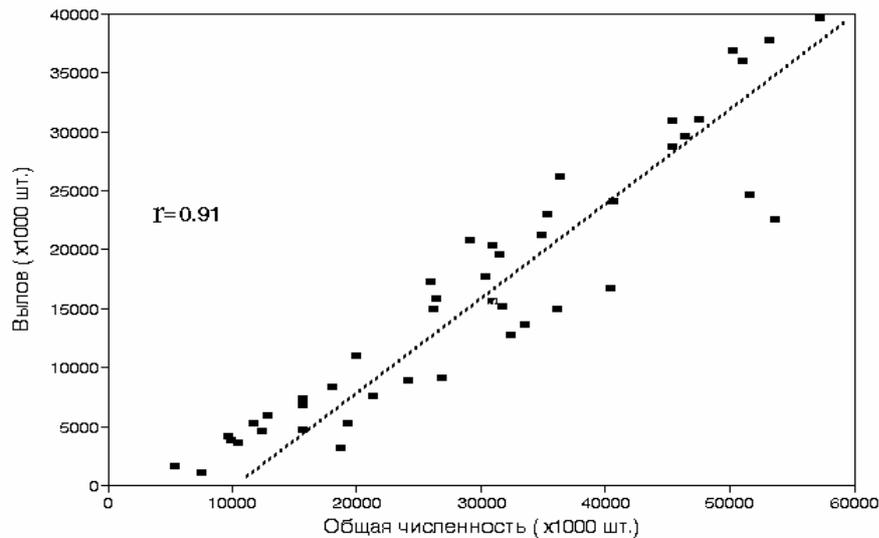


Рис. 3.53. Зависимость объема вылова нерки *Oncorhynchus nerka* от численности промыслового стада в 1950-2000 гг.

Fig.3.53. Relationship between commercial catch and total number of fishes in commercial stock of Bristol bay Sockeye salmon 1950-2000. Abscissa – total number of fishes in commercial stock. Ordinate — commercial catch (thousand fishes).

Как видно из рисунка, в среднем промысел изымает приблизительно 55% численности общего подхода лососей. Эти данные показывают, что промысловые уловы нерки достоверно отражают динамику ее численности и могут использоваться для сравнения с ходом климатических показателей.

Нерест нерки и нагул ее молоди происходит в 11 озерно-речных системах региона Бристольского залива, но 90% общего улова обеспечивают всего 5 из них. Наиболее продуктивная система оз. Квичак обеспечивает 40% общих уловов, оз. Эгегик – 30%, а три относительно малых озера (Накнек, Угашик и Вуд) – 20%. Популяции последних трёх озер имеют сходную динамику и могут быть объединены в одну группу. Динамика популяций нерки 5 главных озерно-речных систем представлена на рис. 3.54. Популяция оз. Квичак демонстрирует 3 максимума численности нерки, три малых озера – 2, а оз. Эгегик – 1 максимум. Каждая из крупных популяций нерки Бристольского залива имеет свою собственную долгопериодную динамику, но прослеживается общая тенденция возрастания уловов: от 20 тыс.т в 1950-х

до 120 тыс. т в середине 1990-х гг. Для всех популяций характерно сокращение численности во второй половине 1990-х гг.



Рис. 3.54. Динамика главных промысловых популяций бристольской нерки *Oncorhynchus nerka* в 1955-2000 гг. (5-летнее сглаживание).

Fig.3.54. Dynamics of main Sockeye salmon populations of Bristol bay region, (5-year smoothing)1955-2000.

В какой степени динамика популяций главных озерных систем коррелирует с ходом главного климатического индекса – Глобальной dT? Как можно видеть из рис. 3.55, динамика численности нерки этих озер, за исключением системы оз. Эгегик, слабо коррелирует с ходом Глобальной dT. Наиболее продуктивная популяция оз. Квичак демонстрирует практически полное отсутствие корреляции численности с ходом Глобальной dT.

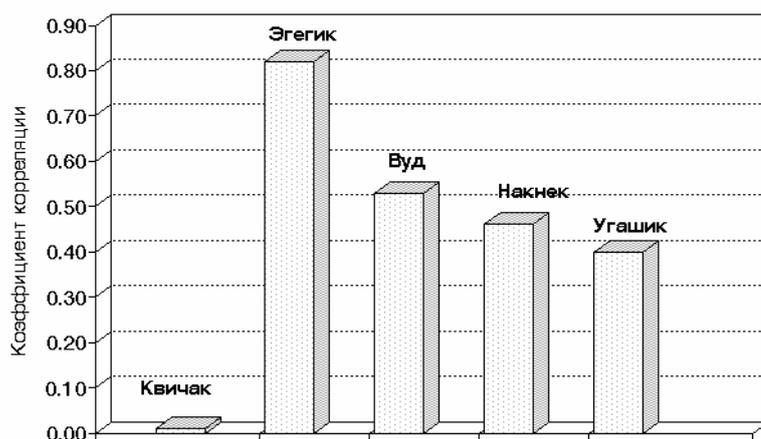


Рис. 3.55. Корреляции между изменениями численности стад нерки *Oncorhynchus nerka* главных озерно-речных систем Бристольского залива и ходом Глобальной dT в 1950-2000 гг.

Fig.3.55. Correlation between dynamics of Sockeye salmon populations of main river-lake systems of Bristol bay region and Global dT, 1950-2000.

В то же время, динамика суммарных уловов (рис. 3.56.) нерки Бристольского залива в общих чертах согласуется с ходом Глобальной dT. Изменения уловов нерки юго-восточной Аляски также следуют общей тенденции возрастания численности нерки в период 1970-1990-х гг. и соответствуют динамике Глобальной dT. Необходимо отметить, что общее соответствие кривых уловов и Глобальной dT прослеживается только до середины 1990-х гг., когда численность нерки начала снижаться, а на кривой Глобальной dT лишь намечилось замедление роста температуры.

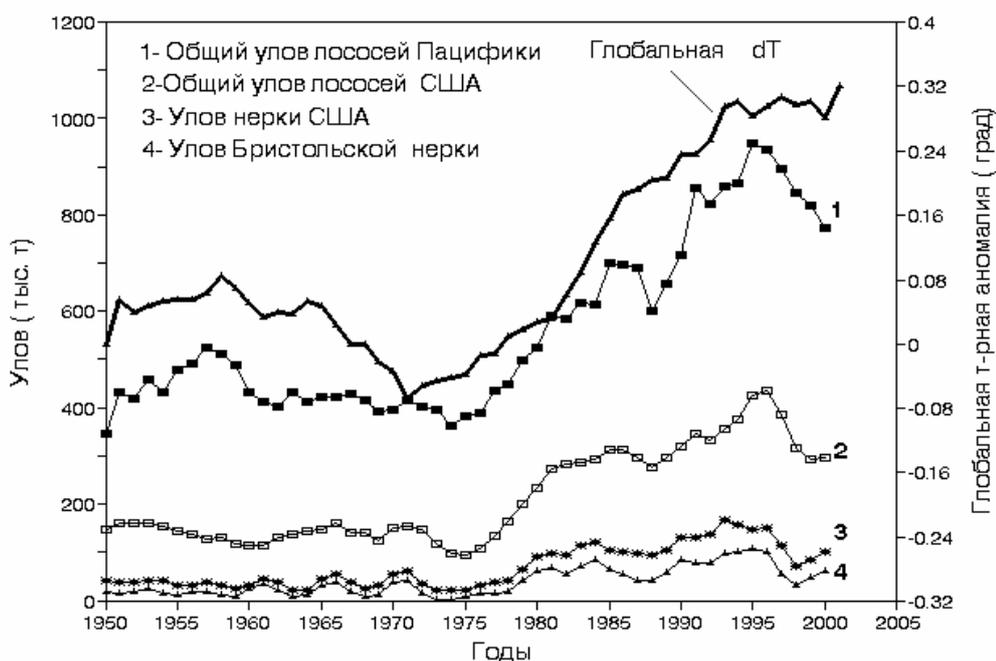


Рис. 3.56. Сравнительная динамика хода Глобальной dT и уловов нерки *Oncorhynchus nerka* разных регионов в период 1950-2000 гг.

Fig.3.56. Comparative dynamics of Global dT (bold line) and Sockeye salmon catch of different North Pacific regions 1950- 2000 .Symbols: 1- Total Pacific salmon catch. 2-Total salmon catch of USA. 3 – Sockeye salmon catch of USA. 4 – Bristol bay Sockeye salmon.

Корреляции между ходом Глобальной dT и уловами лососей в разных регионах северной Пацифики представлены на рис. 3.57. Величина коэффициента корреляции возрастает по мере укрупнения сравниваемых регионов: 0.70 – для нерки Бристольского залива, 0.78 – для уловов нерки Аляски и США, 0.84 – для общих уловов лососей США и 0.91 – для общих уловов лососей северной Пацифики. Из представленных данных можно видеть, что динамика численности локальных популяций лососей имеет отличительные особенности и далеко не всегда коррелирует с ходом глобальных климатических индексов, например, Глобальной dT. Однако по мере укрупнения сравниваемых регионов, теснота связи между изменениями климата и долгопериодной динамикой численности лососей существенно возрастает и достигает максимума при анализе крупных регионов как, например, северная Пацифика.

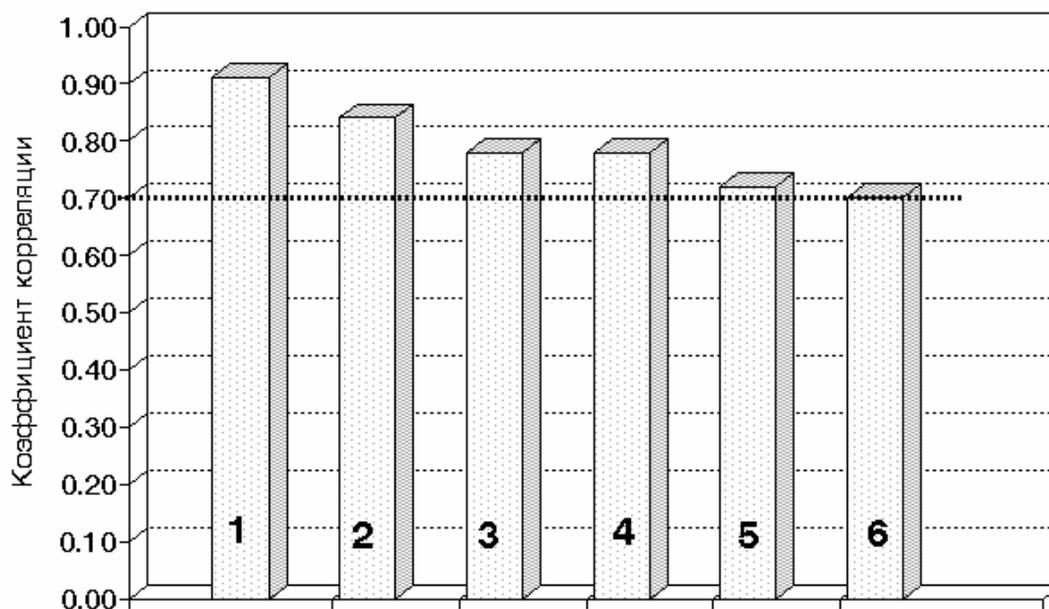


Рис. 3.57. Корреляция между динамикой Глобальной dT, уловами нерки *Oncorhynchus nerka* и лососей разных регионов Пацифики в 1950-2000 гг. Пунктир – уровень коэффициента корреляции 0.7. 1 – общий улов тихоокеанских лососей, 2 – общий улов лососей США, 3 – общий улов нерки США, 4 – улов нерки Аляски, 5 – улов нерки юго-восточной Аляски, 6 – улов нерки Бристольского залива.

Fig.3.57. Correlation between dynamics of Global dT, Pacific salmon and Sockeye salmon commercial catch of different North Pacific regions 1950-2000. Dotted line – the level of correlation coefficient 0.7. 1—total Pacific salmon catch ; 2 – total USA Pacific salmon; 3 – total USA Sockeye salmon ; 4 – Alaska Sockeye salmon ; 5 – South East Alaska Sockeye salmon ; 6- Bristol bay Sockeye salmon . Dotted line—level of correlation coefficient 0.7.

Долгопериодная динамика индекса Атмосферной циркуляции (АСІ), характеризующая доминирование зонального или меридионального направления переноса атмосферных масс, тесно коррелирует с ходом Глобальной dT и также служит показателем глобальных климатических изменений. Как можно видеть из рис. 3.58, динамика численности отдельных стад нерки коррелирует с индексом АСІ даже несколько лучше, чем с Глобальной dT. Теснота связи между АСІ и уловами нерки также возрастает с увеличением сравниваемого региона: коэффициент корреляции между

АСІ, динамикой уловов нерки США и уловов лососей северной Пацифики достигает 0.91.

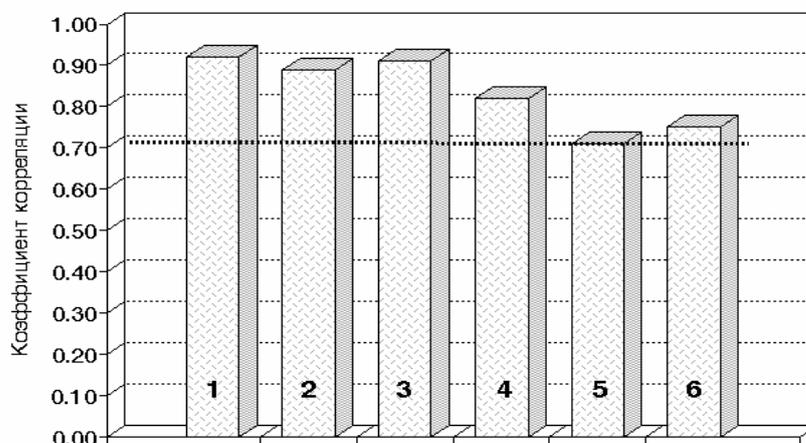


Рис. 3.58. Корреляция между динамикой зональной АСИ и уловами нерки *Oncorhynchus nerka* и других лососей в разных регионах Пацифики в 1950-2000 гг. Обозначения как на рис. 3.57.

Fig.3.58. Correlation between dynamics of zonal ACI, Pacific salmon and Sockeye salmon catch in different North Pacific regions, 1950-2000. Symbols as at fig.3.57. Dotted line—level of correlation coefficient 0.7.

Для иллюстрации изменений климата северной Пацифики широко используются региональные климатические показатели: Тихоокеанское декадное колебание (PDO) и индекс Алеутского минимума (ALPI) (Beamish, Bouillon, 1993; Mantua et al., 1997; Hare, Mantua, 2000). PDO характеризует долгопериодные изменения средней температуры поверхности океана северной Пацифики (Mantua, Hare, 2002). ALPI – площадь зоны (млн. км²) пониженного давления с центром над Алеутским регионом. Этот показатель рассматривается как один из основных климатообразующих факторов северной Пацифики (Beamish et al., 1999; Hare, Mantua, 2000). Можно было бы предполагать, что динамика численности нерки Аляски будет лучше коррелировать с региональными, нежели глобальными климатическими индексами.

Как видно из рис. 3.59, динамика общих уловов лососей США и хода PDO за последние 50 лет демонстрируют общие долгопериодные тенденции,

хотя связь уловов с PDO несколько ниже ($r = 0.73$), чем с Глобальной dT (0.82) или ACI (0.89) (см. рис. 3.57 и 3.58).

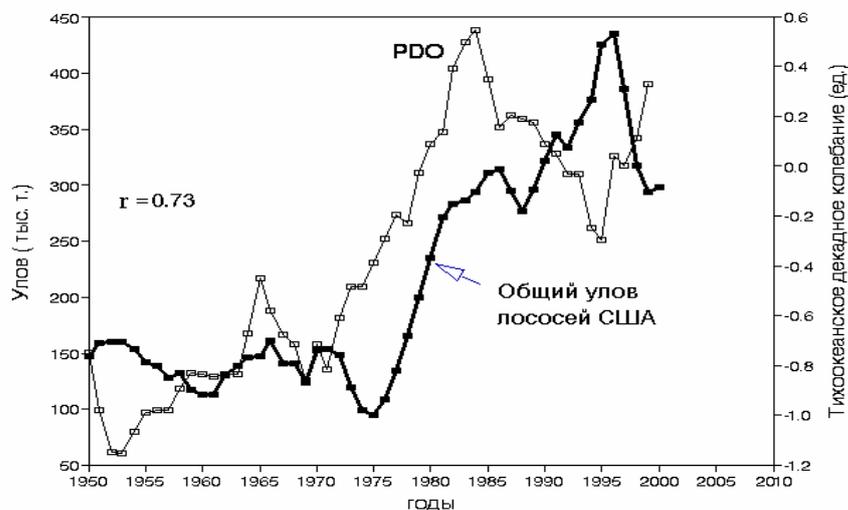


Рис. 3.59. Сравнительная динамика Тихоокеанского декадного колебания (PDO) и общих уловов лососей США в 1950-2000 гг.

Fig.3.59. Comparative dynamics of Pacific Decadal Oscillation (PDO)(white squares) and total USA Pacific salmon catch (bold line), 1950 – 2000.

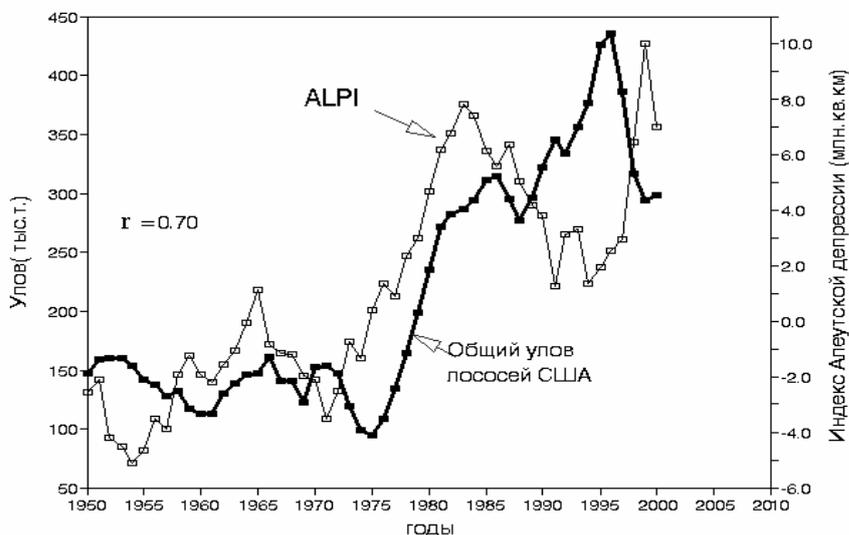


Рис. 3.60. Сравнительная динамика индекса Алеутского минимума (ALPI) и общих уловов лососей США в 1950-2000 гг.

Fig.3.60. Comparative dynamics of Aleutian Low Pressure Index (ALPI) (white squares) and the total USA Pacific salmon catch((bold line), 1950 – 2000.

Корреляция между динамикой общих уловов лососей США и ALPI (рис. 3.60) также существенно слабее ($r = 0.70$), чем с ходом Глобальной dT или ACI (см. рис 3.57 и 3.58).

Приведенные данные характеризуют связь динамики популяций лососей и изменений климата за полувековой период наблюдений. Однако, как видно из кривых на рис. 3.59. и 3.60, ход изменений сравниваемых показателей существенно меняется во времени. С начала 1980-х гг. ход ALPI и PDO практически противофазен динамике уловов лососей. Как можно видеть на рис. 3.61, за весь полувековой период наблюдений (1950-2000 гг.) динамика уловов и ход Глобальной dT, ALPI и PDO достаточно хорошо коррелируют. Если сравнивать ход климатических индексов и уловов за вторую половину этого периода (1975-2000 гг.), то корреляция уловов лососей с Глобальной dT остается довольно высокой ($r = 0.81$), тогда как связь между ходом PDO и ALPI практически исчезает. За еще более поздний 15-летний период (1985-2000 гг.) корреляция уловов лососей и Глобальной dT снижается, но остается положительной ($r = 0.58$), тогда как связь между динамикой уловов лососей и ходом PDO и ALPI становится отрицательной (соответственно $r = -0.54$ и $r = -0.47$). Полученные данные показывают, что долгопериодные изменения численности американских, а также всех тихоокеанских лососей лучше соответствуют динамике глобальных (Глобальной dT или ACI), чем региональных климатических индексов северной Пацифики (PDO и ALPI).

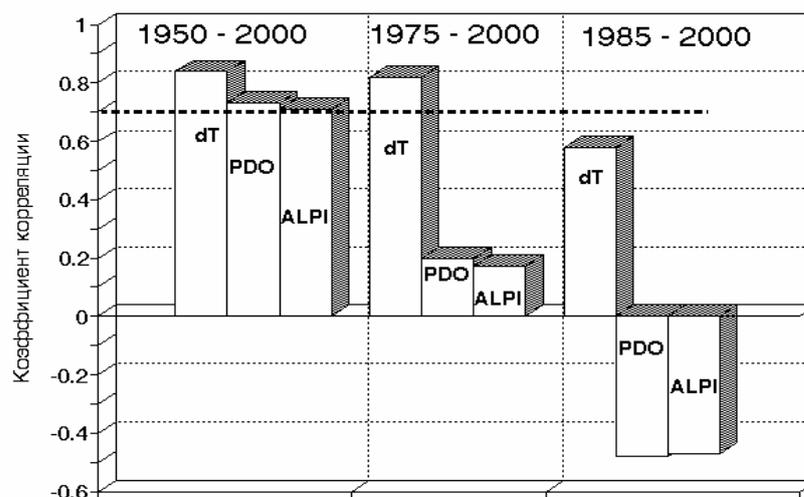


Рис. 3.61. Корреляции между изменениями общих уловов лососей США и динамикой Глобальной dT, PDO и ALPI за последние 50, 25 и 15 лет периода 1950-2000 гг. Пунктир – уровень коэффициента корреляции 0.7.

Fig.3.61. Correlation between dynamics of the total USA salmon catch and Global dT, PDO and ALPI for the last 50, 25 and 15 years for period 1950 – 2000. Dotted line—level of correlation coefficient 0.7.

Сходные зависимости обнаруживаются не только для нерки, но также для горбуши Аляски и восточной Камчатки. На рис. 3.62 представлен ход уловов этих стад за последние 50 лет. Можно видеть, что долгопериодная динамика уловов горбуши и нерки Аляски и горбуши восточной Камчатки достаточно хорошо согласуются. Это показывает также, что на уровне крупных регионов сходную динамику имеют разные виды лососей.

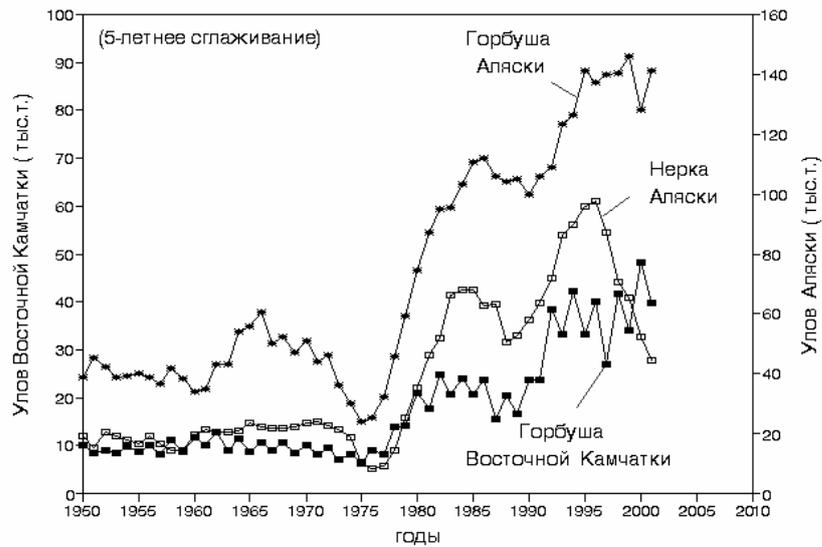


Рис. 3.62. Сравнительная динамика уловов горбуши *Oncorhynchus gorbuscha* восточной Камчатки, нерки *O. nerka* и горбуши Аляски в 1950-2000 гг. (сглажено 5-летним скользящим осреднением).

Fig.3.62. Comparative dynamics of commercial catches for East Kamchatka Pink salmon (black squares), Alaska Pink (asterisks) and Alaska Sockeye salmon (white squares) (5 - year smoothing) 1950-2000.

Таким образом, локальные популяции лососей демонстрируют особенности динамики численности, далеко не всегда коррелирующие с ходом глобальных климатических индексов. Суммарные уловы регионов складываются из уловов локальных и субрегиональных промысловых стад и, по мере объединения данных теснота связи между изменениями климата и динамикой численности лососей существенно возрастает, достигая уровня статистической достоверности для крупных регионов Азиатского и Американского побережья. Полученные данные соответствуют представлениям о климате, как о долгопериодном процессе, оказывающим влияние на крупные регионы площадью в миллионы квадратных километров.

Долгопериодные изменения численности тихоокеанских лососей лучше соответствуют динамике глобальных (Глобальной dT или ACI), нежели климатических индексов Северной Пацифики : PDO и ALPI.

Глава 4

Условия появления высокочисленных поколений

Из данных, приведенных в предыдущих главах можно видеть, что долгопериодные флуктуации численности популяций массовых промысловых видов связаны с климатическими изменениями. Появление высокочисленных (урожайных) поколений зависит от целого комплекса гидробиологических и океанологических условий, обеспечивающих не только высокую выживаемость личинок, но и формирование поколения, успешно прошедшего периоды высокой естественной смертности и в дальнейшем пополняющего промысловое стадо. Ответ на вопрос, какие именно изменения внешней среды лимитируют численность анчоусов, сардин, сельдей и других промысловых видов, несколько парадоксален – это практически любые изменения (Lasker, 1985).

Вопрос можно сформулировать иначе: какие факторы в наибольшей мере ограничивают численность сельдеобразных и других массовых пелагических рыб? За этим вопросом следует ряд других. Какой этап жизненного цикла рыб является критическим для пополнения популяции? Каковы конкретные механизмы влияния лимитирующих факторов на рыб? Позволяют ли наши знания о колебаниях океанологических условий и биологии массовых видов рыб предсказывать появление высоко- или малочисленных поколений?

Несмотря на существенный прогресс знаний об океане, далеко не на все эти простые вопросы получены исчерпывающие ответы. Ниже кратко рассмотрены основные гипотезы появления высокочисленных поколений пелагических рыб.

4.1. «Триадная» гипотеза Бэкона

Так называемая «Океаническая триада» Бэкона (Bakun, 1996) объединяет и рассматривает три основных океанологических процесса, создающих благоприятные условия для размножения, выживания и роста молоди пелагических рыб.

«Обогащение» верхних слоев пелагиали биогенами за счет их подъема в эвфотическую зону в результате деятельности апвеллингов, приливного и ветрового перемешивания верхнего слоя. В обогащенном биогенами слое происходит развитие фито-, а затем и зоопланктона, который служит основой питания молоди и взрослых рыб.

«Концентрация» планктона и дрейфующих личинок рыб, наблюдаемая в зонах конвергенций и на границах фронтальных зон в верхнем слое океана. Повышение биомассы кормового планктона в зонах концентрации снижает энерготраты на питание, ускоряет рост и увеличивает выживаемость личинок. Личинки пелагических рыб после вылупления имеют небольшие размеры, сравнительно малый объем желточного мешка и практически неспособны к активному плаванию. Высокая концентрация мелких планктонных организмов – одно из условий успешной выживаемости и роста личинок.

«Удержание» – третий элемент триады, характеризует океанологические условия, препятствующие выносу личинок за пределы зон с благоприятными кормовыми условиями, где уровень их смертности резко возрастает. Ветровые и дрейфовые течения, удерживающие личинок в шельфовой зоне, рассматриваются как факторы, способствующие появлению поколений высокой численности.

Триадная гипотеза Бэкона основана на результатах наблюдений за процессами, развивающимися в зонах апвеллингов. При этом благоприятная для появления высокочисленного поколения ситуация подразумевает одновременное наличие всех элементов триады; лишь их комбинация повышает вероятность появления урожайного поколения. К сожалению, этот

подход не свободен от неясностей. Например, чередование альтернативных периодов всплесков численности анчоусов и сардин в крупных апвеллингах указывает на существование неизвестных пока условий, обеспечивающих избирательное увеличение популяций лишь одного из этих видов.

4.2. Гипотеза «окна оптимальных условий»

Эта гипотеза базируется на наблюдениях за динамикой океанологических условий и популяций анчоусов и сардин в зонах крупных апвеллингов (Cury, Roy, 1989). Суть представлений заключается в том, что зависимость численности пополнения от интенсивности апвеллинга существенно нелинейна. Наилучшие условия для выживания личинок и появления высокочисленных поколений анчоусов или сардин создаются не при низкой или высокой интенсивности апвеллинга, а при некоторой средней его величине (рис. 4.1).

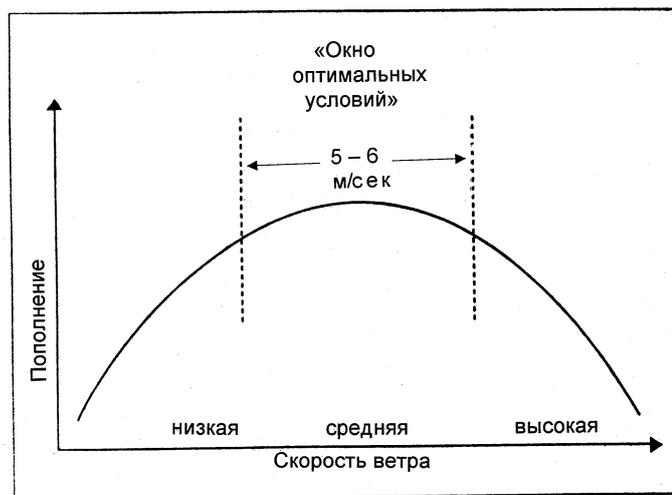


Рис. 4.1. Схема «окна оптимальных условий» по Cury & Roy (1989).

Fig.4.1. The “optimal environmental window” chart. After Cury & Roy, 1989.

Если рассматривать изменение величины пополнения на фоне постепенного возрастания скорости ветра в зоне апвеллинга (рис. 4.1), то сначала численность пополнения будет возрастать. Однако при дальнейшем увеличении скорости ветра рост популяции замедляется, и достигает максимума при его некоторой средней скорости около 5-6 м/с. Дальнейшее увеличение скорости ветра и интенсивности апвеллинга создает

неблагоприятные условия для выживаемости личинок и приводит к падению величины пополнения. Диапазон скоростей ветра от 5 до 6 м/с, соответствующий средним интенсивностям апвеллинга и высоким показателям пополнения, получил название «окна оптимальных условий».

Ограничение скорости ветра и интенсивности апвеллинга, по-видимому, уменьшает вынос личинок из более благоприятных прибрежных условий в открытый океан, где резко возрастает их смертность (Parrish et al., 1981, 2000). При этом предотвращается чрезмерное развитие турбулентного перемешивания, разрушающего микроскопления (агрегаты) мелкого планктона, необходимого для успешного перехода личинок на активное питание (Lasker, 1978; Owen, 1981).

С другой стороны, слишком низкие скорости ветра и апвеллинга не обеспечивают вынос биогенов к поверхности, развитие фито- и зоопланктона и минимальный уровень вертикальной турбулентности, способствующий выживаемости личинок. Для успешного перехода личинок на активное питание необходим некоторый промежуточный уровень турбулентности, обеспечивающий частоту столкновений личинок и пищевых частиц микропланктона выше критического уровня, но не разрушающий благоприятную для выживания молодежи структуру верхнего слоя океана (Rothschild, Osborn, 1988). Показано, что этот механизм критически важен для личинок сардин, анчоусов, трески (Sundby et al., 1994, Sundby, 1997), сельди (Fiksen et al., 1998), минтая (Megrey, Hinckley, 2001) и ряда других пелагических рыб.

4.3. Гипотеза «стабильного океана» Ласкера

На основе многолетних наблюдений за динамикой популяций сардины и анчоуса в регионе Калифорнийского апвеллинга Ласкер (Lasker, 1978) сформулировал представления об условиях появления урожайных поколений этих видов. Согласно автору, микропланктон, состоящий из одноклеточных жгутиковых водорослей и науплиев копепод, необходимых для начала

активного питания личинок анчоуса, распределяется в верхнем слое океана неравномерно, в виде «пятен» или микрослоев. Именно в них наблюдается повышенная концентрация личинок анчоуса и их высокая выживаемость. Эта слоистая структура устойчива при низкой турбулентности, но разрушается под влиянием периодических штормов или сильных ветров, вызывающих интенсивное перемешивание поверхностного слоя. Выживаемость личинок анчоуса при этом снижается, что в последующем снижает пополнение промыслового стада. Было установлено, что для формирования пятен и микрослоев повышенной концентрации пищевых организмов необходим минимальный 5-суточный период стабильной штилевой погоды в океане. Эти периоды так называемого «спокойного океана», способствующие высокому выживанию личинок, получили название «окна Ласкера». Было показано, что межгодовые вариации смертности личинок анчоуса в Калифорнийском апвеллинге коррелируют с повторяемостью 5-6-суточных периодов относительно штилевой погоды («спокойного океана»). Скорости ветра при этом, по разным оценкам, были от 5 до 10 м/с, причем оценки скорости около 5 м/с преобладали (Peterman, Bradford, 1987).

В отличие от гипотезы «океанской триады» Бэкона, рассматривающей благоприятный эффект «концентрации» и «удержания» пищевых организмов и дрейфующих личинок на границах фронтальных зон и конвергенций, гипотеза «окна Ласкера» указывает на важность пассивного образования микрослоистой структуры верхней толщи воды при минимальном турбулентном перемешивании. По существу, обе гипотезы рассматривают с разных позиций один и тот же процесс – увеличение концентрации пищевых частиц и личинок в верхнем слое – как одну из главных предпосылок повышения выживаемости личинок и появления урожайных поколений.

Сравнение гипотез «окна Ласкера», «окна оптимальных условий» и «океанической триады» Бэкона показывает, что представления, лежащие в их основе, существенно перекрываются.

4.4. Гипотеза «совпадений-несовпадений» Кушинга

На основе многолетних исследований в Северной Атлантике Кушинг (Cushing, 1971, 1990) сформулировал представления о причинах появления урожайных поколений сельди, трески и других рыб с дрейфующей пелагической икрой. Вследствие короткого вегетационного сезона развития фито- и зоопланктона в северном регионе, благоприятные условия для высокого выживания и роста личинок складываются в течение относительно непродолжительного времени. Успешность размножения зависит от того, совпадает ли массовое появление науплиев копепод (основной пищи личинок в период перехода на активное питание) со временем начала питания вылупившихся личинок. В годы совпадения этих событий выживаемость личинок и вероятность появления урожайного поколения возрастает, а в годы несовпадения – понижается.

Температура сильно изменяет скорость как развития икры и личинок, так и планктона, что существенно отражается на численности пополнения.

Оптимальная вертикальная турбулентность поверхностного слоя значительно ускоряет весеннее размножение зоопланктона и способствует высокой выживаемости личинок. Высокая интенсивность ветрового перемешивания (например, повторяющиеся весенние шторма), напротив, разрушает структуру поверхностного слоя и тем самым отрицательно сказывается на выживаемости личинок и численности пополнения.

Подобно гипотезам «окна Ласкера» или «окна оптимальных условий», концепция «совпадений-несовпадений» Кушинга также базируется на представлении о своеобразном экологическом «окне» оптимальных условий для появления урожайного поколения.

Рассмотренные гипотезы не исчерпывают всех возможных механизмов, приводящих к высокой variability численности поколения. Например, в последние годы было обнаружено, что в зоне Калифорнийского течения периодически формируются так называемые мезомасштабные антициклонические круговороты от нескольких десятков до сотни

километров в поперечнике и временем жизни 50-100 дней. Благодаря центростремительной составляющей кругового течения, в этих динамических образованиях наблюдается высокая концентрация фито- и зоопланктона, а также повышенная выживаемость личинок сардины (Smith, 2000; Logerwell, Smith, 2001). Полагают, что высокая численность пополнения популяции калифорнийской сардины в целом зависит от частоты возникновения мезомасштабных круговоротов, что, в свою очередь, определяется повторяемостью определенных типов атмосферной циркуляции. Появление высокочисленного поколения – результат влияния целого ряда природных факторов, комбинация которых обеспечивает высокую выживаемость личинок и создает предпосылки для роста численности популяции. Помимо этого, и в дальнейшем необходимы условия, благоприятные для роста и выживания молоди, формирующей пополнение промыслового стада.

Примеры непосредственного использования подходов Кушинга для прогнозирования пополнения стада трески показали, что сезонные, внутригодовые и пространственные вариации первичной продукции, биомассы зоопланктона, популяционной плодовитости, температуры и стратификации верхнего слоя могут быть учтены и смоделированы на основе доступной метеорологической и биологической информации. Однако такие модели не могут предсказать появление богатого или, напротив, бедного годового класса пополнения стада (Brander et al., 2001).

Формирование урожайного годового класса – это результат случайных совпадений срока массового перехода личинок на внешнее питание с периодами высокой численности микрозоопланктона (например, ранних копеподидных стадий калянуса), относительно стабильного поверхностного слоя океана и оптимальной вертикальной турбулентности, которые повышают вероятность контакта личинок и пищевых частиц.

В каждый отдельный год и в каждом районе выживаемость личинок трески определяется эффектами «совпадений и несовпадений» между

процессами развития планктона и дрейфующих личинок, но многообразие вариаций складывающихся условий среды делает практически непредсказуемой высокую или низкую выживаемость рыб до возраста пополнения промыслового стада.

Краткие комментарии

Приведенные гипотезы указывают на предпосылки успешного размножения массовых пелагических видов, но не позволяют предсказывать появление урожайных поколений. Не проясняют они и вопрос о том, какие именно комплексы условий обуславливают доминирование популяций сардин или анчоусов в зонах крупных апвеллингов.

Долгопериодные флуктуации рыбопродуктивности, по-видимому связаны с тем, что каждому из многолетних климатических периодов соответствует увеличение или уменьшение повторяемости определенных типов метео- и гидрологических условий, способствующих или противодействующих выживанию молоди до возраста вступления в промысловое стадо (Brander et al., 2001; Brander, 2003).

Глава 5

Возможные причины флуктуаций численности главных промысловых видов

Представления о связи флуктуаций численности крупных промысловых популяций и общей продуктивности экосистемы, начиная от её низших звеньев (фитопланктона и первичной продукции) и кончая рыбопродуктивностью, обсуждаются достаточно давно (Cushing, 1982). Отчасти эти представления отражают воззрения о «каскаде» уровней продуктивности, известных для наземных экосистем, где в большинстве случаев можно с достаточной определенностью проследить этапы передачи энергии от биогенов почвы к растениям и далее к животным.

Один из наиболее ярких примеров флуктуаций рыбопродуктивности – чередование вспышек численности сардин и анчоусов в зонах океанических апвеллингов, вызывающих колебания промысловых уловов с амплитудой в несколько десятков миллионов тонн. Широко распространено мнение, что альтернативные вспышки численности сардин и анчоусов определяются периодическими флуктуациями биологической продуктивности экосистем (Kawasaki, 1994). В свою очередь, как полагают, флуктуации общей продуктивности определяются периодичностью климатических и связанных с ними океанологических изменений, которые благоприятно (или неблагоприятно) влияют на уровень развития фитопланктона и первичного продуцирования, а далее через изменение продукции зоопланктона приводят к флуктуациям численности анчоусов, сардин и других планктоноядных рыб (Kawasaki, Omori, 1995; Brodeur, Ware, 1995).

Эта точка зрения не объясняет наблюдаемые явления. Например, если вспышки численности или угасания популяции сардин – прямое следствие повышения или снижения общей продуктивности ареала, то вспышки численности альтернативного вида – анчоуса, должны также сопровождаться

не менее значительными и синхронными увеличениями количества фито- и зоопланктона. При этом остается неясным, почему одни периоды подъема биологической продуктивности вызывают вспышки популяций анчоуса, а другие – сардины.

5.1. О трофическом статусе сардин и анчоусов

Два альтернативных вида – анчоусы и сардины – определяют долгопериодные флуктуации биомассы рыб в наиболее продуктивных регионах Мирового океана. Исключительно мощные колебания численности этих видов связывали с их способностью питаться фитопланктоном, т. е. использовать первый трофический уровень и передачу энергии и вещества непосредственно от первичных продуцентов к рыбе (Ryther, 1969; Longhurst, 1971; Walsh, 1981). Анчоусы и сардины используют «фильтрационный» тип питания, что трактовалось как специфическое приспособление для потребления мелких клеток фитопланктона (Kawasaki, 1992a, b). Однако способность к преимущественному питанию анчоуса и сардины фитопланктоном давно подвергалась сомнению (Cushing, 1978; James, 1988). Анализ питания основных промысловых рыб Перуанского апвеллинга (Кончина, 1991; Konchina, 1991) показал, что взрослые анчоус и сардина питаются преимущественно зоопланктоном.

Исследование питания анчоуса и сардины на протяжении их жизненного цикла показало (Muck, 1989), что на этапе перехода на активное питание личинки анчоуса длиной 2-3 мм потребляют главным образом (на 80%) фитопланктон, в основном динофлагеллят. Однако доля последних в питании личинок по мере их роста быстро снижается и при достижении длины 4 мм личинки полностью переходят на питание зоопланктоном. Взрослый анчоус питается исключительно зоопланктоном, предпочитая макрозоопланктон.

В питании личинок сардины доля фитопланктона (динофлагеллят) ниже, чем у анчоуса (около 20% против 80%), и также быстро снижается по

мере их роста. При достижении длины 5 мм личинки сардины переходят на 100%-ное питание зоопланктоном, потребляя в основном мелкие формы. При оценке энергетического вклада фитопланктона в питание личинок следует учитывать, что его калорийность по сравнению с зоопланктоном ниже примерно в 4 раза. У ранних личинок сардины доля динофлагеллят в питании не превышает 20% по, что по калорийности составляет всего 5% энергии рациона.

Пищеварительный тракт сардины и анчоуса состоит из хорошо развитого желудка и относительно короткого (не превышающего длину тела) кишечника, что совершенно не характерно для растительноядных рыб, имеющих очень длинный кишечник и слабо развитый желудок (Pauly et al., 1989; Mann, Lazier, 1996). Недавние исследования питания сардины и анчоуса в Бенгуэльском апвеллинге показали, что молодь и взрослые особи сардины и анчоуса питаются почти исключительно зоопланктоном (van der Lingen, 2002). При этом анчоус предпочитает макрозоопланктон, а сардина мелкие формы зоопланктона.

Оценка доли первичной продукции, переходящей в биомассу анчоуса в Перуанском апвеллинге показала, что даже в период максимальной численности анчоуса, когда его биомасса достигала 15-20 млн. т, в биомассу анчоуса конвертируется всего 2-3% первичной продукции (Chavez et al., 1989). При сокращении биомассы до 2-3 млн. т эффективность конвертирования первичной продукции в рыбу падала до 0.2-0.4%. Эти оценки в 5-10 раз ниже полученных ранее при допущении, что анчоус питается исключительно фитопланктоном (Walsh, 1981).

Долгопериодные флуктуации первичной продуктивности (и соответственно, фитопланктона) сами по себе не могут быть причиной всплеск численности анчоуса или сардины. Можно предполагать, что изменения численности анчоуса и сардины зависят от динамики развития следующего трофического звена – зоопланктона. Для прояснения этого вопроса необходимо располагать достаточно длинными временными рядами

динамики первичной продукции, биомассы зоопланктона, биомассы анчоуса и сардины в наиболее продуктивных регионах океана.

5.2. Течение Гумбольдта

В зоне течения Гумбольдта уловы анчоуса достигают 13, а сардины 6 млн.т и этот регион представляет особый интерес для выявления связи между изменениями климата и рыбопродуктивности. Первая, наиболее продуктивная его часть примыкает к побережью Перу (между 4 и 14° ю. ш.), вторая – к побережью южного Перу и северного Чили (15-25° ю. ш.).



Рис. 5.1. Динамика среднегодового индекса берегового апвеллинга и первичной продукции в Перуанском регионе (4-14° ю. ш.) в 1953-1986 гг. (3-летнее сглаживание). Среднегодовой индекс апвеллинга рассчитан по данным Bakun & Mendelsson, 1989; Данные по первичной продукции из Chavez et al., 1989.

Fig.5.1. Dynamics of coastal annual upwelling index (low curve) and primary production in the Peruvian upwelling region (4- 14°, S) (upper curve), 1953-1986, (3-year smoothing). After data of Bakun & Mendelsson, 1989 and Chavez et al., 1989.

Регион сравнительно хорошо исследован и подробные данные по динамике первичной продукции, биомассы зоопланктона и уловов анчоуса и сардины за период 1953-1985 гг. опубликованы в двух фундаментальных сводках (Pauly, Tsukayama (eds.), 1987; Pauly et al. (eds.), 1989). Временной ряд изменений первичной продукции (рис. 5.1) получен расчетным путем по динамике выноса нитратов с глубинными водами в эвфотическую зону за

счет деятельности апвеллинга. Расчетные данные прокалиброваны прямыми измерениями первичной продукции по радиоуглеродному методу (Chavez, Barber, 1987; Chavez et al., 1989).



Рис. 5.2. Динамика первичной продукции (3-летнее сглаживание) и суммарной биомассы перуанского анчоуса *Engraulis ringens* и сардины *Sardinops sagax* в районе Перуанского апвеллинга (4-14° ю. ш.) в 1955-1989 гг. По данным Chavez et al., 1989.

Fig.5.2. Dynamics of primary production (black squares, 3-year smoothing) and aggregated biomass of Peruvian anchovy and Peruvian sardine (bold line) in the Peruvian upwelling region (4- 14°, S), 1953- 1989. After data of Chavez et al., 1989.

Как видно из рис. 5.1, динамика интенсивности апвеллинга и долгопериодных изменений первичной продукции достаточно хорошо согласуются. Это понятно, поскольку потенциальный уровень первичной продукции определяется поступлением нитратов в эвфотический слой, что, в свою очередь, прямо связано с интенсивностью апвеллинга. Оба показателя за 33-летний период совершают приблизительно 10-летние колебания. Бэкон и Мендельсон (Bakun, Mendelsson, 1989) отметили рост средней интенсивности апвеллинга и первичной продукции приблизительно на 25% за 35-летний период наблюдений 1953-1987 гг.

Сравнение динамики первичной продукции и общей биомассы анчоуса и сардины (рис. 5.2) показывает, что флуктуации биомассы этих главных

объектов промысла за 35-летний период наблюдений происходят независимо от уровня первичной продукции.

Поскольку долгопериодные колебания биомассы (и уловов) анчоуса в Перуанском апвеллинге происходят независимо от уровня первичного продуцирования, наибольший интерес представляет выяснение возможной связи динамики зоопланктона с изменениями первичной продукции и рыбопродуктивности. Как видно на рис. 5.3, динамика первичной продукции (пропорциональная биомассе фитопланктона) и биомассы зоопланктона существенно различаются. Наиболее существенные различия динамики фито- и зоопланктона наблюдались в период 1970-1980-х гг., когда уровень первичного продуцирования оставался практически без изменений, а биомасса зоопланктона упала в 4 раза по сравнению с уровнем 1960-х гг. (Carrasco, Lozano, 1989; Muck, 1989). Таким образом, между уровнем первичного продуцирования и биомассой зоопланктона прямой связи не обнаруживается.

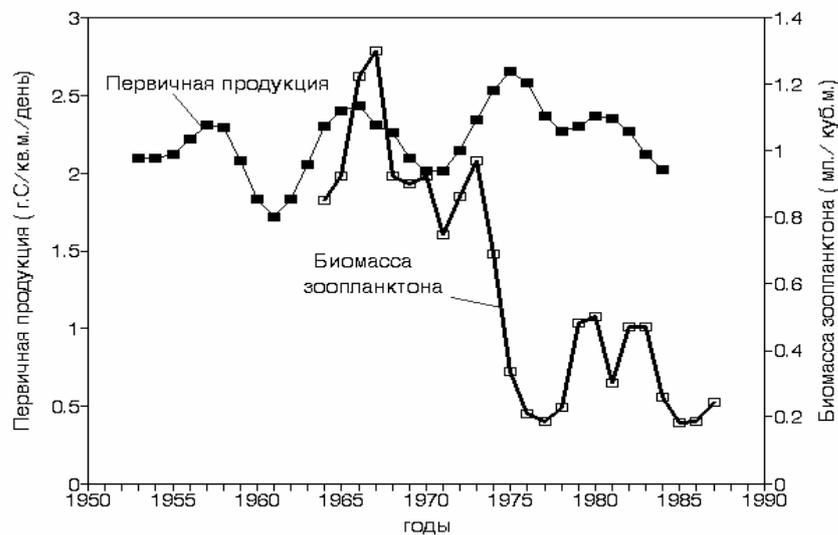


Рис.5.3. Динамика первичной продукции (3-летнее сглаживание) и биомассы зоопланктона в районе Перуанского апвеллинга (4-14° ю. ш.) в 1964-1985 гг. Построено по данным Chavez et al., 1989.

Fig.5.3. Dynamics of primary production (black squares, 3-year smoothing) and zooplankton biomass (bold line) in the Peruvian upwelling region (4 -14°, S). After data of Chavez et al., 1989.

До последнего времени мы располагали только 24-летним рядом (1964-1987 гг.) одновременных измерений биомасс анчоуса и зоопланктона в регионе Перуанского апвеллинга (Chavez et al., 1989). После публикации дополнительных данных о ходе изменений этих величин в период до 2001 г. (Ayon et al., 2004) стало возможным сравнение 37-летних временных рядов – с 1964 по 2001 г.(рис. 5.4). По степени связи биомассы зоопланктона и анчоуса весь 37-летний период наблюдений можно разделить на две части: в период 1964-1982 гг. эти показатели достаточно хорошо коррелировали ($r = 0.71$), а в период 1983-2001 гг. связь между изменениями биомассы зоопланктона и анчоуса была выражена очень слабо ($r = 0.32$).

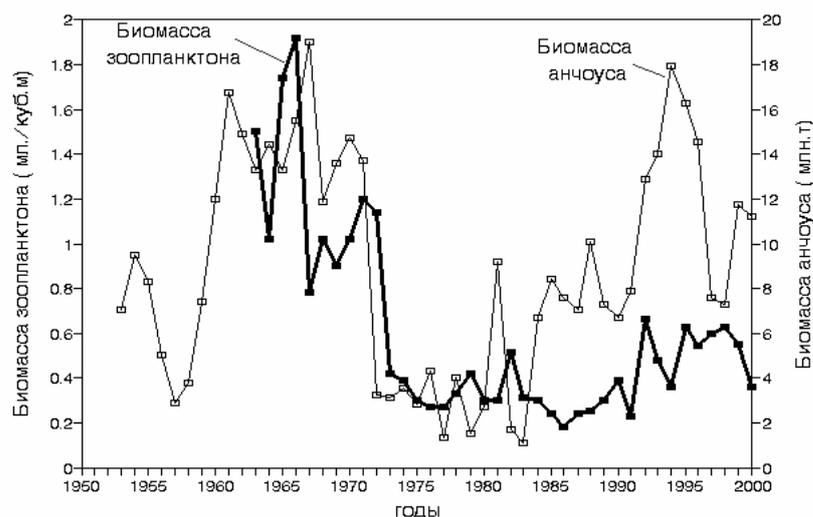


Рис. 5.4. Динамика биомассы анчоуса *Engraulis ringens* и зоопланктона в районе Перуанского апвеллинга (4 -14° ю. ш.) в 1953-2002 гг. (построено по данным Chavez et al., 1989; Ayon et al., 2004).

Fig.5.4. Dynamics of zooplankton (bold line) and anchovy biomass(white squares) in the Peruvian upwelling region (4 -14° S),1953-2002. After data of Chavez et al., 1989; Ayon et al., 2004.

Характерно, что биомасса анчоуса достигала наивысших уровней порядка 20 млн. т при биомассах зоопланктона, различающихся в 4-6 раз. Если на основе ранее имевшихся данных за период 1964-1987 гг. можно было предполагать, что изменения биомассы и уловов анчоуса коррелируют с колебаниями биомассы зоопланктона (Alheit, Niquen, 2004), то на основе

полных данных такого вывода сделать нельзя. Сравнение динамики этих показателей за весь период наблюдений 1964-2001 гг. показывает отсутствие значимой связи между ними ($r = 0.51$, $p < 0.01$). Характерно также, что сильные Эль Ниньо 1982-1983 и 1998-1999 гг., вызывающие резкие падения биомассы анчоуса, практически не влияли на биомассу зоопланктона. Иначе говоря, в наиболее продуктивном регионе мирового океана между изменениями биомассы зоопланктона и рыбопродуктивностью достоверной связи не выявляется.

Вопрос о непосредственном влиянии интенсивности апвеллинга на долгопериодную динамику биомассы рыб рассмотрен в работе Мендельсона и Мендо (Mendelsson, Mendo, 1987) на основе анализа 33-летнего временного ряда. Было установлено, что динамика интенсивности апвеллинга и индекса турбулентного перемешивания не коррелируют с динамикой численности перуанского анчоуса. Авторы также показали, что эффект так называемого «окна Ласкера», т.е. 4-5-дневный период «спокойного океана», способствующий высокому выживанию личинок пелагических рыб (Lasker, 1981a, b), в регионе не выявляется. Согласно гипотезе «окна оптимальных условий» (Cury, Roy, 1989) (см. Главу 4), связь изменений биомассы сардины и анчоуса с интенсивностью апвеллинга существенно нелинейна. Вспышки численности этих видов происходят при некоторых средних значениях интенсивности апвеллинга в довольно узком диапазоне скоростей ветра: от 5 до 6 м/с. Выше и ниже этих границ ветровой активности (интенсивности апвеллинга) численность пополнения популяций анчоусов и сардин снижается (Cury et al., 1995). На рис. 5.5 представлена сравнительная динамика биомассы анчоуса и интенсивности апвеллинга в Перуанском регионе.

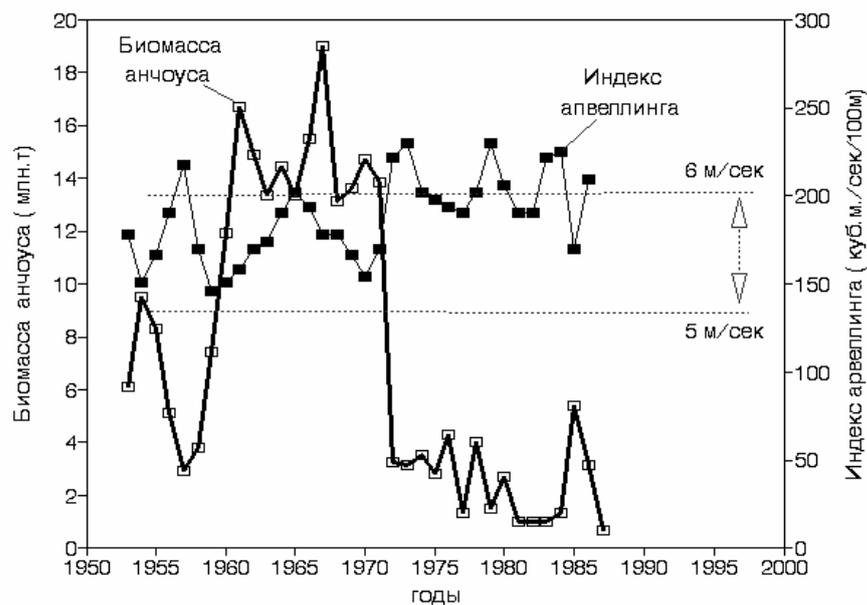


Рис. 5.5. Динамика биомассы анчоуса *Engraulis ringens* и индекса берегового апвеллинга в Перуанском регионе (4-14° ю. ш.) в 1953-1985 гг. Пунктиром обозначены границы индекса апвеллинга, соответствующие скоростям ветра от 5 до 6 м/с. Среднегодовой индекс апвеллинга рассчитан по данным Bakun & Mendelsson, 1989.

Fig.5.5. Dynamics of anchovy biomass (bold line) and coastal upwelling index (black squares) in the Peruvian upwelling region (4- 14°, S), 1953 -1985. Dotted lines — boundaries of upwelling index characterizing wind speed within the range of 5 to 6 m/s. Annual upwelling index after data of Bakun & Mendelsson, 1989.

Как видно из рис. 5.5, наиболее высокие биомассы анчоуса наблюдаются при интенсивности апвеллинга около $150 \text{ м}^3/\text{с}/100 \text{ м}$, что соответствует скорости ветра около 5 м/с. Увеличение скорости ветра свыше 6 м/с, а индекса апвеллинга свыше $200 \text{ м}^3/\text{с}/100 \text{ м}$ сопровождается значительным снижением биомассы анчоуса. Даже относительно небольшое превышение верхней границы этого диапазона вызывает 5-8-кратное падение биомассы анчоуса.

В течение 15-летнего периода (1971-1987 гг.) после сильного Эль-Ниньо показатели интенсивности апвеллинга (и скорости ветра) были выше диапазона, оптимального для успешного размножения анчоуса, и его уловы находилась на низком уровне – в среднем около 2 млн. т. К сожалению, измерения интенсивности апвеллинга в регионе 4-14° ю. ш. ограничены данными для его береговой части.

Второй по уловам промысловый объект этого региона – перуанская сардина. Уловы сардины в Перуанском регионе быстро возрастали в период 1975-1987 гг., когда интенсивность берегового апвеллинга не была оптимальной. При этом биомасса зоопланктона оставалась на низком уровне, а численность анчоуса была минимальной (Schwartzlose et al., 1999). Сильное Эль-Ниньо 1982-1983 гг., снизившее биомассу анчоуса до самого низкого уровня за последние 50 лет, практически не оказало негативного влияния на уловы сардины, что указывает на различия в ответной реакции анчоуса и сардины на изменения природных условий. Вопрос о конкретном влиянии изменений атмосферной циркуляции, ветровой активности, интенсивности апвеллинга и турбулентного перемешивания на долгопериодную динамику биомассы рыб региона Перуанского апвеллинга требует дополнительных исследований и анализа более длительных рядов наблюдений (Muck, 1989).

В другой высокопродуктивной части зоны течения Гумбольдта, расположенной южнее Перуанского апвеллинга между 15 и 25° ю. ш., добывают до 53% сардины и 16% анчоуса от их общих уловов. Измерения активности апвеллинга проводили здесь с 1981 до 2000 г. (Norton et al., 2001).

Ареал анчоуса практически не выходит за пределы 50-мильной прибрежной зоны и находится под действием берегового апвеллинга, тогда как область размножения и нагула сардины удалена от берега на 70-150 миль и располагается в зоне более слабого апвеллинга открытого океана. В отличие от Перуанского апвеллинга, для района южное Перу – северное Чили имеются данные как для берегового, так и для океанического апвеллинга (Norton et al., 2001). Это позволяет рассмотреть связь изменений численности анчоуса и сардины с динамикой апвеллинга в ареалах их постоянного обитания. На рис. 5.6 представлена долгопериодная динамика берегового апвеллинга и уловов анчоуса в регионе южное Перу – северное Чили.

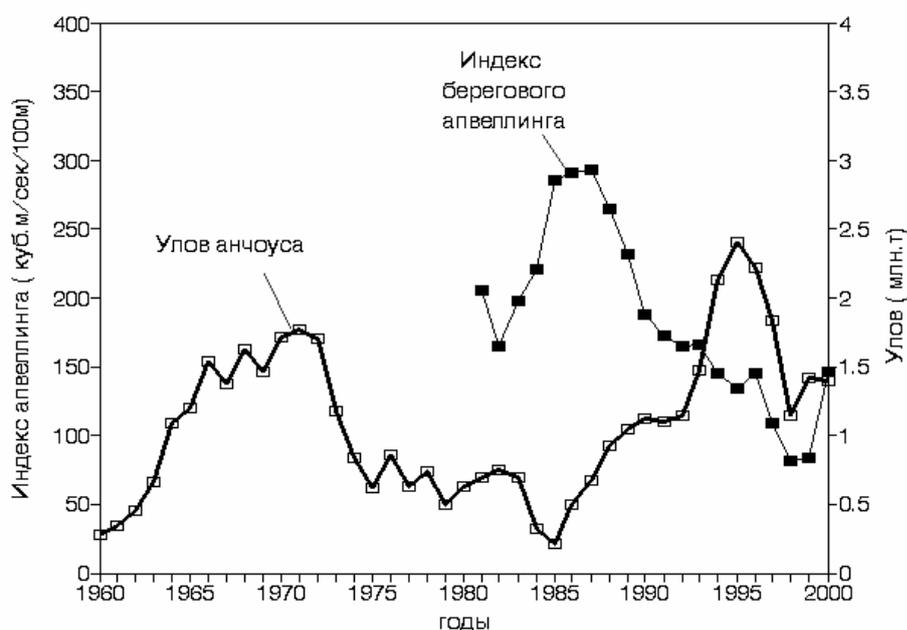


Рис. 5.6. Динамика уловов анчоуса *Engraulis ringens* и индекса берегового апвеллинга в регионе южное Перу – северное Чили (15-25° ю. ш.). Среднегодовые величины индекса апвеллинга по данным измерений на 15, 18, 21 и 24° ю. ш. (Norton et al., 2001).

Fig.5.6. Dynamics of anchovy catch (bold line) and coastal upwelling index (black squares) in the region of South Peru-North Chile (15-25° S). Annual upwelling index after data of Norton et al., 2001

Увеличение интенсивности апвеллинга до 300 м³/с/100 м береговой линии в 1980-1987 гг. сопровождалось падением уловов анчоуса. В период снижения интенсивности апвеллинга до величин близких к оптимальным (150 м³/с/100 м) в 1987-1996 гг., напротив, наблюдался быстрый рост популяции и увеличение уловов анчоуса до 2.5 млн. т. Как и в Перуанском апвеллинге, изменения уловов анчоуса происходят согласно гипотезе «окна оптимальных условий».

Динамика уловов сардины в сравнении с изменениями интенсивности океанического апвеллинга представлена на рис. 5.7. Наиболее высокие уловы сардины (2-3 млн. т) в 1980-1987 гг. наблюдались при интенсивности апвеллинга, близкой к оптимальным значениям 150 м³/с/100 м, а с падением интенсивности апвеллинга до 100 м³/с/100 м уловы уменьшались. В то же время возвращение индекса апвеллинга к оптимальным значениям в период

1995-2000 гг. не сопровождалось ростом численности сардины. Это может указывать, что динамика численности сардины зависит не только от интенсивности апвеллинга (т. е. «окна благоприятных условий»), но и от других пока неизвестных причин.

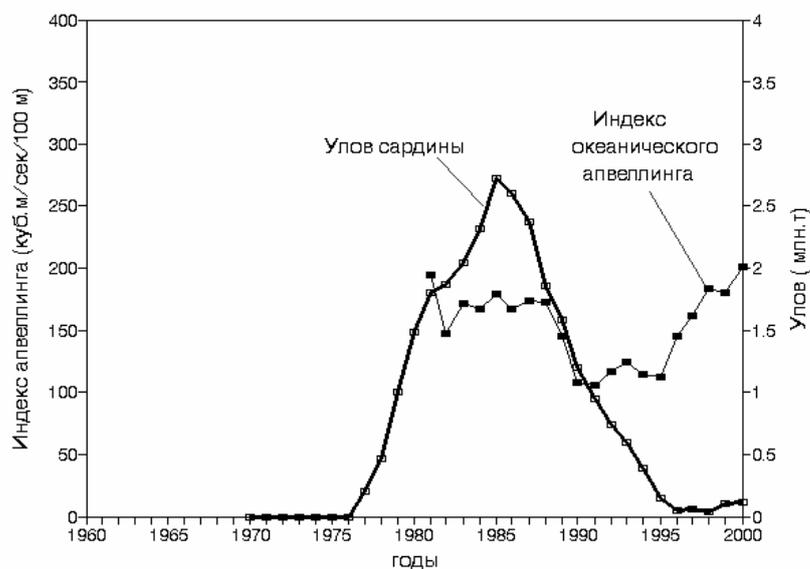


Рис. 5.7. Динамика уловов сардины *Sardina sagax* и индекса океанического апвеллинга в регионе южное Перу–северное Чили (15-25° ю. ш.). Среднегодовые величины индекса океанического апвеллинга для всего региона рассчитаны по данным измерений на 15, 18, 21 и 24° ю. ш. (Norton et al., 2001).

Fig.5.7. Dynamics of Peruvian sardine catch (bold line) and oceanic upwelling index (black squares) in the region of South Peru — North Chile (15-25° S). Annual upwelling index for 15—24° S after Norton et al., 2001.

Краткие комментарии

Уровень первичного продуцирования в зоне течения Гумбольдта определяется скоростью подъема глубинных вод под действием апвеллинга, интенсивность которого зависит от повторяемости и скорости южных ветров. Между динамикой первичной продукции, зоопланктона и рыбопродуктивности достоверной связи не выявляется.

Вспышки численности популяции анчоуса наблюдаются в периоды оптимальной интенсивности (около 150 м³/с/100 м) берегового апвеллинга,

тогда как вспышки численности сардины не всегда совпадают с периодами оптимальных значений апвеллинга.

Согласно представлениям об «окне оптимальных условий» оба главных промысловых вида должны были бы одновременно увеличивать свою численность. В действительности этого не происходит и чередование вспышек численности анчоуса и сардины показывает, что для каждого из видов существует свой собственный комплекс оптимальных условий. Оптимальный уровень интенсивности апвеллинга можно рассматривать лишь как одно из ряда условий, необходимых для вспышки численности каждого вида.

5.3. Калифорнийский апвеллинг

Динамика уловов главных промысловых видов – сардины (*Sardinops caerulea*) и анчоуса (*Engraulis mordax*), в зоне Калифорнийского апвеллинга хорошо документирована (рис. 5.8). Высокий уровень уловов в 1930-1940-х гг. (около 700 тыс. т) обеспечивала сардина, но к середине 1950-х гг. ее уловы упали почти в 80 раз. Увеличение биомассы анчоуса началось в конце 1960-х гг., уловы достигли максимума в начале 1980-х гг., после чего начали быстро снижаться и к 1990 г. промысел анчоуса прекратился.

С начала 1950-х до начала 1990-х гг. в зоне Калифорнийского течения проводили довольно подробные планктонные съемки (McGowan, 1995; Roemnich, McGowan, 1995), что позволяет сравнить долгопериодную динамику биомассы зоопланктона и рыб в регионе (рис. 5.9). Можно видеть, что динамика уловов и зоопланктона существенно различаются. Биомасса зоопланктона на фоне общей тенденции снижения в период наблюдений значительно колеблется; наиболее высокие значения соответствуют периоду минимальных уловов в 1960-1970-х гг. Можно предполагать слабую противофазность динамики уловов и биомассы зоопланктона, однако корреляция статистически недостоверна, что не позволяет говорить о связи между динамикой численности рыб и биомассой зоопланктона.

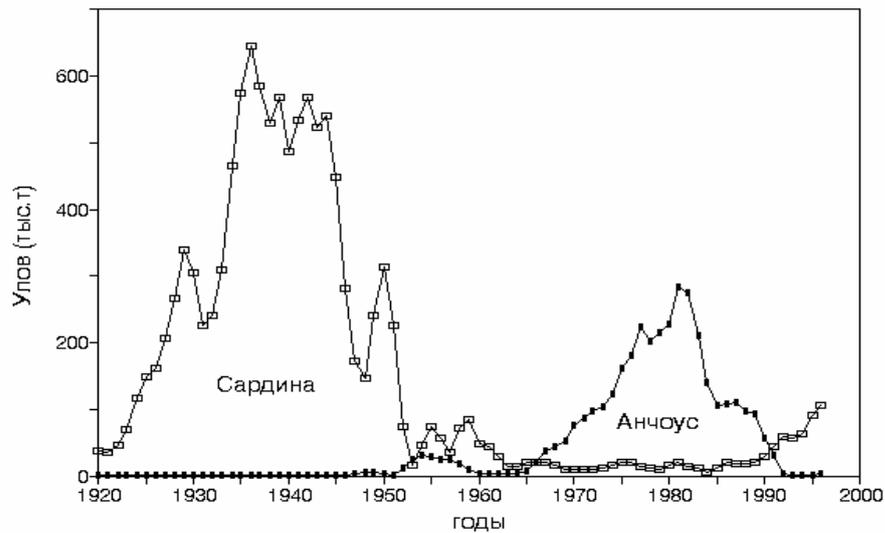


Рис. 5.8. Уловы сардины *Sardinops caerulea* и анчоуса *Engraulis mordax* в зоне Калифорнийского течения (3-летнее сглаживание), 1920-1996.

Fig.5.8. Pacific sardine *Sardinops caerulea* (white squares) and anchovy *Engraulis mordax* (black squares) catch in the region of California Current (3-year smoothing), 1920-1996.

Уловы калифорнийской сардины упали с 1930-х до середины 1950-х почти на порядок. Интенсивность рыболовства в этот период оставалась практически неизменной, поэтому результативность промысла отражает изменения численности популяции, которые можно рассматривать как ее ответ на изменение условий обитания (Murphy, 1961).

Что касается роли океанологических факторов, влияющих на динамику уловов в регионе, то по данным, приводимым в работе Кушинга (Cushing, 1995), в период высокой численности сардины в конце 1930-х гг. сила ветра была существенно снижена. По мнению этого автора, последующий коллапс популяции сардины в середине 1940-х гг. связан с повышением ветровой активности в регионе. В то же время, как видно на рис. 5.10, индекс апвеллинга в этот период снижался. К сожалению, временной ряд измерений ветровой активности и интенсивности апвеллинга в регионе начинается с 1946 г. и захватывает только период быстрого падения популяции сардины.

Имеющиеся данные не позволяют выявить связь динамики популяции сардины с изменениями индекса апвеллинга.

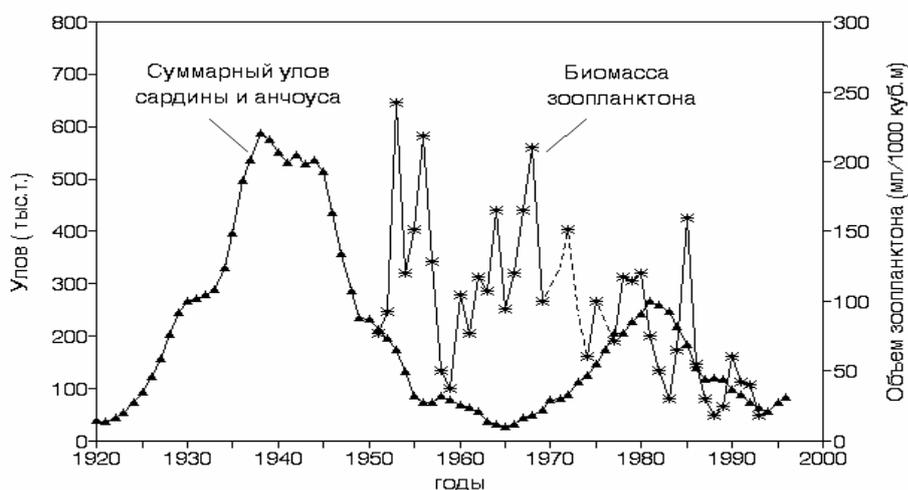


Рис. 5.9. Динамика суммарного улова сардины *Sardinops caerulea* и анчоуса *Engraulis mordax* (5-летнее сглаживание) и биомассы зоопланктона в зоне Калифорнийского течения. Пунктир – интерполированные данные вероятной динамики зоопланктона по данным Roemnich, McGowan, 1995.

Fig.5.9. Comparative dynamics of aggregated Pacific sardine and anchovy catch (triangles) (5-year smoothing) and zooplankton biomass (asterisks) in the region of California Current. Dashed line — interpolated probable trend of the zooplankton dynamics. After data of Roemnich & McGowan, 1995

Вспышку численности анчоуса в 1970-1980-х гг. также связывают с долгопериодной динамикой интенсивности апвеллинга (Cury et al., 1995). Согласно современным представлениям, выживаемость личинок анчоуса и численность пополнения промыслового стада нелинейно зависят от интенсивности апвеллинга: максимальная выживаемость молоди наблюдается при средних значениях интенсивности апвеллинга (около $150 \text{ м}^3/\text{с}/100 \text{ м}$ береговой линии), что соответствует представлениям об «окне оптимальных условий» (Cury et al., 1989).

Уловы анчоуса в центральной части Калифорнийского течения (между 30 и 33° с. ш.) с 1970-х до начала 1980-х гг. непрерывно возрастали до максимума 310 тыс. т. в 1981 г. Всего 2 года спустя уловы упали на 70%, а

после 1990 г. промысел анчоуса практически прекратился. На рис. 5.10 представлена среднегодовая динамика интенсивности апвеллинга в центральной части Калифорнийского течения в сравнении с динамикой уловов сардины и анчоуса.

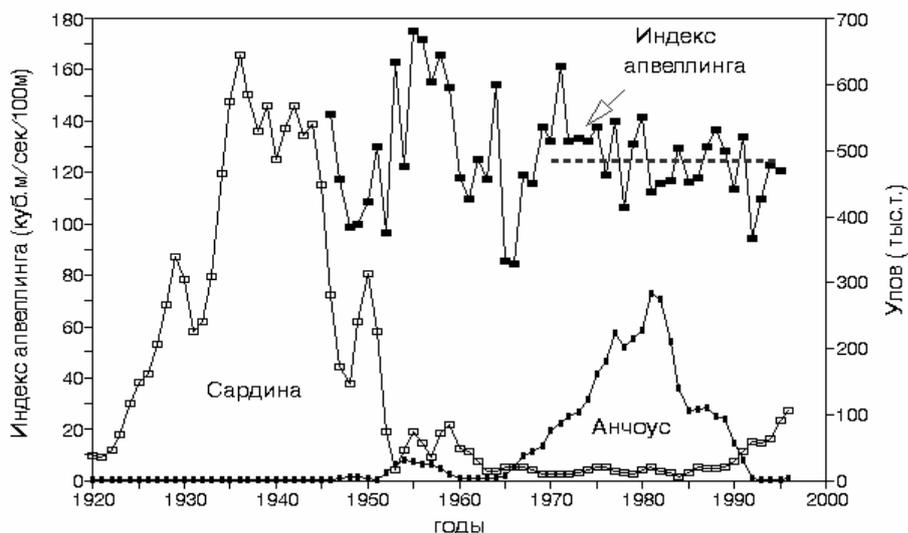


Рис.5.10. Динамика среднегодового индекса апвеллинга в центральной зоне Калифорнийского течения (между 27 и 33° с. ш.) и уловов сардины *Sardinops caerulea* и анчоуса *Engraulis mordax* в 1920-1996 гг. Пунктир – средний индекс апвеллинга в 1970-1995 гг. Среднегодовые индексы апвеллинга рассчитаны по данным Schwing et al. (1996).

Fig.5.10. Dynamics of annual upwelling index (black squares) in central part of California Current (27-33°N) and sardine (white squares) and anchovy (small black squares) catch, 1920-1996. Dotted line — average upwelling index 1970-1995 after data of Schwing et al. (1996).

В 1968-1992 гг. средний индекс апвеллинга находился на довольно стабильном уровне – около $126 \text{ м}^3/\text{с}/100 \text{ м}$ береговой линии. Первой половине этого периода (1968-1980 гг.) соответствует рост уловов анчоуса в 5 раз, а второй (1981-1992 гг.) – их падение более чем в 5 раз. По-видимому, долгопериодные флуктуации популяции анчоуса не могут быть объяснены на основе представлений об оптимальных интенсивностях апвеллинга.

Таким образом, несмотря на относительную изученность региона, конкретные причины долгопериодных флуктуаций и чередования вспышек численности сардины и анчоуса в зоне Калифорнийского апвеллинга

остаются неясными. Достоверная связь между долгопериодной динамикой зоопланктона и продуктивностью сардины и анчоуса в регионе Калифорнийского течения не выявляется.

5.4. Регион Куроисио-Оясио

Регион Куроисио – один из наиболее продуктивных и сравнительно хорошо изученных районов северной Пацифики. Здесь более 40 лет проводили систематические измерения биомассы планктона (Odate, 1994; Shugimoto, Tadokoro, 1997, 1998) и детальные исследования особенностей развития последней вспышки численности японской сардины (Kawasaki, 1992a, b, 1994; Nakata et al., 1994; Watanabe et al., 1995; Oozeki, 1999).

Промысловые уловы региона слагаются из двух основных составляющих: японской сардины (*Sardinops melanosticus*) (улов в максимуме 5.4 млн. т) и группы планктоноядных рыб: японской скумбрии (*Scomber japonicus*), японской ставриды (*Trachurus japonicus*), сайры (*Cololabis saira*) и японского анчоуса (*Engraulis japonicus*) с общим выловом в максимуме около 2 млн. т (Kawasaki, 1992a, b). Ареал размножения и нагула этих видов охватывает всю систему Куроисио-Оясио, а кормовой ареал сардины также и продолжение Куроисио в западную часть северной Пацифики. Поэтому динамику рыбопродуктивности необходимо сравнивать с многолетними изменениями биомассы планктона во всем примыкающем к зоне Куроисио-Оясио регионе северной Пацифики (рис. 5.11). На севере, в зоне Оясио, биомасса зоопланктона в 3-5 раз выше, чем в зонах Куроисио и в переходной зоне между ними. Динамика биомассы зоопланктона зоны Оясио имеет хорошо выраженный максимум в начале 1970-х гг., тогда как долгопериодная динамика зоопланктона в зонах Куроисио и переходной выражена слабо. Фактически суммарные изменения биомассы зоопланктона всего региона Куроисио-Оясио определяются динамикой зоопланктона зоны Оясио ($r = 0.92$).

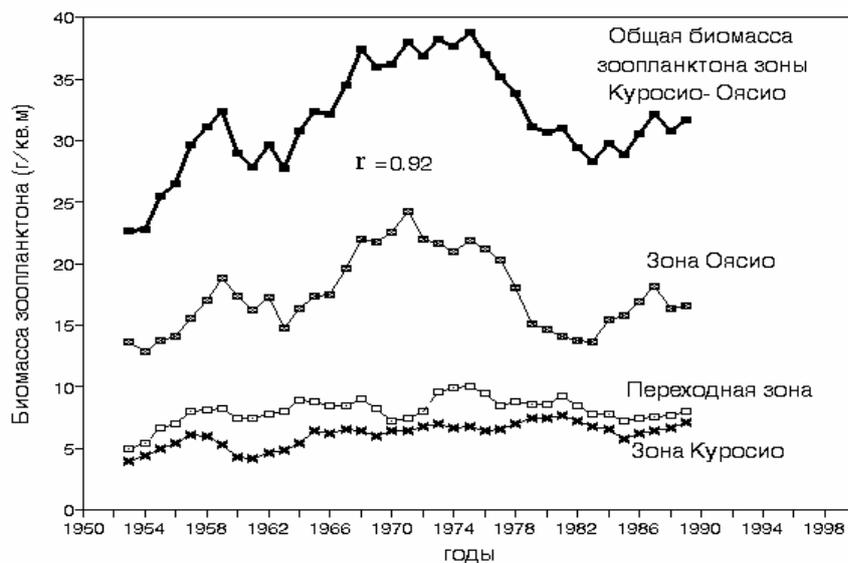


Рис. 5.11. Сравнительная динамика биомассы зоопланктона в разных частях региона Курошио-Оясио в 1953-1989 гг. Построено по данным Odate, 1994.

Fig.5.11. Comparative dynamics of zooplankton biomass in different parts of Kuroshio-Oyashio region 1953-1989. Bold line – total zooplankton biomass, crossed squares—zooplankton of Oyashio, white square—zooplankton of transition zone, black cross—zooplankton of Kuroshio zone. After data of Odate, 1994.

Динамика концентрации хлорофилла-а, отражающая развитие фитопланктона, а также динамика биомассы зоопланктона в регионе Курошио-Оясио, западной и центральной областях северной Пацифики представлена на рис. 5.12 и 5.13 (по данным Shugimoto, Tadokoro, 1997, 1998; Tadokoro, 2001).

Из рис. 5.12 видно, что динамика хлорофилла в двух регионах практически идентична ($r = 0.86$) и демонстрирует 2-3-кратное увеличение с 1950-х до начала 1970-х и последующее снижение к 1990-м гг. Долгопериодные изменения зоопланктона в центральной области северной Пацифики и в регионе Курошио-Оясио (рис. 5.13) сходны с изменениями концентрации хлорофилла-а (рис. 5.12). В этих двух регионах биомасса зоопланктона с начала 1950-х к середине 1970-х гг. увеличилась в 2-3 раза, после чего начала снижаться (Shugimoto, 2001, 2002). Что касается долгопериодной динамики зоопланктона в западной области северной Пацифики, то она близка к таковой в центральной части северной Пацифики

(Shugimoto, Tadokoro, 1997). Таким образом, по имеющимся данным, все три рассматриваемые региона (Курисио-Оясио, центральная и западная области северной Пацифики) имеют сходную динамику как фито-, так и зоопланктона с максимумом около середины 1970-х гг.

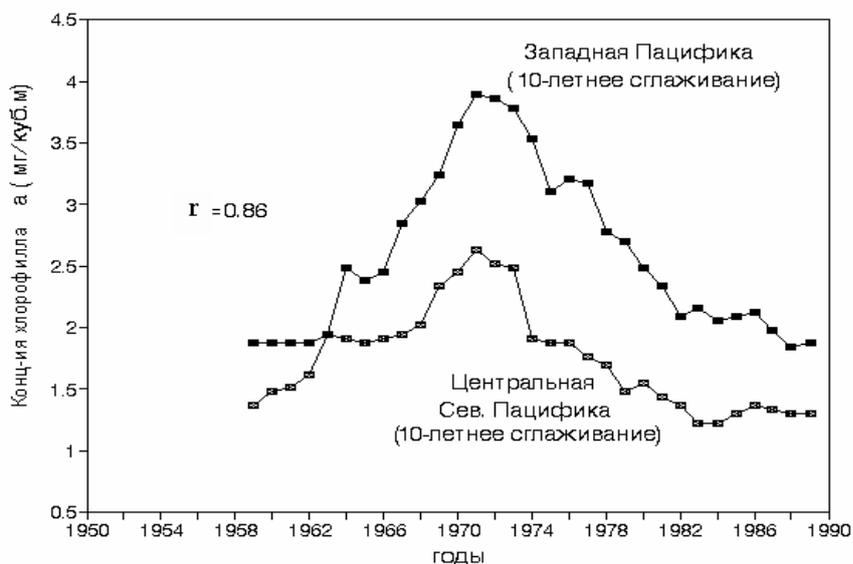


Рис. 5.12. Долгопериодная динамика содержания хлорофилла-а в верхнем 30-метровом слое в центральной и западной областях северной Пацифики в 1960-1998 гг. Построено по данным Tadokoro, 2001.

Fig.5.12. Long-term dynamics of chlorophyll-a in the upper 30-m layer of central (crossed squares) and western (black squares) North Pacific, 1960-1998. After data of Tadokoro,2001.

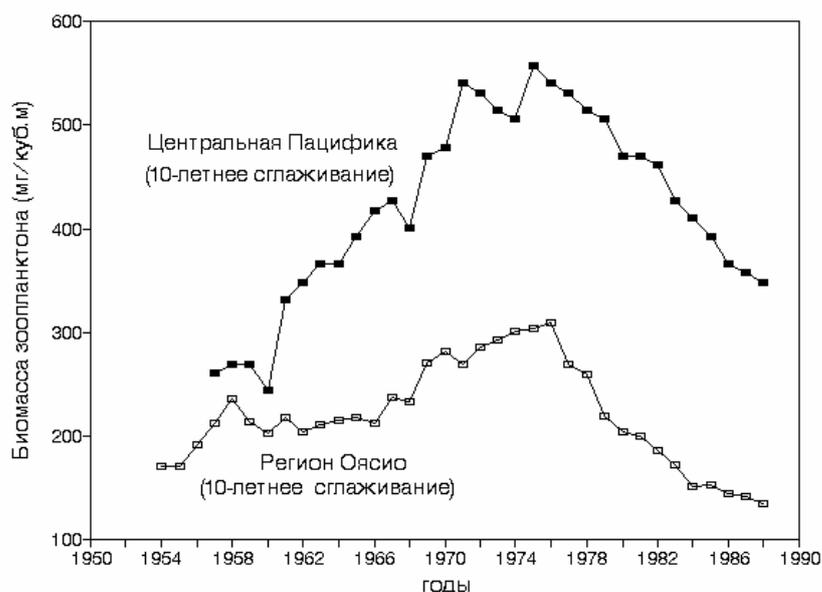


Рис. 5.13. Динамика биомассы зоопланктона в центральной области северной Пацифики и регионе Оясио в 1953-1988 гг. Построено по данным Shugimoto & Tadokoro, 1997; Tadokoro, 2001.

Fig.5.13. Dynamics of zooplankton biomass in central North Pacific (black squares) and Oyashio region (white squares). 10-year smoothing. After data of Shugimoto & Tadokoro, 1997; Tadokoro, 2001.

Долгопериодная динамика рыбопродуктивности системы Куроисио-Оясио в целом за 36-летний период (1953-1989 гг.) представлена на рис. 5.14. Можно видеть, что почти 5-кратное повышение промысловых уловов в период 1975-1985 гг. происходило на фоне снижения биомассы зоопланктона в системе Куроисио-Оясио, а также в Северо-Западной и Центральной Северной Пацифике. Максимум уловов (около 7 млн. т) наблюдался в середине-конце 1980-х гг. и на 80% определялся уловами наиболее продуктивного вида – сардины-иваси.



Рис. 5.14. Динамика биомассы зоопланктона и суммарных уловов 5 главных промысловых рыб (сардины-иваси *Sardinops melanosticus*, японской скумбрии *Scomber japonicus*, японской ставриды *Trachurus japonicus*, сайры *Cololabis saira*, японского анчоуса *Engraulis japonicus*) зоны Курошио-Оясио.

Fig.5.14. Dynamics of zooplankton biomass (white squares) and aggregated commercial catch of 5 major commercial species: Japanese sardine, Japanese mackerel, Japanese jack mackerel, Saury and Japanese anchovy (bold line) in Kuroshio-Oyashio region.

Динамика уловов сардины-иваси существенно отличается от колебаний суммарных уловов других видов планктоноядных рыб системы Курошио-Оясио. Максимум уловов планктоноядных рыб (без сардины-иваси) приходится на начало 1970-х гг. (рис. 5.15), в отличие от сардины с максимумом в конце 1980-х гг. Суммарный улов 4-х планктоноядных рыб региона – скумбрии, сайры, ставриды и анчоуса, тесно коррелирует с динамикой биомассы зоопланктона ($r = 0.92$). Однако столь тесная корреляция обеспечивается в основном за счет одного вида – японской скумбрии (рис. 5.16), тогда как изменения уловов сайры, ставриды и анчоуса слабо коррелируют с динамикой зоопланктона.

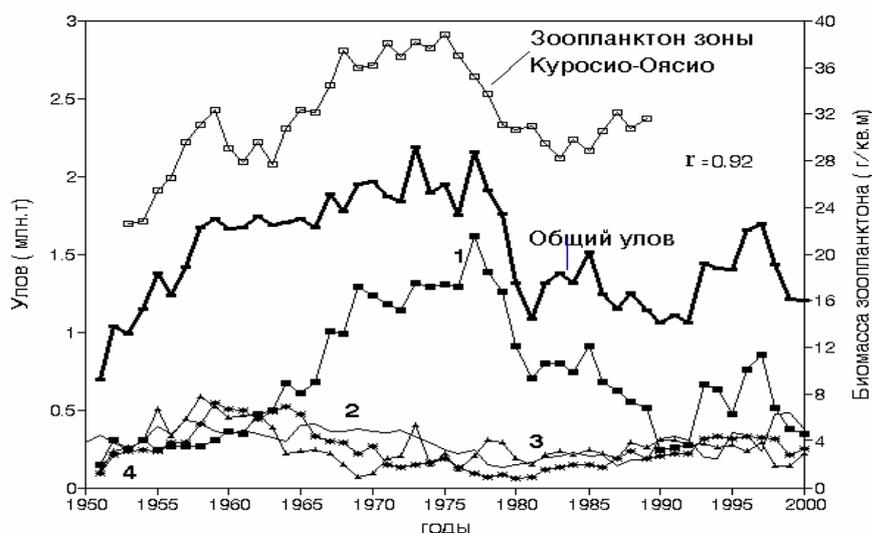


Рис. 5.15. Сравнительная динамика биомассы зоопланктона и уловов главных пелагических видов (без сардины-иваси) системы Курошио-Оясио в 1950-2000 гг.: 1 – японской скумбрии *Scomber japonicus*, 2 – сайры *Cololabis saira*, 3 – ставриды *Trachurus japonicus* и 4 – анчоуса *Engraulis japonicus*.

Fig.5.15. Comparative dynamics of zooplankton biomass (white squares) and commercial catch of major commercial species of Kuroshio-Oyashio region (excluding Japanese sardine). 1- Japanese mackerel, 2- Saury, 3- Japanese jack mackerel, and 4 - Japanese anchovy. Aggregated commercial catch of the Kuroshio-Oyashio region – bold line.



Рис. 5.16. Динамика уловов японской скумбрии *Scomber japonicus* и биомассы зоопланктона в регионе Курошио-Оясио в 1950-1986 гг.

Fig.5.16. Comparative dynamics of Japanese mackerel commercial catch (black squares) and zooplankton biomass (white squares) in Kuroshio-Oyashio region, 1950-1986.

Динамика уловов сардины практически противофазна динамике зоопланктона (рис. 5.17), хотя коэффициент корреляции из-за variability данных по планктону невысок ($r = -0.33$).

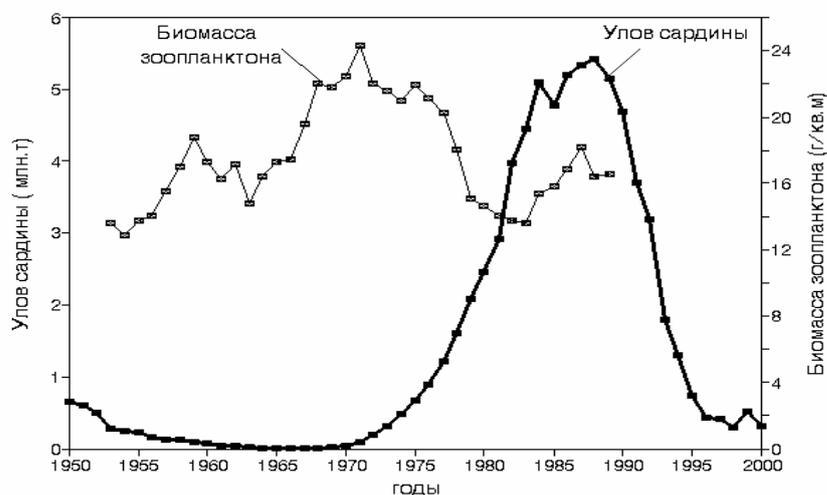


Рис. 5.17. Сравнительная динамика биомассы зоопланктона в зоне Курошио-Оясио и общих уловов сардины-иваси *Sardinops melanosticus* в 1950-1989 гг.

Fig.5.17. Comparative dynamics of zooplankton biomass (crossed squares) and Japanese sardine catch (black squares) in Kuroshio-Oyashio region, 1950-1989.

Амплитуды колебаний биомассы зоопланктона и уловов сардины с 1960-х по конец 1980-х гг. существенно различаются. Биомасса зоопланктона за это время снизилась приблизительно на 25% (от 22 до 17 г/м²), тогда как уловы сардины возросли от нескольких тысяч тонн в 1960-х гг. до 5.4 млн. т в середине 1980-х гг. т. е. приблизительно в тысячу раз. Диапазон изменений рыбопродуктивности и зоопланктона просто несопоставим, что указывает на независимость крупномасштабных вспышек численности сардины от изменений биомассы зоопланктона.

Период наиболее быстрого роста численности сардины 1975-1985 гг. приходится на период снижения биомассы зоопланктона в регионе. В отличие от других планктоноядных рыб системы Курошио-Оясио, вспышка численности сардины в 1970-1980-х гг. сопровождалась значительным расширением ее нагульного ареала на восток более чем на 20° (до 165° з. д.). В этот период ареал сардины увеличился приблизительно в 10 раз и

захватывал не только систему Курошио-Оясио, но и значительную часть западной области северной Пацифики. Высокая промысловая продукция сардины – результат ее нагула на акватории к востоку и северо-востоку от Японии вне собственно системы Курошио-Оясио.

Быстрое падение численности и уловов сардины в 1990-х гг. – результат резкого уменьшения численности пополнения стада. Как полагают, (Shugimoto, 2002) это связано с ослаблением южных вторжений холодного течения Оясио в промежуточную зону слияния Курошио и Оясио. Это привело к сокращению биомассы зоопланктона в начале лета, резкому снижению выживаемости личинок сардины и последующему падению численности пополнения.

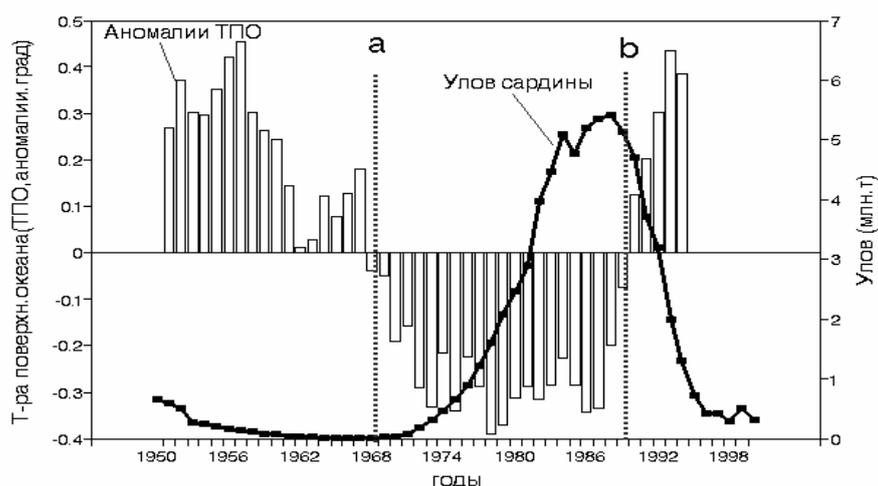


Рис. 5.18. Динамика общих уловов сардины-иваси *Sardinops melanosticus* и температуры поверхности океана (ТПО) в зоне смешения Курошио и Оясио (30-35° с.ш. и 130-180° в.д.). Вертикальными пунктирами ограничена зона отрицательных аномалий ТПО по данным Wada & Oozeki, 1999.

Fig.5.18. Comparative dynamics of total Japanese sardine catch (black squares) and sea surface temperature anomaly (bars) in the zone of Kuroshio-Oyashio mixing (30-35° N and 130-180° E). Vertical dotted lines - boundaries of the negative sea surface temperature anomaly. After data of Wada & Oozeki, 1999.

На рис. 5.18 представлена динамика долгопериодных изменений температуры поверхности океана в зоне слияния холодного течения Оясио и относительно теплого течения Курошио (Wada & Oozeki, 1999; Qiu, 2002). Хорошо видно, что начало вспышки численности сардины совпадает с

переходом температурной аномалии от положительных к отрицательным значениям в начале 1970-х гг. При этом самый быстрый рост численности сардины происходил при наиболее высоких отрицательных аномалиях температуры в зоне смешения. Начало падения численности сардины во второй половине 1980-х гг., напротив, совпадает с моментом перехода температурной аномалии к ее положительным значениям.

Интересно отметить, что снижение температуры в зоне смешения Куроисио-Оясио в период 1970-1990-х гг. происходило на фоне повышения Глобальной dT и индекса PDO, характеризующего среднюю температуру поверхности Северной Пацифики. Снижение температуры в зоне смешения Куроисио-Оясио, по-видимому, отражает усиление холодного течения Оясио. Это создает в зоне смешения кормовые условия, благоприятствующие выживанию личинок сардины-иваси и появлению ее высокочисленных поколений. Ослабление Оясио, напротив, сопровождается повышением температуры зоны смешения и ухудшением кормовых условий для дрейфующих личинок сардины.

Приведенные на рис. 5.18 данные позволяют в первом приближении оценить периодичность долгопериодных флуктуаций температуры в зоне смешения. Интервал между максимумом температуры в середине 1950-х и минимумом в начале 1980-х гг. составляет приблизительно 25-30 лет. Можно предполагать, что полный период флуктуации определяется величиной порядка 50-60 лет. Это согласуется с данными промысловой статистики уловов сардины за последние 80 лет, а также с историческими свидетельствами о приблизительно 60-летней цикличности вспышек численности сардины-иваси за последние 400 лет (Kawasaki, 1994; Klyashtorin, 2001).

Долгопериодные изменения атмосферной циркуляции в западной Пацифике в период быстрого роста численности сардины-иваси в 1970-1980-х гг. сопровождались повышением ветровой активности, частоты вторжений Оясио на юг и снижением температуры в зоне смешения (Qiu, 2002).

Последнее, по-видимому, связано с общим усилением атмосферной циркуляции в северной Пацифике под влиянием увеличения площади Алеутского минимума атмосферного давления, что вызвало увеличение скорости течения Оясио и поступления холодных вод в зону смешения (Yasuda et al., 1999; Tadokoro, 2001).

Анализ долгопериодной динамики полей атмосферного давления и ветровой активности над северной Пацификой позволил оценить динамику расходов основных течений региона за 20-летний период 1966-1986 гг. (Schwing, 1998). С середины 1970-х до середины 1980-х гг. существенно возросла ветровая активность, интенсивность апвеллингов и турбулентного перемешивания верхнего слоя. Общий расход течений на север повысился почти в 7 раз, что привело к усилению западного возвратного течения в субарктическом круговороте и притока относительно холодных вод с течением Оясио с северо-востока в зону его смешения с Куроисио. Таким образом, общие для всей северной Пацифики изменения атмосферной циркуляции и динамики вод океана влияют на гидрологию и рыбопродуктивность конкретного региона. В эмпирической модели флуктуаций биомассы японской сардины (Noto, Yasuda, 2003) изменения весенне-летней температуры в зоне смешения Куроисио и Оясио рассматриваются как ведущий фактор, определяющий долгопериодные флуктуации биомассы сардины. Плотностная регуляция численности популяции, согласно модели, играет значительно меньшую роль.

5.4.1. О влиянии промысла на численность и уловы сардины-иваси

В период 1970-1988 гг. уловы сардины-иваси возросли в 3 тысячи раз – с 17 тыс. т до 5.4 млн. т. В течение 11 лет (1981-1991 гг.) среднегодовые уловы были на уровне 4 млн. т; их снижение со скоростью 400-500 тыс. т в год началось с 1989 г., и к 2000 г. общий вылов упал до 0.3 млн. т.

Столь драматическое падение уловов можно было бы объяснить переломом в результате избыточного давления промысла. В таких случаях

уменьшение промыслового запаса и быстрое падение уловов обычно сопровождается существенным снижением численности нерестового стада и сокращением количества выметываемой икры. В результате перелома в первую очередь из уловов исчезают рыбы старших возрастов (Gulland, 1982). Однако доля старших возрастов сардины в уловах не только не уменьшилась, как можно было ожидать, но начала возрастать. Помимо этого, количество выметываемой икры и личинок, перешедших на активное питание, оставалось стабильно высоким (Watanabe et al., 1995; Wada, Jacobson, 1998) (рис. 5.19).

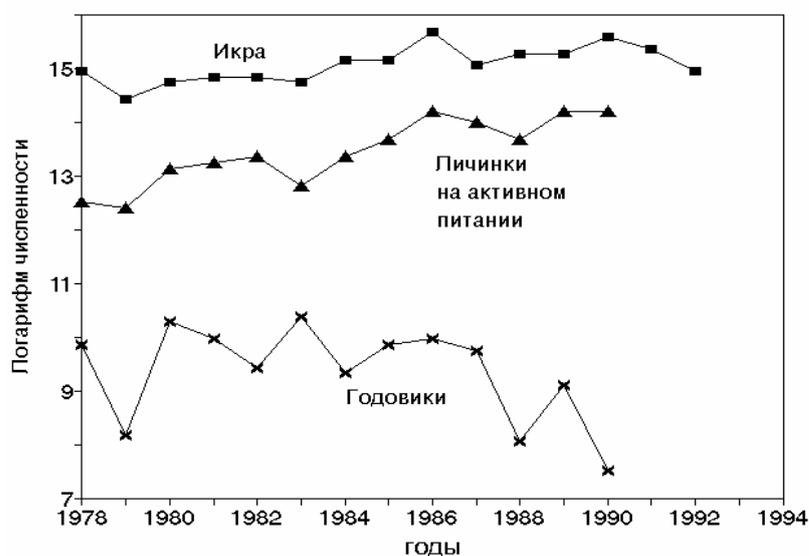


Рис. 5.19. Изменения численности выметанной икры, перешедших на активное питание личинок и пополнения (годовиков) стада сардины *Sardinops melanostictus* в районе Дото (к северо-востоку от о. Хоккайдо – основном кормовом ареале личинок сардины в зоне Оясио). Построено по данным Watanabe et al., 1995. По оси ординат- логарифм

Fig.5.19. Changes in abundance of eggs (black squares), post first-feeding larvae (triangles) and age 1 recruitment (crosses) in Doto region – the main nursery area for sardine juveniles in the Oyashio region. Ordinate — the logarithm of abundance. After data of Watanabe et al., 1995.

Как видно из рис. 5.19, количество выметанной икры и личинок, перешедших на активное питание, оставалось практически неизменным или даже возрастало до 1992 г. В то же время, количество годовиков сардины, представляющих будущее пополнение стада, начало быстро снижаться с 1986 г., а к 1990 г. упало почти в тысячу (!) раз.

Сама по себе высокая численность нерестового стада сардины и количество выметываемой икры не гарантируют появления высокочисленного поколения. Ключевое условие появления такого поколения – успешный дрейф личинок из зоны нереста близ южной части о-ва Хонсю на северо-восток в зону смешения течений Куроисио и Ояисио, где развивается обильная кормовая база, и затем – в нагульный ареал в океане к северо-востоку от Хоккайдо (Wada, Oozeki, 1999; Yasuda et al., 1999; Oozeki, Nakata, 2002). Как упомянуто выше, появление урожайных поколений сардины связывают с долгопериодными сдвигами границ течений Куроисио и Ояисио с юга на север и обратно. Высокая выживаемость личинок и молоди наблюдалась в 1970-1980-х гг., когда наблюдалось повышенное меандрирование Куроисио, а низкая – в годы, когда течение меандрировало слабо (Nakata et al., 1994). Несмотря на многолетний мониторинг Куроисио, конкретные океанологические и гидробиологические механизмы, определяющие вспышки численности сардины до сих пор недостаточно ясны (Oozeki, 1999).

Таким образом, несмотря на исключительно высокий уровень промысла сардины, признаки перелома популяции отсутствуют. Главная причина падения промысла сардины-иваси связана с изменениями гидрологической и гидробиологической обстановки в конце 1980-х гг., что вызвало ухудшение условий выживания личинок сардины, снижение численности пополнения и в конечном итоге – падение численности промыслового стада и уловов.

5.4.2. Японский анчоус и тихоокеанский кальмар

С юго-запада к зоне Куроисио примыкает район промысла тихоокеанского кальмара (*Todarodes pacificus*), общий улов которого достигает 750 тыс. т. Колебания его уловов в южной части Японского и Восточно-Китайского морей за 34-летний период (1965-1998 гг.) тесно связаны с динамикой биомассы зоопланктона ($r = 0.82-0.86$) (Kang et al.,

2002). До 1980-х гг. биомасса зоопланктона и уловы увеличивались слабо, но с середины 1980-х гг. начали быстро возрастать. Полагают, что главной причиной этого стал рост биомассы макрозоопланктона. Сравнение общих уловов тихоокеанского кальмара (Sakurai et al., 2000) и динамики зоопланктона в системе Курошио представлено на рис. 5.20. Хотя временной ряд для зоопланктона относительно короток, можно говорить о том, что в первом приближении ход обеих кривых довольно близок.

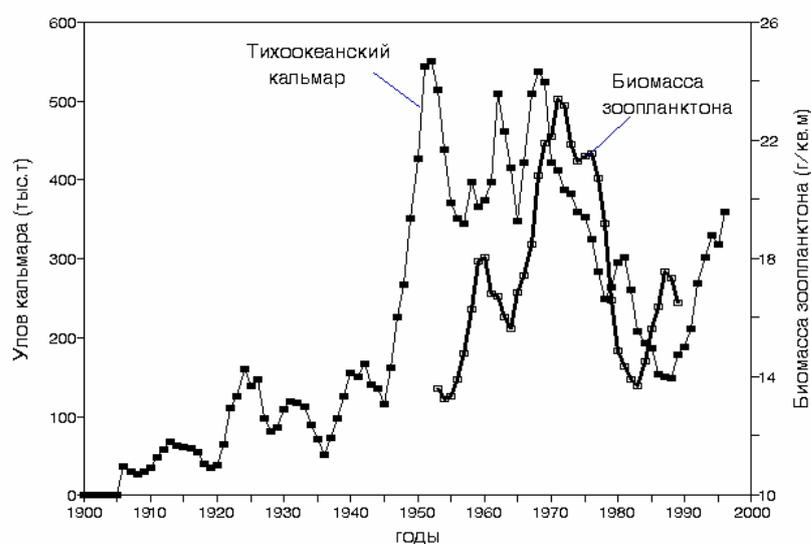


Рис. 5.20. Динамика уловов тихоокеанского кальмара *Todarodes pacificus* и биомассы зоопланктона в регионе Оясио. Зоопланктон по данным Odate, 1994.

Fig.5.20. Dynamics of Pacific squid *Todarodes pacificus* commercial catch (black squares) and zooplankton biomass (bold line) in the Oyashio region after data of Odate, 1994.

Косвенным подтверждением синфазных изменений биомассы зоопланктона и численности кальмара может служить сравнение хода уловов тихоокеанского кальмара и японского анчоуса (рис. 5.21). Динамика уловов двух объектов промысла тесно коррелирует ($r = 0.78$), что соответствует представлениям о питании этих видов преимущественно макрозоопланктоном.



Рис. 5.21. Динамика уловов японского анчоуса *Engraulis japonicus* и тихоокеанского кальмара *Todarodes pacificus* в 1905-2000 гг.

Fig.5.21. Comparative catch dynamics of Japanese anchovy *Engraulis japonicus* (white squares) and Pacific squid *Todarodes pacificus* (bold line), 1905-2000.

Мы не имеем данных о динамике зоопланктона в системе Куроисио-Оясио в период 1990-2000 гг., но, судя по возрастающей численности анчоуса и тихоокеанского кальмара, можно предполагать, что в последние 10 лет биомасса зоопланктона в регионе Куроисио-Оясио и примыкающей западной части северной Пацифики увеличивается.

Краткие комментарии

В регионе Куроисио-Оясио, северо-западной и центральной областях северной Пацифики долгопериодные изменения фитопланктона (по хлорофиллу-а) и зоопланктона имеют сходную динамику с максимумом в середине 1970-х гг.

Динамика общей рыбопродуктивности региона Куроисио-Оясио (включая сардину-иваси) с максимумом в середине 1980-х гг. почти противофазна динамике фито- и зоопланктона. Японская скумбрия – единственный вид, уловы которого тесно коррелируют с динамикой зоопланктона.

Вспышка численности наиболее продуктивного вида – сардины-иваси в 1970-1980-х гг. происходила на фоне снижения биомассы зоопланктона в северо-западной и центральной частях северной Пацифики при одновременном расширении нагульного ареала сардины более чем в 10 раз.

Динамика численности сардины-иваси зависит не от долгопериодных изменений биомассы зоопланктона в регионе, но от океанологических условий в зоне смешения Куроисио и Оясио. Эти условия определяют высокую или пониженную выживаемость личинок сардины в критический период их перехода на активное питание, а также их дальнейший рост в течение года, определяющий численность пополнения промыслового стада. Возникновение благоприятных условий связано с увеличением повторяемости вторжений Оясио в зону смешения с Куроисио, что по-видимому, определяется крупномасштабными флуктуациями атмосферной циркуляции во всей северной Пацифике с периодичностью 50-60 лет.

5.5. Северо-восточная Пацифика и залив Аляска

Биомасса зоопланктона с середины 1960-х по конец 1980-х гг. практически удвоилась по всему ареалу залива Аляска на площади более 4 млн. км². За этот же период биомасса лососей, морского леща и кальмаров также возросла приблизительно в 2 раза (Brodeur, Ware, 1992, 1995). Общая биомасса nekтона возрастала с 1970-х гг. и достигла максимума к середине 1980-х гг. Авторы связывают увеличение биомассы рыб этого региона (в частности минтая и лососей) с общим увеличением продуктивности экосистемы: благодаря усилению зимнего ветрового перемешивания повысилась концентрация биогенов в эвфотическом слое, увеличилась первичная продукция и биомасса зоопланктона.

Согласно данным этих авторов, изменения рыбопродуктивности и зоопланктона в заливе Аляска происходят синфазно. Однако в большинстве регионов северной Пацифики повышение рыбопродуктивности в течение последних 30 лет происходило в противофазе с динамикой биомассы

зоопланктона. Долгопериодные изменения биомассы зоопланктона в заливе Аляска происходят в противофазе по отношению к таковой в регионе Калифорнийского течения (McGowan, 1995) и в других регионах северной Пацифики (Shugimoto, Tadokoro, 1997, 1998; Tadokoro, 2001; Shugimoto, 2002).

Таким образом, северо-восточные районы Пацифики и залив Аляска по особенностям долгопериодной динамики фито- и зоопланктона в течение последних 30-40 лет отличаются от остальной северной Пацифики. В то же время рыбопродуктивность этого региона изменялась синфазно рыбопродуктивности северной Пацифики в целом.

5.6. Южно-Бенгуэльский апвеллинг

Планктонные сборы в регионе Южно-Бенгуэльского апвеллинга вдоль западного побережья Южной Африки (р-н от мыса Коломбина до залива Св. Елены) проводились в течение 46 лет в период 1951-1996 гг. (Verheye et al., 1998; Verheye, Richardson, 1998). Это позволяет сравнить долгопериодные изменения биомассы зоопланктона и рыбопродуктивности в этом регионе. На рис. 5.22 представлена динамика суммарного вылова сардины (*Sardinops ocellatus*) и анчоуса (*Engraulis japonicus capensis*) и долгопериодных изменений зоопланктона в регионе.

Суммарный объем вылова сардины и анчоуса в течение всех 46 лет наблюдений колебался от 200 до 600 тыс. т. При этом в период 1960-1994 гг. наметилась тенденция снижения общей рыбопродуктивности региона приблизительно на 25% (в среднем с 400 до 300 тыс. т). За этот же период численность зоопланктона возросла более чем в 100 раз (на 2 порядка). Рост численности планктона сопровождался уменьшением доли макропланктона и увеличением доли мелких копепод (Verheye, Richardson, 1998). Даже принимая во внимание это обстоятельство, столь кардинальные различия между изменениями рыбопродуктивности и зоопланктона несопоставимы по масштабу и уровень рыбопродуктивности региона в сравнении с ростом

численности зоопланктона может быть принят в первом приближении величиной постоянной. Долгопериодная связь динамики зоопланктона и рыбопродуктивности близка к противофазной, хотя корреляция невысока ($r = -0.47$) (Cury et al., 2000).



Рис. 5.22. Динамика численности зоопланктона (логарифмическая шкала) и суммарного улова сардины *Sardinops ocellata* и анчоуса *Engraulis japonicus capensis* в Южно-Бенгуэльском регионе. Построено по данным Verheye & Richardson, 1998.

Fig.5.22. Dynamics of zooplankton abundance (black squares, logarithmic scale, right axis) and aggregated catch of sardine *Sardinops ocellata* and anchovy *Engraulis japonicus capensis* (bold line) in the South-Benguela region. After data of Verheye & Richardson, 1998.

В период с 1950-х до середины 1980-х гг. динамика активности берегового апвеллинга в регионе согласуется с трендом логарифма увеличения численности зоопланктона (Verheye, Richardson, 1998). В период низкой интенсивности апвеллинга (до 1970-х гг.) возрастала численность сардины, тогда как в период его относительно высокой интенсивности в 1970-1980-х гг. наблюдался рост уловов анчоуса. По мнению этих авторов, долгопериодный рост численности зоопланктона в Южно-Бенгуэльском

апвеллинге отражает одновременное действие так называемых механизмов «контроля сверху», т. е. выедания зоопланктона рыбами, и «контроля снизу», т. е. увеличения общей продуктивности экосистемы, начиная с уровня первичной продукции. К сожалению, эти объяснения не вносят ясности в понимание реальных путей передачи энергии между различными трофическими уровнями в экосистеме.

5.7. Связь динамики зоопланктона и климатических изменений

Как уже упоминалось, данных о долгопериодных изменениях биомассы зоопланктона очень мало. Это, в первую очередь, объясняется трудностями проведения таких исследований, для которых требуются непрерывные измерения океанологических и биологических характеристик в одной точке в течение двух-трех десятилетий.

Одно из наиболее продолжительных наблюдений за динамикой развития зоопланктона проведено в течение 44 лет (1954-1998 гг.) на так называемой «станции Р» в восточной части северной Пацифики (Maskas, Tsuda, 1999) (рис. 5.23). В период похолодания с конца 1950-х гг. максимум весенне-летней вспышки зоопланктона постепенно сдвигался с конца мая на более поздние сроки. К середине 1970-х гг., в минимуме Глобальной dT (и PDO), запаздывание составило более 40 дней – максимум развития зоопланктона приходился на начало июля. В период потепления, с конца 1970-х гг. максимум развития зоопланктона стал наблюдаться все раньше, и к концу 1990-х гг. он отмечался в первой декаде мая, почти на 60 дней раньше, чем в середине 1970-х гг. Таким образом, сроки наступления максимума развития зоопланктона сдвигаются параллельно изменениям глобальной dT. Это не означает, что абсолютная величина биомассы зоопланктона изменяется аналогичным образом. Во всей северо-восточной Пацифике, включая район станции Р, биомасса зоопланктона постепенно возрастала с середины века и достигала максимума к 1960-1970-х гг., т.е. к середине периода похолодания (Shugimoto, Tadokoro, 1997; Tadokoro, 2001).

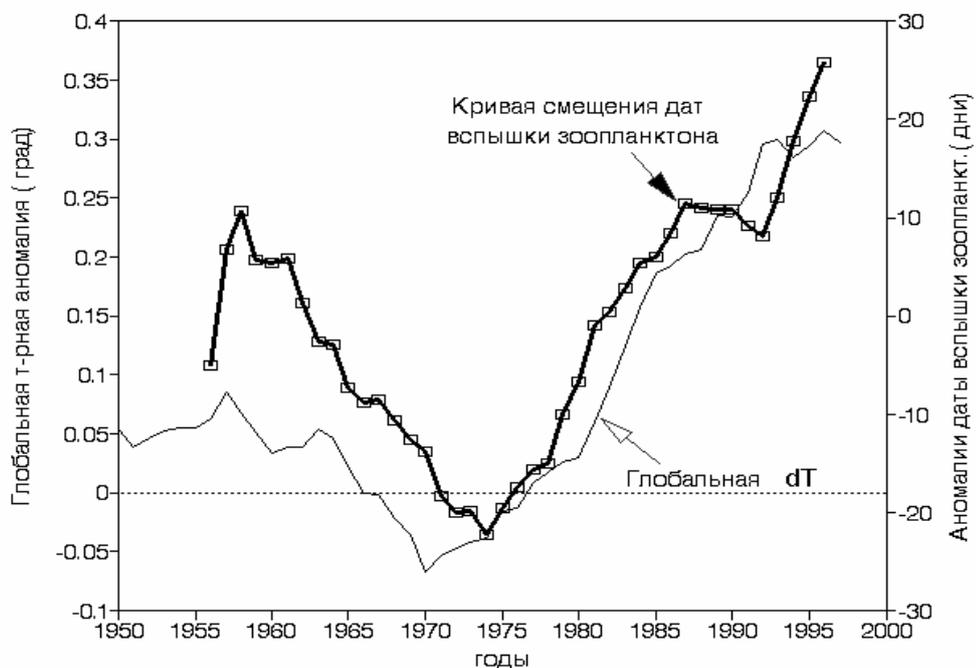


Рис. 5.23. Долгопериодные изменения сроков наступления весенне-летнего максимума зоопланктона в районе станции P (5-летнее сглаживание). Построено по данным Mackas et al., 1998; Mackas & Tsuda, 1999.

Fig.5.23. Long-term changes in the date of spring-summer zooplankton blooming maximum at the Station P (5-year smoothing). After data of Mackas et al., 1998; Mackas & Tsuda, 1999. Thin line—Global dT; white squares—date of zooplankton maximum (anomaly).

Последние публикации показывают, что повышение температуры поверхности Атлантического океана сопровождалось смещением календарных сроков «цветения» фитопланктона в Северном море на более ранние даты – почти на 3 недели, а максимума развития зоопланктона – почти на 2 недели по сравнению с 1950-1960 гг. (Edwards, Richardson, 2004). При этом в период потепления 1970-1990-х гг. биомасса фитопланктона в арктической части северной Атлантики возрастала, а в южной, напротив, снижалась. Численность нехищного зоопланктона в общем следовала этой же зависимости. Прямые следствия влияния этих изменений на рыбопродуктивность не ясны, однако заметные смещения календарных сроков сезонных максимумов развития фито- и зоопланктона должны отражаться на функционировании пелагической экосистемы в целом (Richardson, Schoeman, 2004).

Раннее отступление льдов в северной части Берингова моря сопровождается задержкой развития фитопланктона и зоопланктона, но приводит к формированию высокой биомассы копепод. Позднее отступление льдов, напротив, сопровождается ранним развитием фито- и зоопланктона и низкой биомассой копепод. Дополнительный фактор, влияющий на развитие планктона, – режим перемешивания поверхностного слоя, который определяется частотой повторяемости штормов, интенсивностью течений и наличием зон летней стратификации (Ladd et al., 2002).

Таким образом, долгопериодные климатические изменения существенно влияют на сроки развития фитопланктона, продолжительность вегетационного сезона и продуктивность зоопланктона, что отражается как на общей продуктивности экосистемы, так и на частоте повторяемости благоприятных условий для появления урожайных поколений минтая, трески, сельди и мойвы (Hunt, 2003).

Краткие комментарии

Из рассмотренных данных следует, что долгопериодные изменения популяции перуанского анчоуса (*Engraulis ringens*) не коррелируют с динамикой зоопланктона. Другие рассмотренные виды – сардина-иваси (*Sardinops melanosticus*), перуанская сардина (*S. sagax*), калифорнийский анчоус (*Engraulis mordax*) – демонстрируют противофазные или слабо скоррелированные изменения биомассы зоопланктона и численности популяций. Достоверную связь между долгопериодными изменениями биомассы зоопланктона и рыб довольно трудно установить из-за высокой variability данных по планктону, поэтому сравнения ограничиваются оценками на уровне трендов.

Противофазные, но слабо скоррелированные связи между динамикой зоопланктона и рыбопродуктивностью (коэффициенты корреляции около 0.2-0.4), отмечены в экосистеме Гвинейского апвеллинга, регионе Куро-сио-Оясио, а также в регионе Калифорнийского течения (Cury et al., 2000). Еще в

1961 г. Мэрфи (Murphy, 1961), анализируя влияние рыболовства на численность калифорнийской сардины в период вспышки и падения ее численности 1930-1960 гг., пришел к заключению, что между долгопериодной динамикой зоопланктона и численностью популяции сардины достоверной связи не обнаруживается, а главную роль в регуляции численности сардины играют изменения океанологических условий.

Сравнительный анализ динамики уловов основных промысловых рыб Северного моря и численности зоопланктона был проведен по данным, полученным с помощью буксируемого планктонособиравателя в период 1948-1998 гг. (Reid et al., 2000). Изменения уловов наиболее продуктивного вида – сельди (*Clupea harengus*), положительно коррелировали с долгопериодной динамикой копепод, но динамика уловов скумбрии (*Scomber scombrus*) и трески (*Gadus morhua*) была слабо противофазна общей численности калянуса.

Выявлена связь между динамикой численности годовиков трески в Северном море и индексом численности зоопланктона (Beaugrand et al., 2003), хотя коэффициенты корреляции невелики (в пределах 0.5-0.6). Тем не менее, обилие зоопланктона рассматривается как одна из возможных причин вспышки численности тресковых 1960-1980-х гг. в Северном море.

Долгопериодные изменения численности фитопланктона, зоопланктона и сельди в Северной Атлантике и Северном море в 1955-1987 гг. происходили синфазно: максимальный уровень всех показателей наблюдался в 1950-х, а минимум в конце 1970-х гг. (Aebischer et al., 1990). Тренды биологических показателей в общем согласовались с динамикой повторяемости западных ветров за тот же период. Авторы полагают, что долгопериодные изменения численности планктона и сельди опосредуются через изменение климата.

Кушинг (Cushing, 1995) проанализировал зависимость между динамикой зоопланктона, ветровой активностью и пополнением промысловых стад рыб за 30-40 лет в Северной Атлантике, системе Куро-сио-

Оясио, Калифорнийском течении и Перуанском апвеллинге. Ход пополнения стад атлантической сельди и трески, калифорнийской сардины, скумбрии и перуанского анчоуса демонстрировали как положительную, так и отрицательную корреляцию с динамикой зоопланктона и индексом ветровой активности. Как указывает автор в заключении, «Связь численности зоопланктона и пополнения остается неясной, но какова бы ни была природа связи между динамикой зоопланктона и численностью рыб, климатические факторы могут играть важную роль» (Cushing, 1995, p. 22).

При выявлении противофазных изменений биомассы зоопланктона и рыб принято говорить о так называемом «контроле сверху», то есть уменьшении численности зоопланктона при интенсивном его выедании рыбами. Однако следует учитывать, что при возрастании биомассы рыб уменьшающаяся популяция зоопланктона должна одновременно увеличивать скорость продукции для поддержания возрастающей популяции рыб. Например, увеличение биомассы сардины-иваси на несколько порядков величины требовало бы соответствующего (на несколько порядков) увеличения продукции зоопланктона на фоне снижения его численности, что нереально. Возможно, этот дисбаланс покрывается за счет значительного увеличения кормового ареала сардин в океане.

По-видимому, существенные колебания численности рыб-планктофагов в океане оказывают слабое влияние на пищевые цепи и так называемый «контроль сверху», наблюдаемый в олиготрофных пресных водоемах, практически не отмечается в океанических экосистемах (Steele, 1998). Долгопериодные изменения численности тресковых в Северном море происходили на фоне значительных колебаний биомассы планктона, что не укладывается в представления о трофических каскадах, включающих фитопланктон, зоопланктон и рыб (Steele, Collie, 2005, in press). Резкие изменения численности промысловых рыб в районе Банки Джорджес практически не зависели от численности зоопланктона (Sherman et al., 1998).

Рассмотренные примеры зависимости долгопериодных флуктуаций численности массовых пелагических рыб от величины первичной продукции или биомассы зоопланктона противоречивы и не позволяют сделать однозначных выводов.

Оценивая пищевые связи внутри пелагических сообществ, следует исходить не из биомассы или численности, а из величины продукции планктонного сообщества. При этом надо учитывать, что копеподы далеко не всегда составляют наибольшую часть биомассы зоопланктона, но именно они дают около 80% продукции планктонного сообщества (Шунтов, 2001). Представления, согласно которым флуктуации рыбопродуктивности в экосистемах происходят по «каскадному» типу: первичная продукция (фитопланктон) → зоопланктон → рыба, не находят подтверждения в подавляющем большинстве продуктивных регионов (Шунтов, 2001). Понятие о трофических каскадах появилось на основе исследований в олиготрофных озерах с очень простой трофической цепью: фитопланктон → зоопланктон → рыбы-планктофаги. Пищевые цепи в океанах значительно более сложны, многоступенчаты и демонстрируют неприменимость к ним простых «каскадных» представлений (Steele, Collie, 2005, in press).

В морских экосистемах число промежуточных трофических звеньев между первичной продукцией, зоопланктоном и организмами более высоких трофических уровней существенно больше, нежели в пресноводных. Кроме того, в самом планктонном сообществе трофические связи представляют очень сложную сеть, в которой, фигурально выражаясь «все едят всех», и почти 90% энергии, проходящей через океаническое планктонное сообщество, потребляется внутри него. Планктонные океанические сообщества представляют собой многовидовые системы с множеством связей между слагающими их популяциями. Хотя трофическая система весьма сложна, в ней можно выделить два основных компонента: хищный и нехищный зоопланктон (Шунтов, 2001; Дулепова, 2002). Среди видов хищного зоопланктона основную роль играют представители

щетинкочелюстных (*Chaetognatae*) и, в частности, широко распространенный вид *Sagitta elegans*. Например, в Северном море этот вид как главный планктонный хищник оказывает определяющее влияние на структуру и динамику численности зоопланктона и является ключевым фактором долгопериодной динамики всего зоопланктонного сообщества. Изменения численности сагитт, свою очередь, связаны с влиянием гидрологических и климатических факторов (Clark et al., 2003).

В результате функционирования океанической экосистемы с многоступенчатой системой перекрестных пищевых связей, роль рыб как потребителей в системе не представляется доминирующей. Потребление зоопланктона nekтоном (рыбами, кальмарами и др.), по крайней мере, на порядок меньше, чем хищным планктоном и на долю рыб приходится менее 10% продукции зоопланктона (Шунтов, 2001).

В настоящее время нет единого мнения об эффективности трансформации энергии между разными трофическими уровнями в экосистемах. Предположение о приблизительно 10%-ной эффективности передачи энергии между разными трофическими уровнями возникло давно (Slobodkin, 1960), но более поздние оценки этого коэффициента существенно ниже – от 1 до 5% (Pomeroy, 1979). Измеренные величины показателя трансформации энергии еще ниже. Например, в Перуанском апвеллинге в биомассу популяции анчоуса на максимуме его численности конвертируется от 2 до 3% первичной продукции, а при минимальной численности анчоуса этот показатель снижается на порядок – до 0.2-0.3% (Chavez et al., 1989). В биомассу промысловых рыб Охотского и Берингова морей конвертируется 0.2-0.3% первичной продукции этих морей, а в целом для Северной Пацифики продукция промысловых рыб, по-видимому, не превышает 0.5% первичной продукции. В то же время высокая сезонная продукция зоопланктона, формируемая мелкими копеподами, может оказывать определяющее влияние на выживаемость личинок и молоди пелагических

рыб в критические периоды жизненного цикла, обеспечивая появление высокочисленных поколений пополнения (Дулепова, 2002).

Таким образом, зависимость между динамикой зоопланктона как трофического звена между фитопланктоном (первичной продукцией) и рыбопродуктивностью остается неопределенной. Сам по себе высокий уровень первичной продукции не гарантирует высоких уровней развития зоопланктона и рыбопродуктивности. Флуктуации численности главных промысловых видов в зонах апвеллингов и продуктивных районах океана зависят от условий, формирующих высокочисленное пополнение. Периоды вспышек (или падения) численности массовых пелагических рыб соответствуют повторяемости благоприятных (или неблагоприятных) метеорологических и гидробиологических условий. Понятно, что самые высокие амплитуды колебаний рыбопродуктивности наблюдаются в наиболее продуктивных районах океана, где возможности реализации вспышек численности анчоусов, сардин и других пелагических рыб достаточно высоки.

Глава 6

Динамика численности анчоусов Тихоокеанского региона

6.1. Перуанский анчоус

Перуанский анчоус (*Engraulis ringens*) – самый высокочисленный и продуктивный вид Тихоокеанского региона; биомасса его популяции достигает 20 млн. т, а вылов 13 млн. т (рис. 6.1). Колебания уловов в первом приближении соответствуют изменениям биомассы популяции этого вида. Хотя в 1950-1960-х гг. развитие промысла несколько запаздывало относительно изменений биомассы, но в целом динамика вылова и биомассы анчоуса достаточно тесно коррелируют ($r = 0.79$).

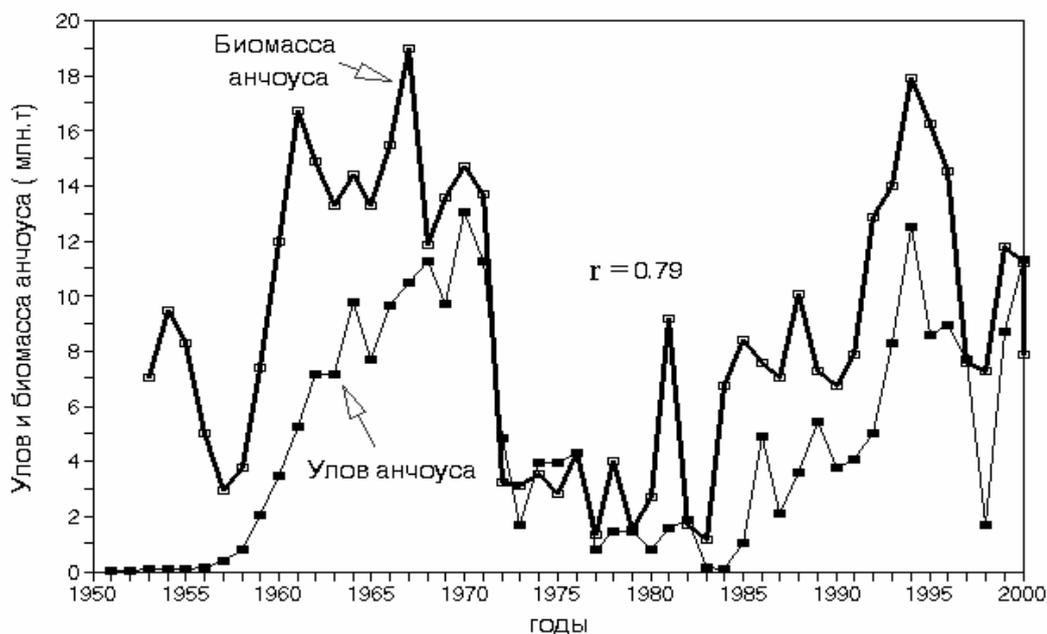


Рис. 6.1. Динамика биомассы и уловов перуанского анчоуса *Engraulis ringens* (биомасса за период 1953-1982 гг. – по Pauly et al., 1987; за период 1983-2001 гг. – по Ayon et al., 2004).

Fig.6.1. Dynamics of biomass (bold line) and commercial catch (black squares) of Peruvian anchovy. After data of Pauly et al., 1987; Ayon et al., 2004.

Популяция анчоуса испытывает катастрофические колебания численности под воздействием сильных Эль-Ниньо, повторяющихся с 8-12-летней периодичностью (рис. 6.2) (Mysak, 1986). Так, например, в результате сильного Эль-Ниньо 1956-1957 гг. биомасса популяции резко сократилась, но уже через 2 года она возросла до 12, а еще через год – до 17 млн. т. Следующее падение биомассы анчоуса (до 3 млн. т) произошло под воздействием сильного Эль-Ниньо 1971-1972 гг. Популяция начала восстанавливаться к 1980 г., достигнув биомассы более 9 млн. т. Сильнейшее в 20 веке Эль-Ниньо 1982-1983 гг. вызвало падение биомассы анчоуса до векового минимума 1 млн. т., а уловов до 0.1 млн. т. Однако уже через год биомасса возросла до 7, а через два до 8.5 млн. т. К 1994 г. биомасса анчоуса достигла 18 млн. т., но второе по силе вековое Эль-Ниньо 1997-1998 гг. вызвало падение биомассы до 7, а уловов до 1.7 млн. т. Уже через год биомасса восстановилась до 12, а уловы до 9 млн. т.

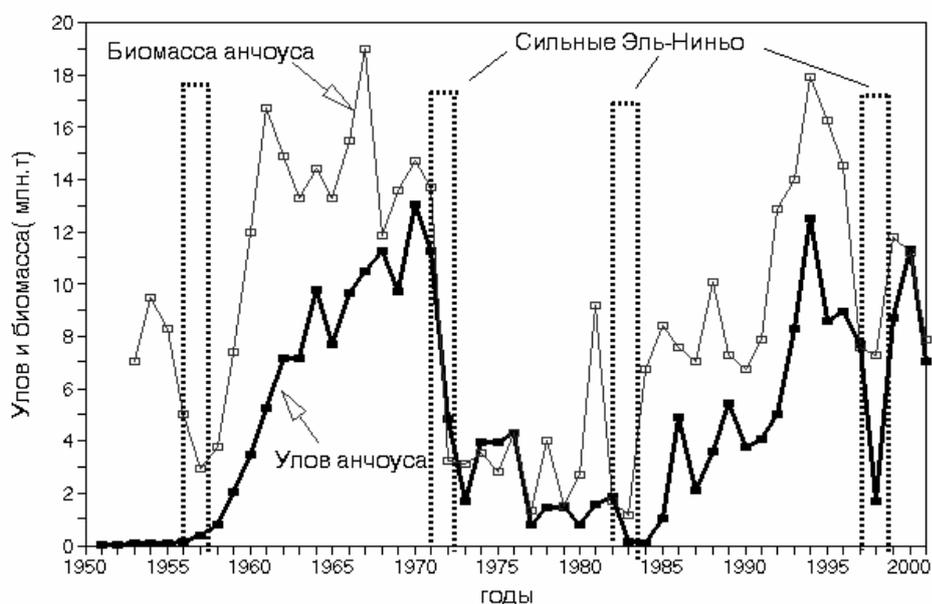


Рис. 6.2. Сопоставление динамики биомассы и уловов анчоуса *Engraulis ringens* с периодами сильных Эль-Ниньо в 1950-2000 гг.

Fig.6.2. Comparative dynamics of Peruvian anchovy biomass (white squares), anchovy catch (bold line) and strong El-Nino events (bars), 1950-2000.

Способность популяции анчоуса к восстановлению численности после сильных Эль-Ниньо удивительна. Это хорошо прослеживается в период 1955-1970 гг. и с середины 1990-х гг. Вместе с тем, в течение 20-летнего периода 1973-1992 гг. такая способность не проявлялась. Примечательно, что именно в этот период наблюдался быстрый рост популяции перуанской сардины (*Sardinops sagax*), биомасса которой к 1985 г. достигла максимального уровня, обеспечившего вылов 6.5 млн. т (рис. 6.3). Как видно из рис 6.2 и 6.3, сильные Эль-Ниньо практически не оказывают влияния на численность и уловы сардины.

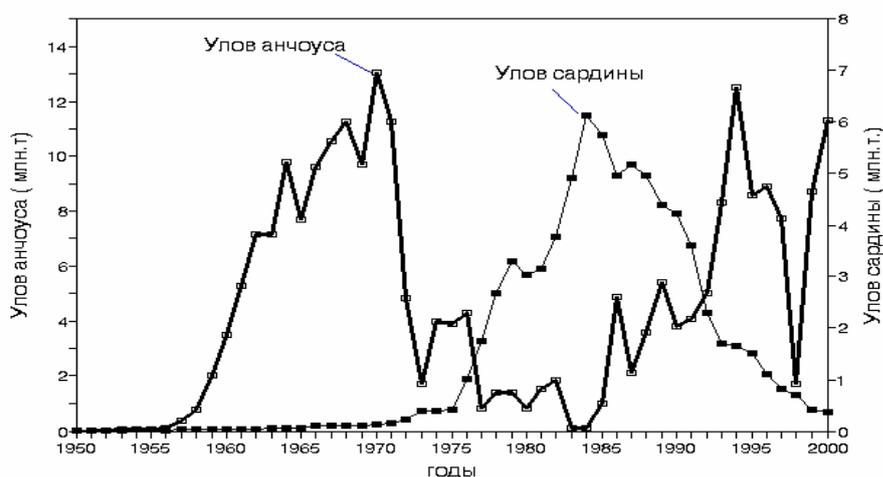


Рис. 6.3. Противофазная динамика уловов перуанского анчоуса *Engraulis ringens* и сардины *Sardinops sagax* в 1950-2000 гг.

Fig.6.3. Out of phase dynamics of Peruvian anchovy (bold line) and Peruvian sardine (black squares) commercial catch, 1950-2000.

Вызванные сильными Эль-Ниньо катастрофические снижения популяции анчоуса можно рассматривать как своеобразную модель нерегулируемого рыболовства, приводящего к резкому сокращению промыслового стада. Почти полное уничтожение популяции анчоуса под влиянием сильных Эль-Ниньо не приводит к необратимой потере промыслового стада — в климатически благоприятные периоды ее численность восстанавливается за время жизни одного поколения, обеспечивая подъем уловов до 7-10 млн. т.

Вопрос о вероятных причинах альтернативных колебаний численности анчоуса и сардины в зоне течения Гумбольдта рассматривается в одной из недавних публикаций (Alheit, Niqen, 2004). Как полагают авторы, основная причина, вызывающая перестройку экосистемы региона и смену доминирующего вида, это чередование так называемых «холодных» и «теплых» периодов, длящихся несколько десятилетий. Согласно этим представлениям, в холодный период возрастает биомасса относительно крупных копепод и эуфаузиид – кормовых объектов анчоуса, что приводит к росту его популяции. В теплый период, напротив, увеличивается биомасса мелких форм зоопланктона, составляющих основу кормовой базы сардины, что создает предпосылки для роста её популяции. К сожалению, представления о ведущей роли изменений структуры планктонного сообщества в чередовании популяций анчоуса и сардины базируются на довольно коротких временных рядах.

Предполагают также, что в периоды похолоданий основные потребители анчоуса (ставрида и скумбрия) мигрируют в более теплые части региона, что снижает пресс на популяцию анчоуса. Эта точка зрения не вполне убедительна, поскольку даже катастрофические последствия сильных Эль-Ниньо не оказывают сколько-нибудь длительного воздействия на размножение анчоуса.

Существует версия о непосредственном негативном действии повышения температуры на воспроизводство анчоуса (Muck, 1989), но автор не рассматривает этот механизм в качестве основной причины долгопериодных флуктуаций популяции анчоуса.

К сожалению, ясных представлений о механизме долгопериодных альтернативных колебаний численности сардины и анчоуса в этом наиболее продуктивном регионе мирового океана до сих пор не сложилось. В качестве главного фактора, вызывающего перестройку экосистемы и смену доминирующих промысловых видов, пока рассматриваются долгопериодные чередования температуры океана в зоне течения Гумбольдта (Yanez et al.,

2001; Alheit, Niquen, 2004). Продолжительность холодных и теплых климатических эпох составляет несколько десятилетий. На этом фоне сильные Эль-Ниньо, повторяющиеся через 8-12 лет, могут оказывать только кратковременное влияние на динамику популяции анчоуса, хотя искажают общую картину ее долгопериодных флуктуаций.

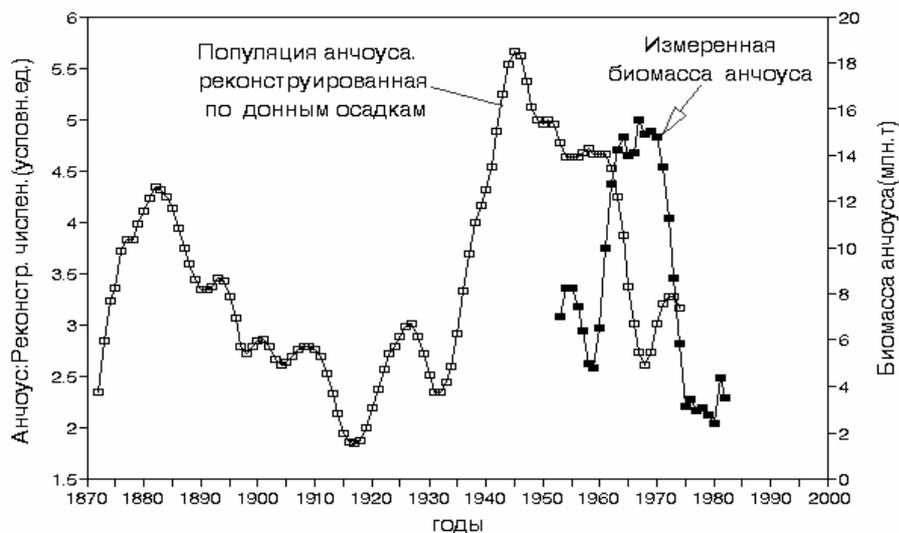


Рис. 6.4. Сравнение динамики измеренной биомассы перуанского анчоуса *Engraulis ringens* и его численности, реконструированной по анализу донных осадков (4-летнее сглаживание).

Fig.6.4. Comparative dynamics of Peruvian anchovy biomass by measurements (black squares) and anchovy population reconstructed by sediments core analysis (white squares 4-year smoothing)

Ряды измерений биомассы анчоуса и статистики промысла относительно коротки (всего 50 лет), что затрудняет анализ долгопериодных флуктуаций его численности. Результаты реконструкции численности анчоуса по анализу чешуи в колонках донных осадков Перуанского апвеллинга за последние 100 лет (Baumgartner et al., 1999, цит. по Schwartzlose et al., 1999) позволяют несколько прояснить этот вопрос. На кривой реконструированной численности популяции анчоуса (рис. 6.4) не заметно резких колебаний под действием сильных Эль-Ниньо. Период между максимумами численности анчоуса на реконструированной кривой

составляет около 65 лет, что соответствует средней периодичности флуктуаций Глобальной dT, тихоокеанских климатических индексов PDO и ALPI, а также доминирующей 60-70-летней периодичности флуктуаций биомассы анчоуса и сардины Калифорнийского апвеллинга за последние 1700 лет (Baumgartner et al., 1992).

На рис. 6.4 можно видеть расхождения между фактически наблюдаемыми и реконструированными данными. Так, на реконструированной кривой максимум численности популяции приходится на 1940-1950-е гг., тогда как по данным измерений и промысла, пик биомассы анчоуса приходился на середину 1960-х гг. Эти расхождения, скорее всего, связаны с трудностями точной датировки возраста осадков, а также с тем, что в донных осадках Перуанского апвеллинга отсутствует облегчающая датировку слоистость, характерная для осадков Калифорнийского апвеллинга, (Baumgartner et al., 1999, цит. по Schwartzlose et al., 1999).

В то же время, динамика биомассы популяции анчоуса, полученная на основе данных прямых акустических измерений (Johannesson, Vilchez, 1980), а также метода виртуальных популяций (VPA), демонстрирует максимум около 1965 г. (Pauly et al., 1987; Ayon et al., 2004). Представляется оправданным совмещение двух кривых (измеренной и реконструированной), используя кривую измеренной биомассы как фактически наблюдаемую.

Для совмещения измеренной и реконструированной кривых, последнюю необходимо сдвинуть приблизительно на 15 лет вперед (рис. 6.5).

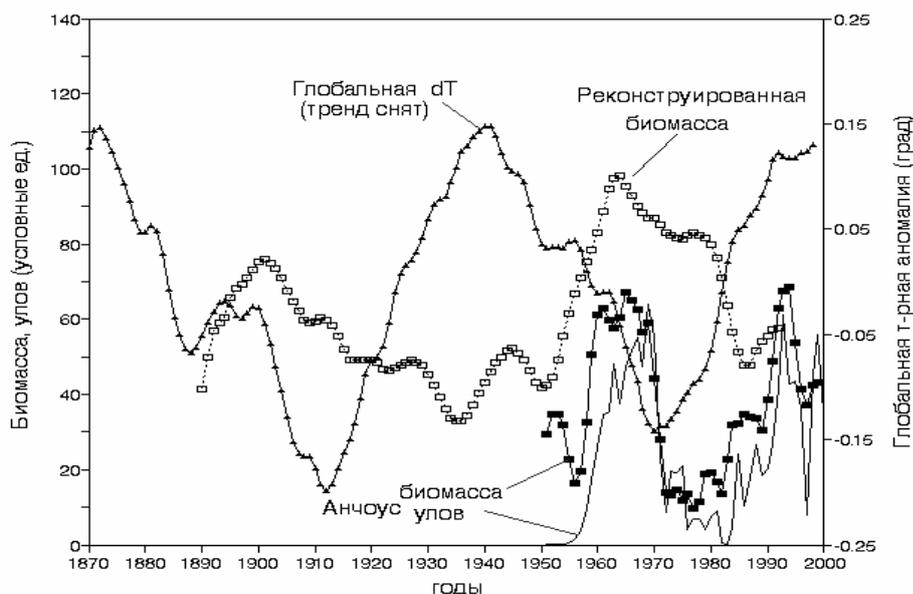


Рис. 6.5. Сравнение хода кривых: реконструированной численности анчоуса *Engraulis ringens* (сдвинута вперед на 15 лет), фактической биомассы его популяции и флуктуаций Глобальной dT со снятым трендом (4-летнее сглаживание).

Fig.6.5. Comparison of trends: reconstructed population of Peruvian anchovy, (white squares) its biomass (black squares) and catch (thin line) and detrended Global dT (triangles). Curve of reconstructed anchovy population shifted in time by 15 years ahead (right). Explanation is in the text.

На рис 6.5 приведена кривая Глобальной dT со снятым трендом, показывающая чередование приблизительно 30-летних теплых и холодных периодов. Можно видеть, что периоды подъема биомассы перуанского анчоуса, по измерениям и данным реконструкции, соответствуют периодам похолоданий 1890-1920-х и 1950-1970-х гг. При этом максимумы биомассы анчоуса ближе не к середине, а к начальной фазе периода похолодания, когда происходит снижение Глобальной dT. Как показано в Главе 1, периоды похолоданий соответствуют периодам доминирования меридиональной атмосферной циркуляции (меридиональной АСИ)(рис. 6.6).

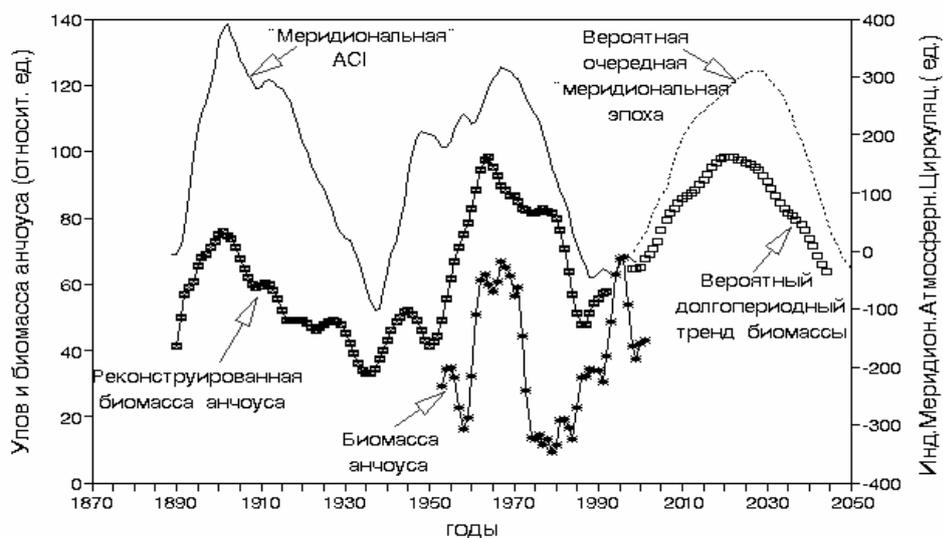


Рис. 6.6. Динамика реконструированной биомассы анчоуса *Engraulis ringens* (сдвинута вперед на 15 лет), хода индекса меридиональной ACI, фактической биомассы анчоуса и прогностического тренда его популяции до 2030-2040 гг. (4-летнее сглаживание).

Fig.6.6. Dynamics of reconstructed biomass of Peruvian anchovy (crossed squares), shifted in time by 15 years ahead (right), meridional ACI (thin line) and measured Peruvian anchovy biomass (asterisks). Probable trends of anchovy population (white squares) and ACI (dotted line) for period 2030-2040s.

Как можно видеть из рис. 6.6, максимумы измеренной и сдвинутой на 15 лет вперед реконструированной биомассы популяции анчоуса хорошо согласуются с периодами доминирования меридиональной ACI. Это указывает на соответствие долгопериодных флуктуаций биомассы анчоуса приблизительно 60-летней цикличности Глобальной dT и ACI, хотя приходится принимать во внимание региональные особенности динамики анчоуса и влияние сильных Эль-Ниньо. Несмотря на эти особенности, долгопериодные изменения популяции анчоуса могут быть аппроксимированы на будущее, исходя из данных о циклическом чередовании 25-30-летних климатических эпох (см. Главу 1). Согласно ходу прогностического тренда (рис. 6.6), численность перуанского анчоуса будет возрастать до начала 2020-х гг., после чего начнет снижаться.

Прогностический тренд характеризует лишь общее направление изменений численности анчоуса, периодически нарушаемое сильными Эль-Ниньо.

6.2. Сравнительная динамика уловов анчоусов Тихоокеанского региона

В тихоокеанском регионе обитают еще два вида анчоусов – японский (*Engraulis japonicus*) и калифорнийский (*E. mordax*). Уловы первого в максимуме достигают 2 млн. т, а второго 0.7 млн. т. Это существенно ниже максимальных уловов перуанского анчоуса, но позволяет рассмотреть связь флуктуаций их численности с динамикой климатических индексов.

Статистика уловов японского анчоуса превышает 80 лет. В течение последних 15 лет добыча этого вида резко выросла за счет увеличения мощности рыболовного флота Южной Кореи и Китая. Только за период с 1990 по 1998 г. уловы Ю. Кореи возросли в 6, а Китая в 25 раз и общий улов японского анчоуса достиг 2 млн. т. В отличие от этих стран, японский промысел анчоуса с 1950-х гг. оставался на более или менее стабильном уровне (с колебаниями в пределах 10-15%) и базировался на относительно постоянном числе судов и мощности рыболовного флота (Корельский, 1996). Можно полагать, что динамика уловов анчоуса Японией лучше отражает долгопериодные изменения его численности, нежели общий улов этого вида (Schwartzlose et al.1999).

Долгопериодная динамика уловов японского анчоуса в сравнении с уловами сардины-иваси представлена на рис. 6.7, из которого видно, что объемы вылова анчоуса изменяются практически в противофазе флуктуациям уловов сардины-иваси.



Рис. 6.7. Динамика уловов японского анчоуса *Engraulis japonicus* (по уловам Японии) и сардины-иваси *Sardinops melanostictus* в 1905-2000 гг.

Fig.6.7. Japanese anchovy catch by Japanese fishery fleet (black squares), as compared with Japanese sardine catch (white squares), 1905- 2000

При сравнении динамики уловов трех популяций анчоуса тихоокеанского региона (рис. 6.8) видно, что максимум уловов японского анчоуса приходится на 1960-е гг., а минимум – на середину 1980-х гг., практически совпадая с динамикой уловов перуанского анчоуса. В отличие от этого, ход уловов калифорнийского анчоуса почти противофазен изменениям уловов как японского, так и перуанского анчоуса. Увеличение численности калифорнийского анчоуса началось в период похолодания 1960-х гг., но максимум уловов достигнут только к 1980 г., после чего его численность резко упала. В это время численность альтернативного вида – сардины, в океанической зоне Калифорнийского течения почти не возросла, но начала возрастать во внутренних водах Калифорнийского залива, где достигла максимума в 1990-х гг. Причины этих особенностей динамики популяций калифорнийского анчоуса и сардины пока не нашли объяснения, но обсуждаются в литературе (Schwartzlose et al., 1999).



Рис. 6.8. Динамика уловов перуанского *Engraulis ringens*, японского *E. japonicus* и калифорнийского *E. mordax* анчоусов в 1950-2000 гг. (3-летнее сглаживание).

Fig.6.8. Catch dynamics of Peruvian (bold line) , Japanese (black squares) and Californian (triangles) anchovy, (3-year smoothing) 1950- 2000

Динамика уловов японского анчоуса тесно коррелирует с изменениями уловов тихоокеанского кальмара (*Todarodes pacificus*) (см. Главу 5, рис. 5.21).

Тихоокеанский кальмар – наиболее продуктивный в регионе вид (максимальный улов около 0.7 млн. т), по продолжительности жизни (около 2 лет) сходный с анчоусом. Колебания уловов анчоуса и кальмара практически идентичны ($r = 0.82$). Как полагают (Kang et al., 2002), увеличение численности популяции кальмара – следствие роста биомассы главных пищевых объектов анчоуса и кальмара: эуфаузиид и амфипод.

Следует отметить, что динамика суммарного улова японского анчоуса и тихоокеанского кальмара противофазна ходу индекса Тихоокеанского Декадного Колебания (PDO), характеризующего изменения средней температуры поверхности океана (рис. 6.9). Это подтверждает представления о том, что периоды синхронного увеличения численности перуанского и японского анчоусов, а также тихоокеанского кальмара соответствуют климатическим периодам похолодания, тогда как снижение численности этих видов происходит в периоды потепления.

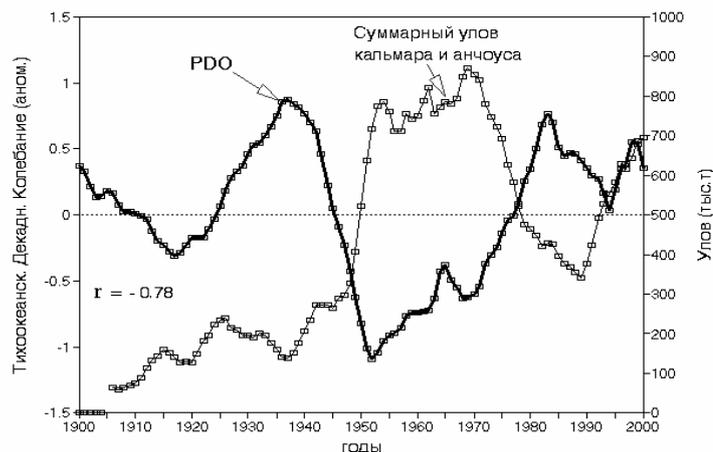


Рис. 6.9. Динамика индекса Тихоокеанского декадного колебания (PDO) (13-летнее сглаживание) и суммарного улова тихоокеанского кальмара *Todarodes pacificus* и японского анчоуса *Engraulis japonicus* (5-летнее сглаживание).

Fig.6.9. Out of phase dynamics of Pacific Decadal Oscillation (PDO, 13 – year smoothing), (bold line) and aggregated commercial catch of Pacific squid and Japanese anchovy (white squares), (5-year smoothing)

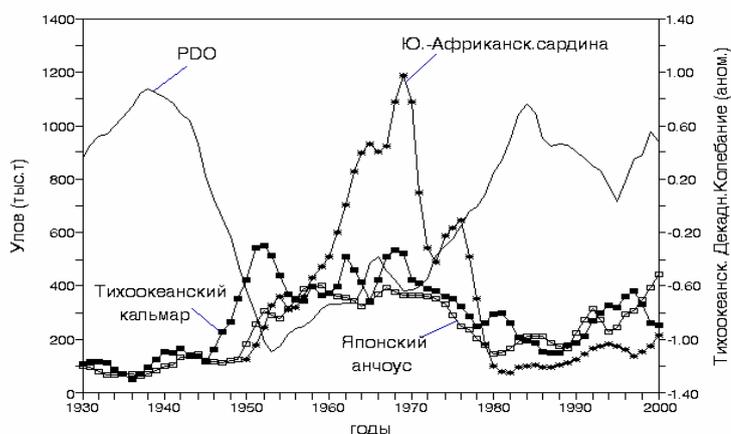


Рис. 6.10. Динамика Тихоокеанского декадного колебания (PDO) и уловов японского анчоуса *Engraulis japonicus*, тихоокеанского кальмара *Todarodes pacificus* и южно-африканской сардины *Sardinops ocellata* в 1930-2000 гг.

Fig.6.10. Dynamics of Pacific Decadal Oscillation (PDO, thin line, 13 – year smoothing), Japanese anchovy (white squares), Pacific squid (black squares) and South-African sardine (asterisks) commercial catches, 1930-2000

В Бенгуэльском апвеллинге, в отличие от северной Пацифики, вспышки численности южно-африканского анчоуса (*Engraulis capensis*) наблюдаются в периоды потепления, а южно-африканской сардины

(*Sardinops ocellata*) – в периоды похолодания. Как видно из рис. 6.10, изменения уловов японского анчоуса тихоокеанского кальмара, а также южно-африканской сардины противофазны ходу климатического индекса PDO, характеризующего долгопериодные флуктуации средней температуры поверхности северной Пацифики.

На рис. 6.11. представлена динамика глобальных и региональных климатических индексов и флуктуаций уловов перуанского и японского анчоусов и тихоокеанского кальмара. Уловы этих видов изменяются практически противофазно ходу Глобальной dT, индекса PDO и индекса ALPI; увеличение объема вылова наблюдается в периоды похолодания, а снижение – в периоды потепления. Тем не менее, в этой закономерности имеются отклонения. Как видно на рис. 6.11, численность всех трех рассматриваемых видов снижается в период подъема температуры 1980-х гг., но увеличивается в 1990-х гг., когда рост Глобальной dT хотя и замедляется, но ее снижения еще не происходит. Казалось бы, этот факт противоречит выявленной реакции этих видов на изменения температурных условий, однако динамика собственно тихоокеанских климатических индексов, в первую очередь PDO, а также ALPI имеет характерные отличия от динамики Глобальной dT. Если Глобальная dT постепенно возрастает с середины 1970-х до 2000-х гг., то рост PDO к середине 1980-х гг. сменяется его 10-летним понижением. Тихоокеанские климатические индексы точнее отражают региональные климатические изменения, нежели Глобальная dT, и относительно ранний подъем уловов анчоусов и кальмара с середины 1980-х гг. может быть связан с реакцией популяций на снижение температуры в период тихоокеанского регионального похолодания конца 1980-х – начала 1990-х гг.

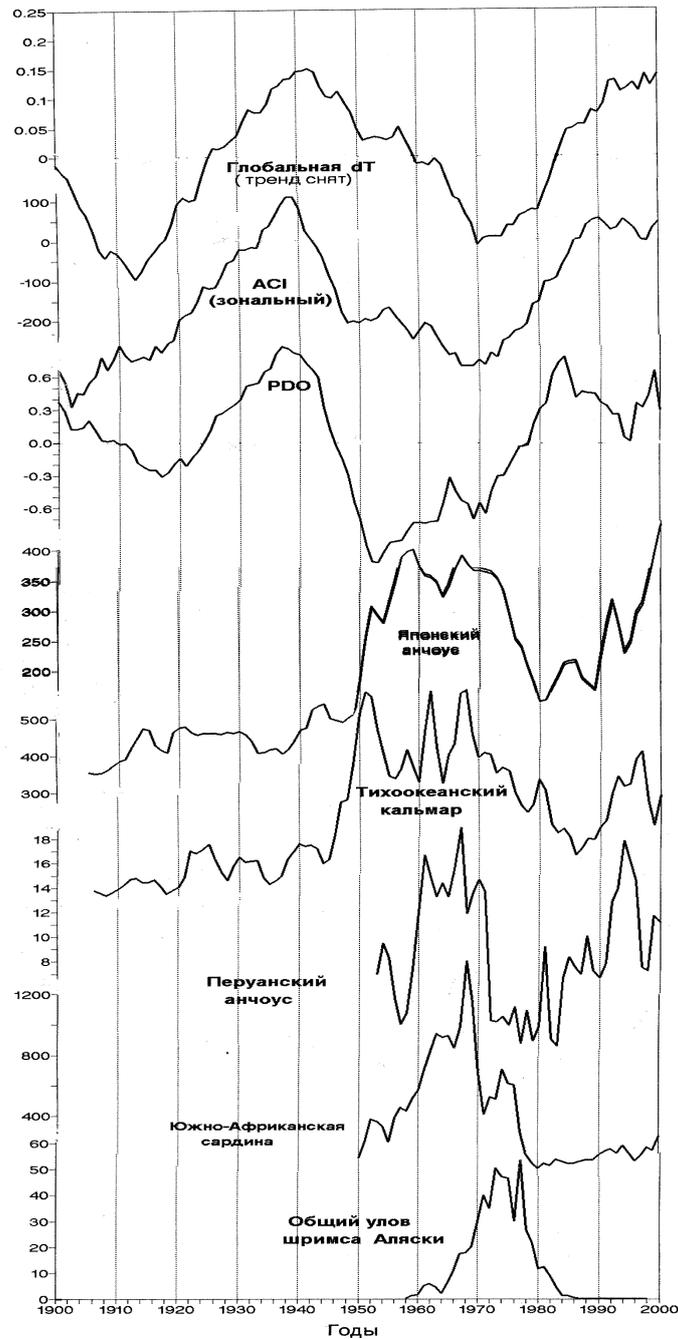


Рис. 6.11. Динамика климатических индексов и уловов тихоокеанского кальмара *Todarodes pacificus*, перуанского *Engraulis ringens* и японского *Engraulis japonicus* анчоусов в тихоокеанском регионе. PDO – индекс Тихоокеанского декадного колебания, ALPI – индекс Алеутского минимума атмосферного давления, ACI – индекс зональной Атмосферной циркуляции, Арктическая dT – Арктическая температурная аномалия (13-летнее скользящее осреднение).

Fig.6.11. Dynamics of climatic indices and commercial catches of Pacific squid, Peruvian anchovy, Japanese anchovy, South –African Sardine and total Alaska Shrimps in Pacific region. Symbols: PDO—Pacific Decadal Oscillation; ALPI- Aleutan Low Pressure Index; ACI—Atmospheric Circulation Index; Arctic dT—Arctic anomaly. (13- year smoothing)

Глава 7

Моделирование

7.1. Обоснование стохастической модели флуктуаций климата

Анализ климатических временных рядов, проведенный в предыдущей главе, выявил следующее:

- ✓ за последние полторы тысячи лет флуктуации климата демонстрируют хорошо выраженную 50-70-летнюю цикличность.
- ✓ интенсивность (повторяемость) этой цикличности нарастала в течение последних 1000 лет и сейчас находится на максимальном уровне, который сохранится, по меньшей мере на ближайшие 100 лет.
- ✓ ряды инструментальных измерений Глобальной dT, Арктической dT и индекса Атмосферной Циркуляции (ACI) также демонстрируют приблизительно 60-летнюю цикличность.

На основе полученных представлений о периодичности флуктуаций климата и биоты ниже рассматривается стохастическая модель циклических климатических флуктуаций, позволяющая прогнозировать ход изменений климата на несколько ближайших десятилетий.

Известно, что проблема прогноза будущих значений временного ряда по его поведению в прошлом является одной из самых сложных в прикладной статистике. Классический подход состоит в использовании корреляций (линейной статистической зависимости) соседних значений сигнала и построении прогноза на один или более шагов вперед по времени в виде суммы определенного числа прошлых значений, взятых с весовыми коэффициентами – это и есть линейная модель авторегрессии. Значения весовых коэффициентов (коэффициентов авторегрессии) определяются путем минимизации суммы квадратов ошибок пробных прогнозов в прошлом. Методической основой для прогноза вперед является гипотеза о стационарности сигнала, то есть о том, что те значения корреляций между соседними значениями ряда, которые были в прошлом, останутся

неизменными и в будущем. При выполнении этой гипотезы статистический прогноз на один шаг вперед, использующий корреляцию с прошлыми значениями, значительно снижает стандартное отклонение по сравнению с любыми другими вариантами прогноза и, фактически, является оптимальным.

Однако при прогнозировании не на один, а на несколько шагов вперед дисперсия прогноза в силу классических линейных моделей начинает быстро расти и через несколько шагов вперед выходит на асимптотический предел – значение полной дисперсии прогнозируемого процесса. Последнее означает, что авторегрессионный прогноз вырождается в тривиальный, когда в качестве прогноза выдается просто средний показатель сигнала, вычисленный по прошлым значениям.

Кроме того, фактором, осложняющим применение классического прогноза, часто является доминирование низких частот в вариациях сигнала, что эквивалентно нарушению гипотезы о стационарности. Одним из стандартных приемов, увеличивающих стационарность, является переход от исходных рядов к рядам в приращениях. Но такой переход подменяет задачу прогноза значений исходного ряда задачей прогноза ее приращений и увеличивает шум.

Более эффективным решением, увеличивающим как стационарность, так и «дальнобойность» прогноза, является построение параметрического тренда временного ряда. Если это удастся сделать, то прогноз на несколько шагов вперед сводится к простой экстраполяции значений трендовой функции на будущий интервал времени заданной длины. В этом случае роль классического линейного прогноза сводится к небольшому уточнению трендового прогноза для нескольких шагов вперед от текущей временной точки за счет использования корреляций отклонений сигнала от тренда.

К сожалению, построить эффективный тренд, зависящий от небольшого числа оцениваемых параметров, в общем случае нельзя. Но для климатических временных рядов, в силу существования у них сильных гармонических составляющих, это возможно и, следовательно, возможен «дальний» прогноз за счет использования циклического тренда с заданным периодом. При таком прогнозе ключевым фактором, определяющим его эффективность, является правильное определение периода главного

циклического тренда (после чего определение амплитуды и фазы гармоник является чисто технической проблемой). Следует подчеркнуть, что при анализе реальных данных мы отказались от модели, содержащей несколько гармоник (хотя модель описана для общего случая нескольких гармоник), и оставили лишь одну – главное колебание. Это сделано из соображений увеличения статистической значимости прогноза, для чего необходимо в модель вводить минимум параметров, лишь самое необходимое их число.

Как уже было написано выше, определение периода циклического тренда является главной проблемой построения прогноза. Эта проблема ниже решается одним из двух способов, выбор которых зависит от длины анализируемых рядов. Если ряд «условно длинный», то период определяется из максимума (пикового значения) оценки его спектра мощности. Если же ряд «короткий», то оценка спектра мощности является малосостоятельной и тогда доминирующий период ищется непосредственно, как такой период циклического тренда, который, после его наилучшей подгонки к анализируемому ряду, обеспечивает минимум дисперсии остатка. В значительной степени оба подхода эквивалентны, но использование графика спектра мощности, если это возможно, предпочтительнее, так как дает возможность визуально сравнить конкурирующие варианты других значений доминирующего периода. Ниже более подробно осуждаются оба варианта.

После того, как определен период циклического тренда (см. Главу 1), необходимо решить задачу идентификации остальных параметров модели. Это возможно сделать методом наименьших квадратов, однако применяли его робастный вариант (детально изложенный ниже), устойчивый к возможным большим отклонениям от циклического тренда в данных.

Для построения модели флуктуаций климата использовали «длинные реконструированные» временные ряды и короткие «инструментально измеренные» ряды (детали временных рядов см. в Главе 1):

- ряды зимних (среднегодовых) значений температуры, реконструированные по гренландским ледовым кернам за 1420 лет (552–1975 гг.);
- ряды летних значений температуры, реконструированные по кольцам роста арктической сосны за 1400 лет (500–1990 гг.);

- ряды зимних (среднегодовых) значений температуры, реконструированные по кольцам роста калифорнийской сосны за 1480 лет (500–1980 гг.), а также полный временной ряд за 7979 лет (6000 до н.э. –1979 гг.);
- ряды реконструированных флуктуаций численности сардины и анчоуса в зоне Калифорнийского течения за 1450 лет (500–1950 гг.); ряды агрегированы по 10-летиям, всего 145 отсчетов;
- ряд инструментально измеренной среднегодовой температуры за 140 лет (1861–2000 гг.);
- ряд измерений индекса Атмосферной Циркуляции (ACI) за 110 лет (1991–2000 гг.).

Спектральный анализ всех этих временных рядов дает период доминирующего колебания в пределах 50-70 лет для последних 1000 лет эволюции климата. Следует подчеркнуть, что ряд зимней температуры, реконструированный по гренландским ледовым кернам, нам представляется наиболее надежным источником информации.

Ниже идет формальное описание всех деталей численного построения прогностической модели на основе использования циклического тренда и авторегрессионной аппроксимации отклонений сигнала от тренда.

7.2. Описание формальной модели цикличности климатических флуктуаций

Основным свойством рассматриваемых временных рядов является их сильная цикличность. Представим временной ряд $x(t)$, $t = t_0, \dots, t_0 + N - 1$, в виде следующей суммы:

$$x(t) = \xi(t) + F(t), \quad (1)$$

где t_0 – год начала временного ряда,

$x(t)$ – объем улова в год t ,

$F(t)$ – детерминированный тренд,

$\xi(t)$ – стохастическая компонента.

Представим детерминированную компоненту вариаций $F(t)$ как циклический тренд с m заданными периодами $T_i, i = 1, \dots, m$ (Андерсон 1976; Кашьяп, Рао, 1983):

$$F(t) = \sum_{i=1}^m (B_i \sin(\theta_i(t)) + D_i \cos(\theta_i(t))) + G, \quad (2)$$

где $\theta_i(t) = 2\pi(t - t_0)/T_i$,

B_i, D_i – неизвестные амплитуды,

G – неизвестная постоянная статического смещения.

Формула (2) может быть представлена в следующем виде:

$$F(t) = \sum_{i=1}^m A_i \cos(\theta_i(t) - \varphi_i) + G, \quad (3)$$

где $A_i^2 = B_i^2 + D_i^2$,

$\operatorname{tg}(\varphi_i) = B_i/D_i$.

Стохастическую часть $\xi(t)$ представим моделью авторегрессии (Бокс, Дженкинс, 1974) заданного порядка p (или AR(p)-моделью):

$$\xi(t) = -\sum_{k=1}^p a_k x(t-k) + \varepsilon(t), \quad (4)$$

где p – порядок авторегрессии,

a_k – неизвестные авторегрессионные параметры,

$\varepsilon(t)$ – остаточный сигнал, относительно которого будем предполагать, что он является гауссовым белым шумом с нулевым средним и неизвестной дисперсией s^2 .

Комбинируя формулы (1) и (4), получим общую запись модели:

$$x(t) = -\sum_{k=1}^p a_k x(t-k) + \sum_{i=1}^m (B_i \sin(\theta_i(t)) + D_i \cos(\theta_i(t))) + G + \varepsilon(t) \quad (5)$$

Таким образом, неизвестными параметрами модели (5) значения которых необходимо определить из данных, являются: p авторегрессионных параметров a_k , $2m$ амплитуд гармоник B_i и D_i , постоянная статического

смещения G и дисперсия s^2 остаточного сигнала $\varepsilon(t)$. Определим значения этих параметров из метода максимума правдоподобия (Кашьяп, Рао, 1983), который для случая гауссового шума $\varepsilon(t)$ совпадает с методом наименьших квадратов. Обозначим через $Y(t)$ следующий $(p + 2m + 1)$ -мерный вектор-столбец:

$$Y(t) = (-x(t-1), \dots, -x(t-p), \sin(\theta_1(t)), \cos(\theta_1(t)), \dots, \sin(\theta_m(t)), \cos(\theta_m(t)), 1)^T, \quad (6)$$

где верхний индекс “ T ” означает операцию транспонирования вектора, а через c - вектор-столбец параметров той же размерности:

$$c = (a_1, \dots, a_p, B_1, D_1, \dots, B_m, D_m, G)^T \quad (7)$$

Тогда модель (5) может быть переписана в следующей компактной форме:

$$x(t) = c^T \cdot Y(t) + \varepsilon(t) \quad (8)$$

Вектор параметров c может быть определен из минимизации суммы квадратов:

$$\sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} \varepsilon^2(t) = \sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} (x(t) - c^T \cdot Y(t))^2 \rightarrow \min_c \quad (9)$$

Решение задачи (9) может быть легко найдено:

$$c = A_0^{-1} \cdot R_0, \quad (10)$$

где матрица $A_0 = \sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} Y(t) \cdot Y^T(t)$,

вектор $R_0 = \sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} x(t)Y(t)$

$$\text{оценка дисперсии сигнала } \varepsilon(t): s^2 = \frac{\sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} \varepsilon^2(t)}{(N-p)} \quad (11)$$

Оценки согласно формулам (10) и (11) являются оценками метода наименьших квадратов. Известно, что оценки метода наименьших квадратов весьма чувствительны к наличию выбросов в данных. Очень малый процент таких выбросов (часто даже всего один) приводит к сильному смещению

оценок от их «истинных» значений. Это – известная проблема робастности методов оценивания (Хьюбер, 1984). Одним из путей увеличения робастности оценок является использование метода максимума правдоподобия, в предположении, что остаточный сигнал $\varepsilon(t)$ распределен не по гауссовому закону, а согласно комбинированной плотности распределения, которая при малых ε совпадает с нормальным законом, а при больших – с распределением Лапласа. Это распределение имеет плотность (Хьюбер, 1984):

$$p(\varepsilon) = \frac{\beta}{s} \cdot \exp\left(-\frac{\varepsilon^2}{2s^2}\right) \text{ при } |\varepsilon| \leq s \cdot a \quad (12a)$$

$$p(\varepsilon) = \frac{\beta}{s} \cdot \exp\left(-\frac{a}{s} \cdot \left(|\varepsilon| - \frac{as}{2}\right)\right) \text{ при } |\varepsilon| > s \cdot a, \quad (12b)$$

где a – так называемый параметр робастности, обычно принимающий значения 1-3 (мы использовали $a = 2$),

s – параметр масштаба (аналогичен стандартному отклонению в гауссовском законе),

β – нормировочная постоянная:

$$\beta = \beta(a) = 1 / (2(\exp(-a^2/2) / a + \int_0^a \exp(-z^2/2) dz)) \quad (12c)$$

Метод максимального правдоподобия для случая (12) приводит к следующей задаче максимизации (с точностью до аддитивной константы, зависящей лишь от параметра a):

$$J(c, s) = \sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} \ln(p(\varepsilon(t))) = -(N-p) \cdot \ln(s) - \frac{1}{2s^2} \sum_{|\varepsilon(t)| \leq sa} \varepsilon^2(t) - \frac{a}{s} \sum_{|\varepsilon(t)| > sa} |\varepsilon(t)| \rightarrow \max_{c, s} \quad (13)$$

Решение задачи (13) может быть получено численно, путем комбинации обобщенного метода Ньютона для поиска вектора c и метода простой итерации для поиска параметра s :

$$c^{(j+1)} = c^{(j)} + A^{-1}(c^{(j)}, s^{(j)}) \cdot R(c^{(j)}, s^{(j)}), s^{(j+1)} = \chi^{-1}(c^{(j)}, s^{(j)}), \quad (14)$$

где $j = 0, 1, \dots$ – индекс итераций. Матрица $A(c, s)$ и вектор $R(c, s)$ вычисляются согласно следующим формулам:

$$A(c, s) = \sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} F''(\varepsilon(t), s) \cdot Y(t) \cdot Y^T(t), \quad R(c, s) = \sum_{t=t_0+p}^{t_0+N-1} F'(\varepsilon(t), s) \cdot Y(t), \quad (15)$$

$$\text{где } F'(\varepsilon, s) = \begin{cases} \varepsilon, & \text{при } |\varepsilon| \leq a \\ sa \cdot \text{sign}(\varepsilon), & \text{при } |\varepsilon| > as \end{cases} \quad F''(\varepsilon, s) = \begin{cases} 1, & \text{при } |\varepsilon| \leq a \\ 0, & \text{при } |\varepsilon| > as \end{cases}$$

(16)

Функция $\chi(c, s)$ определена согласно формуле:

$$\chi(c, s) = \frac{\sqrt{\gamma^2 + 4\alpha} - \gamma}{2\alpha}, \quad (17)$$

$$\text{где } \alpha = \frac{\sum_{|\varepsilon| \leq as} \varepsilon^2(t)}{(N-p)}, \quad \gamma = \frac{a \cdot \sum_{|\varepsilon| > as} |\varepsilon(t)|}{(N-p)}, \quad \varepsilon = x(t) - c^T \cdot Y(t) \quad (18)$$

Вывод формул (17) основан на следующих соображениях. Если мы рассмотрим зависимость величины (13) от параметра s , то нетрудно заметить, что основная часть этой зависимости обусловлена наличием множителей $1/(2s^2)$ и a/s . Если δs - малая вариация s , то соответствующие ей вариации сумм:

$$\sum_{|\varepsilon(t)| \leq sa} \varepsilon^2(t) \quad \text{и} \quad \sum_{|\varepsilon(t)| > sa} |\varepsilon(t)|, \quad (19)$$

умноженные на $1/(2s^2)$ и a/s , много меньше (и могут быть вовсе равными нулю для малых δs), чем вариации самих множителей $1/(2s^2)$ и a/s , умноженные на соответствующие суммы из (19). Поэтому, если мы хотим оценить вариацию $J(c, s)$, вызванную δs , мы можем положить величины (19) приблизительно постоянными и, таким образом, получить формулу:

$$\delta J(c, s) \approx -\frac{(N-p)}{s} \cdot \left(1 - \frac{\alpha}{s^2} - \frac{\gamma}{s} \right) \cdot \delta s \quad (20)$$

Из условия $\delta J(c, s) = 0$ следует квадратное уравнение относительно неизвестной величины $r = 1/s$: $\alpha \cdot r^2 + \gamma r - 1 = 0$, которое имеет единственный положительный корень $r = \chi = (\sqrt{\gamma^2 + 4\alpha} - \gamma)/(2\alpha) = 1/s$. Теперь вспомним, что в действительности величины α и γ зависят от s и рассмотрим последнее уравнение как итерационную процедуру для уточнения значения параметра s

(2-ое уравнение в (14)). Кстати, если положить параметр робастности α достаточно большим, то $\gamma = 0$ и согласно формуле (20) $s = \sqrt{\alpha}$, что совпадает с (11).

Итерационная процедура стартует с начального приближения согласно методу наименьших квадратов (10), (11) и сходится очень быстро – за 5-10 итераций.

Значения порядка авторегрессии p , числа гармоник m и их периодов T_i должны быть заданы до идентификации параметров модели (5). Порядок авторегрессии p всюду ниже полагался равным 2 как минимальное значение, позволяющее отразить все многообразие случайных колебаний (Бокс, Дженкинс, 1974). Что же касается выбора значений m и периодов T_i , были использованы два подхода (изложены последовательно ниже).

Здесь следует подчеркнуть, что изложенная методика прогноза может быть использована для любого климатического временного ряда, обладающего ярко выраженными монохроматическими компонентами, в частности, для временных рядов объема улова основных океанических промысловых рыб. Периоды доминирующей гармоники могут быть взяты либо непосредственно из самого прогнозируемого ряда (первый подход,1.), либо из спектрального и спектрально-временного анализа других длинных климатических временных рядов (второй подход,2.).

1. Согласно первому подходу число гармоник и их периоды определяются непосредственно из временных рядов. Условно разделим анализируемые временные ряды на «длинные» и «короткие». Если ряд содержит не меньше чем 64 отсчета, то он считается длинным, в противном случае – коротким. При таком разграничении практически все ряды статистики уловов рыб попадают в категорию коротких. Длинные временные ряды, на основании которых можно строить модель – это ряды климатических данных представленные в Главе 2.

Для длинных временных рядов число гармоник m и значения их периодов T_i определяли из оценок спектров мощностей соответствующих рядов. Значение m изменялось от 1 до 6 и обычно было равно 3-4. Значения периодов T_i брали как периоды, соответствующие пиковым уровням оценок спектров мощности. Несмотря на нашу условную классификацию временных рядов как длинных, реально они на самом деле довольно коротки для

обычных спектральных процедур, основанных на использовании преобразования Фурье. Для таких рядов более перспективным с точки зрения частотного разрешения является метод авторегрессионных аппроксимаций (Марпл, 1990). Этот метод состоит в оценке параметров модели:

$$x(t) + \sum_{j=1}^q \alpha_j x(t-j) = \eta(t), \quad (21)$$

где $\alpha_j, j = 1, \dots, q$ – авторегрессионные параметры,

$\eta(t)$ – остаточный сигнал, который предполагается гауссовым белым шумом с нулевым средним и дисперсией σ^2 .

В формуле (21) мы использовали различные обозначения для параметров AR(q)-модели от таких же параметров AR(p)-модели в формулах (4) и (5), чтобы подчеркнуть, что эти модели предназначены для различных целей. Авторегрессионные члены в формулах (4) и (5) введены для описания основных свойств стохастических флуктуаций сигнала в окрестности детерминированного циклического тренда. Поэтому там мы использовали малый порядок $p = 2$. Модель (21) предназначена для описания спектральной структуры сигнала и для этой цели требуется более высокий порядок авторегрессии q . Чем больше порядок q , тем более чувствительна оценка спектра мощности. В то же время увеличение порядка приводит к увеличению статистических флуктуаций оценки. Таким образом, для выбора значения q необходим компромисс между чувствительностью и устойчивостью оценки. Обычно полагают $q = N/5 - N/3$, где N – число отсчетов во временном ряду. Мы использовали значение $q = 20$. После определения параметров модели (21) спектральная оценка вычисляется согласно формуле:

$$S_{xx}(\omega) = \frac{\sigma^2}{2\pi / 1 + \sum_{j=1}^q \alpha_j \exp(-i\omega j)^2}, \quad (22)$$

где ω – циклическая частота: $\omega = 2\pi/T$,

T – период, измеряемый в единицах интервала дискретизации (в нашем случае 1 год),

i – мнимая единица.

AR-методы оценки спектров мощности отличаются друг от друга способами вычисления параметров модели (21). Мы использовали метод максимальной энтропии Бурга как наиболее надежный и обеспечивающий наилучшее частотное разрешение для коротких временных рядов (Марпл, 1990).

Для коротких рядов (которые более точно следовало бы назвать «очень короткими») мы использовали модель (5) с $p = 2$ и единственной гармоникой в циклическом тренде ($m = 1$). Из-за малого числа отсчетов значение единственного периода T_1 не может быть надежно оценено из спектра мощности. По этой причине значение периода определялось из решения задачи на минимум значения s^2 после оценки авторегрессионных параметров a_1 и a_2 , амплитуд B_1 , D_1 и статического смещения G для некоторого пробного значения периода: $s^2(T_1) \rightarrow \min$. Последняя проблема минимизации решалась методом золотого сечения.

После идентификации моделей они использовались для прогноза временных рядов на 60 лет вперед. Метод прогнозирования описан ниже. Для некоторых временных рядов, которые по смыслу должны быть неотрицательными (например, объем улова рыб), прогностическая кривая становилась отрицательной. Такие значения интерпретировали как нулевые, т.е. мы использовали операцию срезки нулевым порогом.

2. Согласно второму подходу, используется модель с циклическим трендом с одним периодом, значение которого оценивается из анализа климатических временных рядов. Ранее мы использовали такие значения периодов циклических трендов, которые получались естественным путем из анализа временных рядов – из оценок их спектров мощности либо как периоды трендов, обеспечивающих минимальную дисперсию остатка. Однако такие значения могут быть «слишком адаптивными» к данным. Адаптация параметров модели к особенностям поведения данных не всегда является позитивным моментом.

Если использовать в качестве индикаторов климатического процесса динамику уловов основных промысловых рыб, то мы сталкиваемся с несколькими неопределенностями. Во-первых, как указывали выше, ряды статистики улова слишком коротки. Во-вторых, объем улова может зависеть не только от естественных причин, но также от экономического поведения

рыбодобывающих субъектов, от рыночной ситуации, перелома, наличия энергетических ресурсов для переработки, военных конфликтов в различных частях Мирового океана и т.д. Долгосрочный прогноз (даже на 10-20 лет вперед) таких факторов невозможен. Таким образом, большая часть антропогенных причин, влияющих на объем улова, относится к шумовой стохастической компоненте данных и моделируется авторегрессионными членами модели.

Принимая во внимание вышеизложенные соображения, вполне возможен вывод о том, что значения периодов в модели (5), оцененные из самих данных, несут в себе слишком большой процент влияния случайных факторов. В то же время такие значения периодов можно брать из глобальных климатических процессов, на которые влияние человека пока еще пренебрежимо мало. Эти процессы сложным образом влияют на продуктивность основных промысловых рыб. Отсюда возникает идея по-прежнему использовать модель (5) для прогноза, но значения периодов брать не из рядов объема улова, а из периодов климатических процессов. Таким образом, циклический тренд в модели (5), на который ложится основная прогностическая нагрузка, будет определен более надежно.

Для оценки периодов процессов использовали как длинные климатические временные ряды порядка 1500 лет, так и короткие, основанные на инструментальных измерениях, длина которых не превышает 150 лет. Как показано в Главе 1, спектральный анализ всех длинных временных рядов дает период доминирующего колебания в пределах 50-70 лет для последних 1000 лет эволюции климата.

Периоды длинных климатических временных рядов могут быть взяты из табл. 1 (Глава 1). Для коротких инструментальных временных рядов получены следующие периоды:

- для Глобальной dT – 55 лет (оценка из спектра мощности), 64 года (оценка периода из условия минимума дисперсии остатка);
- для ACI – 50 лет (оценка из спектра мощности), 58.5 лет (оценка периода из условия минимума дисперсии остатка).

7.3. Процедура моделирования прогностических кривых

Для прогноза мы использовали так называемую «бутстрэп»-методику (Efron, Tibshirani, 1986), которая позволяет построить прогностическую

кривую вместе со стандартными отклонениями. Практически процедура заключается в генерировании большого числа M (мы брали $M = 1000$) независимых случайных реализаций искусственных траекторий модели (5), стартующих в будущий интервал времени заданной длины. Эти траектории отличаются друг от друга различными независимыми реализациями белого шума $\varepsilon(t)$. Все прочие параметры (включая дисперсию s^2) являются одними и теми же. Каждая траектория представляет собой некоторый сценарий возможного поведения процесса на будущем интервале времени согласно модели (5). Таким образом, мы получаем пучок (ансамбль) из M образцов искусственных траекторий, которые заполняют собой некоторую «полосу» на плоскости (t, x) . Для каждого значения t в будущем мы можем вычислить среднее значение по совокупности из M величин, соответствующих различным реализациям, и их стандартные отклонения («ширину полосы»). Эти средние значения формируют прогностическую кривую вместе со стандартными отклонениями.

Глава 8

Прогнозирование флуктуаций численности главных промысловых видов

8.1. Подходы к прогнозированию флуктуаций численности рыб

Возможность прогнозирования флуктуаций численности популяций ряда промысловых рыб на перспективу 30-40 лет базируется на представлениях о связи динамики численности крупных популяций рыб с периодическими изменениями климата. В краткой форме эти представления сводятся к следующему.

Как показано в Главе 1, доминирующая периодичность климатических флуктуаций за последние 1500 лет в среднем составляет около 60 лет с разбросом от 55 до 76 лет. Вторая по интенсивности периодичность изменений климата – около 30 лет, но на имеющихся многолетних рядах уловов она практически не выявляется. Интенсивность приблизительно 60-летней доминантной периодичности непрерывно нарастает в течение последних 500-1000 лет, достигая максимума в конце 20 столетия и, вероятно, будет доминировать, по меньшей мере, в течение следующих 100 лет.

Анализ рядов инструментально измеренной Глобальной dT за последние 140 лет и индекса Атмосферной циркуляции (ACI) за последние 110 лет выявляет колебания этих показателей приблизительно с 50-55-летней периодичностью, что подтверждает продолжение приблизительно 50-70-летней цикличности флуктуаций климата в настоящее время. Следует отметить также практически полное совпадение флуктуаций реконструированной температуры по гренландским ледовым кернам и Глобальной dT по инструментальным измерениям за последние 140 лет (примеры см. в Главе 1).

Что касается долгопериодных изменений численности рыб, то, по палеонтологическим данным, для калифорнийской сардины и анчоуса выявлена 55-57-летняя доминантная периодичность флуктуаций их численности на протяжении 1700 лет (см. Главу 1). Согласно информации, содержащейся в исторических письменных хрониках Японии (Kawasaki, 1994), периодичность вспышек численности сардины-иваси в течение последних 400 лет составляет приблизительно 50-60 лет и в целом соответствует циклическим флуктуациям климата (рис. 8.1), причем вспышки ее численности приходятся не на максимумы температуры, а соответствуют фазе её наиболее быстрого роста.



Рис. 8.1. Динамика циклических флуктуаций температуры, реконструированной по гренландским ледовым ядрам, хода 55-летней гармоника и вспышек численности сардины-иваси *Sardinops melanosticus* за последние 400 лет: в период 1640-1880 гг. – по данным японских исторических хроник, в 1920-2000 гг. – по данным рыболовной статистики. Реконструированная температура – 20-летнее сглаживание; тонкая линия со штрихами в прогнозируемой части – Глобальная dT со снятым трендом, 13-летнее сглаживание.

Fig.8.1. Cyclic temperature fluctuations and Japanese sardine outbursts (ellipses) for last 400 years by Japanese historic chronicles 1640-1880s and for 1920 – 2000 by fishery statistics. Empty ellipse -- probable future sardine outburst. Symbols: thin red line—55-year harmonics; bold blue line—temperature, reconstructed by Greenland Ice cores; bold pink line – detrended Global dT; thin black line — predictive trend for the 21-th century, marked with standart deviation vertical bars,(13-year smoothing).

Ряды статистики уловов для большинства крупных промысловых популяций относительно коротки. Для тихоокеанских лососей, сардины-иваси и калифорнийской сардины ряды статистических данных составляют около 80 лет, для атлантическо-скандинавской сельди – 93 года, для аркто-норвежской трески – около 100 лет, для перуанской сардины и минтая – около 50, для европейской сардины, южно-африканской сардины и южно-африканского анчоуса – около 40, а для чилийской ставриды – всего около 30 лет. Это не позволяет проследить соответствие флуктуаций уловов и климатических индексов для всех рассмотренных видов. Однако для видов с наиболее длинными рядами статистических данных (более 80 лет) соответствия флуктуаций уловов и климата выявляются довольно ясно.

Динамика наиболее крупных промысловых популяций Атлантики в целом согласуется с приблизительно 60-летними флуктуациями климатических показателей. В частности, как показано в Главе 2, долгопериодные изменения биомассы нерестового и промыслового запаса атлантическо-скандинавской сельди соответствуют динамике климатических индексов с максимумами в 1940-х и 1990-х и минимумом 1960-1970-х гг. Динамика популяции аркто-норвежской трески близка динамике популяции атлантическо-скандинавской сельди, но запаздывает относительно последней на 8-10 лет. Сдвинутая на 10 лет назад кривая биомассы промыслового стада трески достаточно хорошо соответствует как динамике популяции сельди, так и ходу климатических индексов региона. Причины запаздывания изменений биомассы промыслового стада трески относительно хода климатических индексов неизвестны, но ее связь с динамикой Арктической и Глобальной dT , ледовитостью Баренцева моря и поступлением атлантических вод в арктический регион прослеживается довольно хорошо.

Флуктуации уловов европейской сардины и южно-африканского анчоуса практически совпадают с развитием второй в 20 веке теплой климатической эпохи 1980-2000 гг.

Что касается видов с относительно короткими рядами наблюдений таких, как минтай и чилийская ставрида, мы располагаем только одним циклом флуктуаций их численности в 1960-2000 гг., который, однако, соответствует динамике глобальных и региональных климатических индексов с приблизительно 60-летней цикличностью.

Когерентность флуктуаций климата и динамики численности ряда массовых пелагических рыб позволяет определить схему вероятных изменений их численности на ближайшие десятилетия, используя прогностическую модель, построенную на основе анализа длинных временных рядов с доминирующей климатической цикличностью приблизительно 50-70 лет.

Сама по себе приблизительно 60-летняя периодичность представляет собой среднюю величину, соответствующую статистически наиболее вероятной цикличности климата. В реальных условиях, складывающихся в каждом из продуктивных регионов, динамика главных промысловых популяций имеет определенные отклонения от общеклиматической «модельной» цикличности, которые необходимо учитывать.

8.2. Построение прогностических трендов

Непосредственное применение «климатической» модели прогноза с учетом реальных статистических рядов уловов было следующим. Период циклического тренда каждого из анализируемых рядов уловов либо брали из выявленных ранее доминирующих периодов климатических временных рядов, либо определяли из анализируемого ряда путем поиска такого периода, при котором дисперсия остатка была минимальной. Выявленный тем или иным способом тренд продолжали вперед (в будущее) на 55 лет, то есть на величину среднего периода основных климатических временных рядов (см. Главу 1).

Рассматриваемые промысловые виды подразделены на 2 группы. Первая группа объединяет виды, подъем численности которых наблюдается в

периоды потеплений, то есть флуктуации которых происходят в фазе с флуктуациями Глобальной dT , зональной ACI, PDO и ALPI. Это тихоокеанские лососи, сардина-иваси, перуанская, калифорнийская, европейская сардины, чилийская ставрида, атлантическо-скандинавская сельдь, аркто-норвежская треска, минтай и южно-африканский анчоус. Во вторую группу видов, подъем численности которых происходит в периоды похолоданий, входят перуанский и японский анчоусы, южно-африканская сардина и тихоокеанский кальмар.

Ниже приведены кривые «модельного» прогнозирования на перспективу до 50 лет для 14 главных промысловых видов при условии, что интенсивность их промысла будет оставаться на прежнем или близком к нему уровне.

8.2.1. Прогностические тренды для первой группы видов

Тихоокеанские лососи – рис. 8.2.

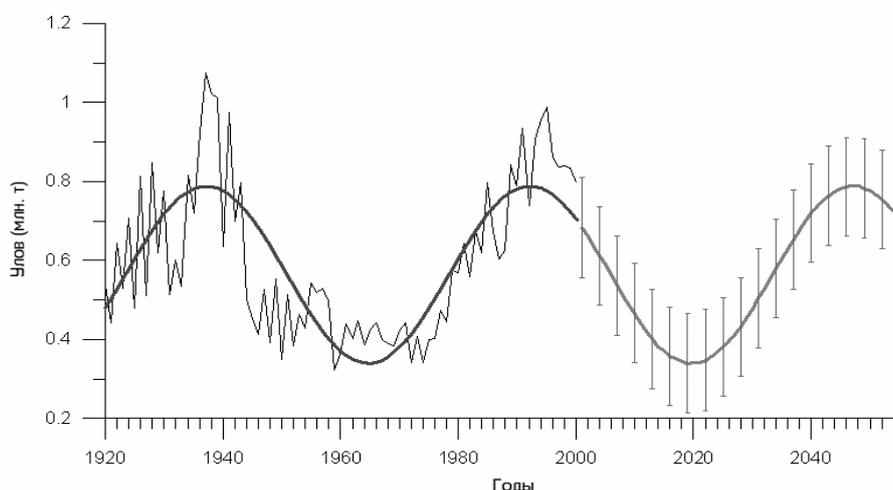


Рис. 8.2. Вероятные изменения общих уловов тихоокеанских лососей *Oncorhynchus* spp. на перспективу 50 лет. Тонкая линия – уловы; толстая линия – прогностический тренд. Вертикальными штрихами обозначено среднее квадратическое отклонение статистических флуктуаций от прогностической кривой.

Fig.8.2. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Pacific salmon *Oncorhynchus* spp. for the perspective of 50 years. Thin line – commercial catch; bold line – predicted trend marked with standart deviation vertical bars.

Период циклического тренда, полученный из анализа временного ряда общих уловов тихоокеанских лососей, 59 лет, т. е. практически не отличается от средней 60-летней цикличности. Согласно прогностическому тренду общая численность тихоокеанских лососей будет снижаться до начала 2020-х гг., после чего начнет возрастать. Амплитуда долгопериодных колебаний численности тихоокеанских лососей составляет 2.5-3.0 раза.

Сардина-иваси – рис. 8.3. Период циклического тренда, полученный из анализа временного ряда общих уловов сардины-иваси, 55 лет, т. е. близок к средней 60-летней климатической цикличности и совпадает с 55-летней цикличностью, полученной по наиболее надежному ряду реконструированных значений температуры 1500-летнего гренландского временного ряда. Согласно прогностическому тренду общая численность сардины-иваси будет снижаться до конца 2010-х гг., после чего начнет возрастать. Амплитуда долгопериодных флуктуаций численности сардины-иваси очень велика – 2-3 порядка величины.

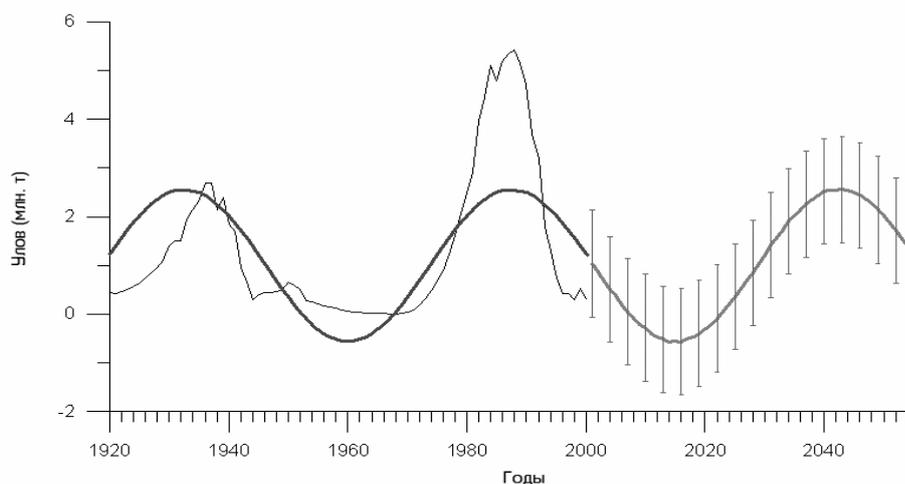


Рис. 8.3. Вероятные изменения уловов сардины-иваси *Sardinops melanosticus* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.3. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Japanese sardine *Sardinops melanosticus*. for the perspective of 50 years. Symbols as at fig. 8.2.

Калифорнийская сардина – рис. 8.4. Период циклического тренда, полученный из анализа временного ряда общих уловов калифорнийской сардины, 55 лет, т. е. близок к средней 60-летней климатической

цикличности и совпадает с 55-летней цикличностью, полученной по наиболее надежному ряду реконструированных значений температуры 1500-летнего гренландского временного ряда. Согласно прогностическому тренду общая численность калифорнийской сардины будет снижаться до конца 2010-х гг., после чего начнет возрастать. Амплитуда долгопериодных флуктуаций численности очень велика – 2-3 порядка величины. Динамика общих уловов калифорнийской сардины имеет характерную особенность. В отличие от вспышки численности 1920-1930-х гг., вспышка 1970-1990-х гг. обеспечивается не океанической частью популяции, а главным образом сардиной Калифорнийского залива.

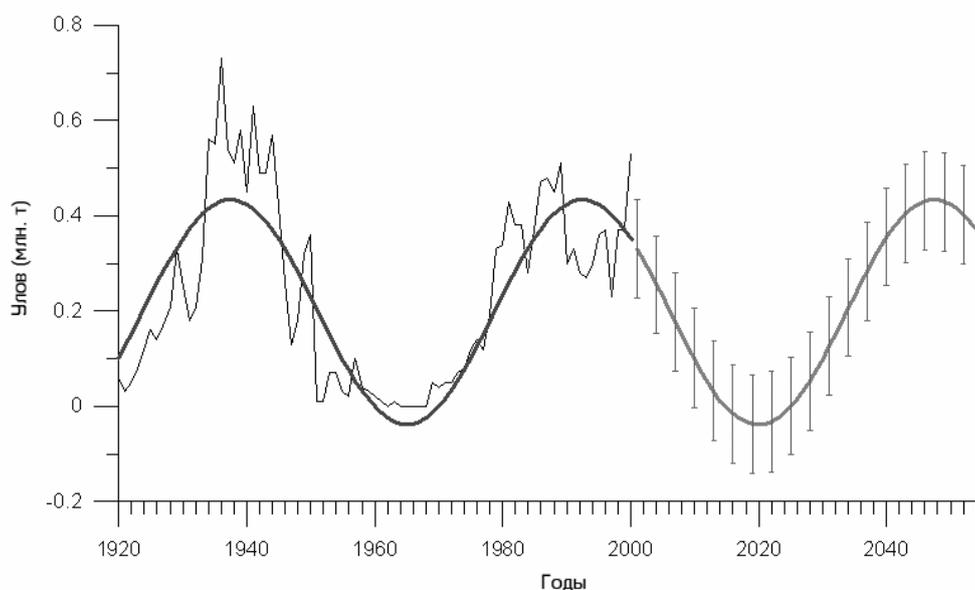


Рис. 8.4. Вероятные изменения уловов калифорнийской сардины *Sardinops caerulea* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.4. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Californian sardine *Sardinops caerulea* for the perspective of 50 years. Symbols as at fig. 8.2.

Перуанская сардина – рис. 8.5. Период циклического тренда, полученный из анализа временного ряда общих уловов перуанской сардины, 55-лет, т. е. близок к средней 60-летней климатической цикличности и совпадает с 55-летней цикличностью, полученной по наиболее надежному ряду реконструированных значений температуры 1500-летнего гренландского временного ряда. Согласно прогностическому тренду общая

численность перуанской сардины будет снижаться до середины-конца 2010-х гг., после чего начнет возрастать. Амплитуда долгопериодных флуктуаций численности очень велика – 2-3 порядка величины.

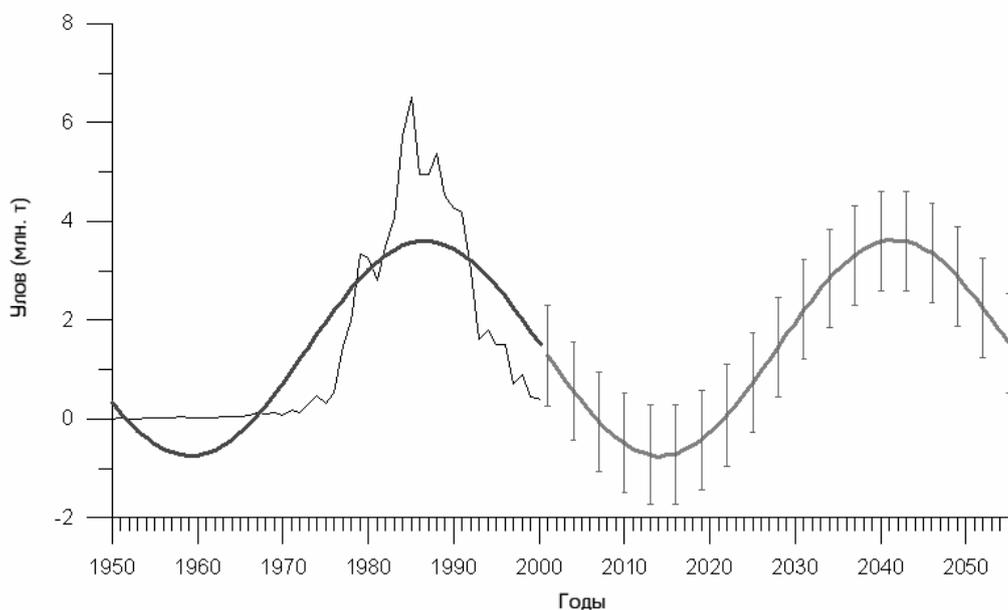


Рис. 8.5. Вероятные изменения уловов перуанской сардины *Sardinops sagax* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.5. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Peruvian sardine *Sardinops sagax* for the perspective of 50 years. Symbols as at fig. 8.2.

Европейская сардина – рис. 8.6. Период циклического тренда, полученный из анализа временного ряда общих уловов европейской сардины, 55 лет, т. е. близок к средней 60-летней климатической цикличности и совпадает с 55-летней цикличностью, полученной по наиболее надежному ряду реконструированных значений температуры 1500-летнего гренландского временного ряда. Согласно прогностическому тренду общая численность европейской сардины будет снижаться до середины-конца 2010-х гг., после чего начнет возрастать. Амплитуда долгопериодных флуктуаций численности составляет 3-4 раза.

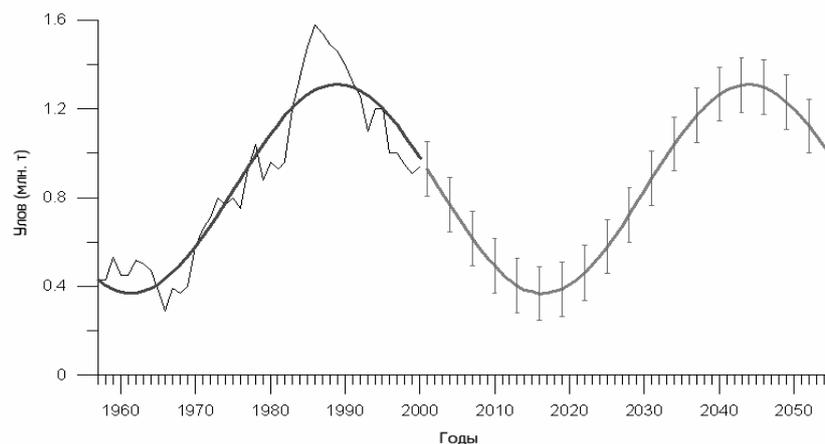


Рис. 8.6. Вероятные изменения уловов европейской сардины *Sardina pilchardus* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.6. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of European sardine salmon *Sardina pilchardus*. for the perspective of 50 years. Symbols as at fig. 8.2.

Чилийская ставрида – рис. 8.7. Ряд статистики уловов чилийской ставриды всего 35 лет. Период циклического тренда, полученный из анализа временного ряда общих уловов, аппроксимирован периодом около 55 лет. Согласно прогностическому тренду общая численность чилийской ставриды будет снижаться до начала 2020-х гг., после чего начнет возрастать. Амплитуду долгопериодных флуктуаций можно оценить приблизительно как 2-3-кратную.

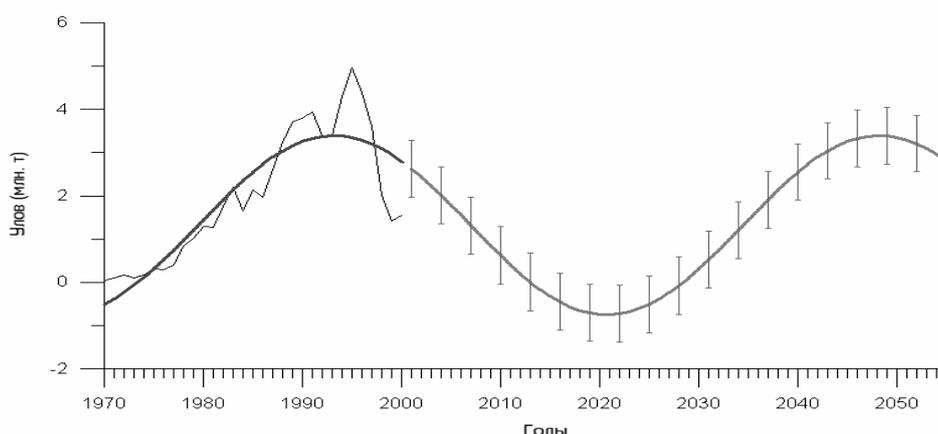


Рис.8.7. Вероятные изменения уловов чилийской ставриды *Trachurus murphyi* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.7. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Chilean jack mackerel *Trachurus murphyi* for the perspective of 50 years. Symbols as at fig. 8.2.

Атлантическо-скандинавская сельдь – рис. 8.8. Анализируемый ряд атлантическо-скандинавской сельди – динамика биомассы нерестового запаса, этот показатель тесно связан с общей биомассой ее промыслового стада ($r = 0.95$) (см. Главу 3). Период циклического тренда, полученный из 87-летнего временного ряда, аппроксимирован величиной 65 лет. Это превышает среднюю 55- 60-летнюю цикличность, но находится в границах общей 50-70-летней периодичности климатических флуктуаций. Согласно прогностическому тренду, общая биомасса промыслового стада атлантическо-скандинавской сельди будет повышаться до начала 2010-х гг., после чего начнет снижаться. Амплитуда долгопериодных флуктуаций численности находится в пределах 3-4 раз.

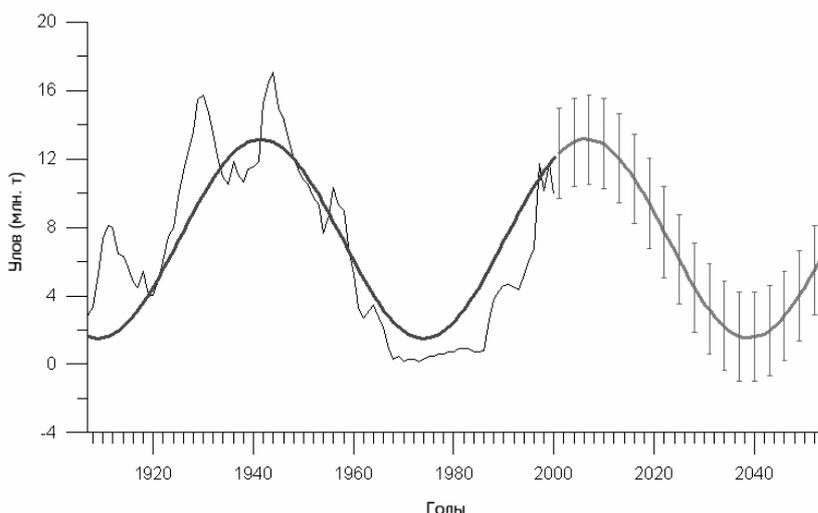


Рис. 8.8. Вероятные изменения уловов атлантическо-скандинавской сельди *Clupea harengus* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.8. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) Norwegian spring-spawning herring for the perspective of 50 years. Symbols as at fig.8.2.

Аркто-норвежская треска – рис. 8.9. Восстановленный временной ряд промысловой биомассы аркто-норвежской трески насчитывает почти 100 лет (Nylen, 2002). В Главе 3 показано, что динамика промысловой биомассы аркто-норвежской трески запаздывает относительно кривой промысловой биомассы сельди на 8-10 лет. Период циклического тренда аркто-норвежской трески аппроксимирован величиной 70-лет. Кроме того, на фоне этого тренда биомасса промыслового стада трески демонстрирует приблизительно 10-

летние колебания. Это превышает среднюю 55-60-летнюю цикличность, но находится в границах общей 50-70-летней периодичности климатических флуктуаций. Согласно прогностическому тренду, общая биомасса промыслового стада аркто-норвежской трески будет повышаться до конца 2010-х - начала 2020-х гг., после чего начнет снижаться до 2040-х гг. Амплитуда долгопериодных флуктуаций численности – 3-4-кратная.

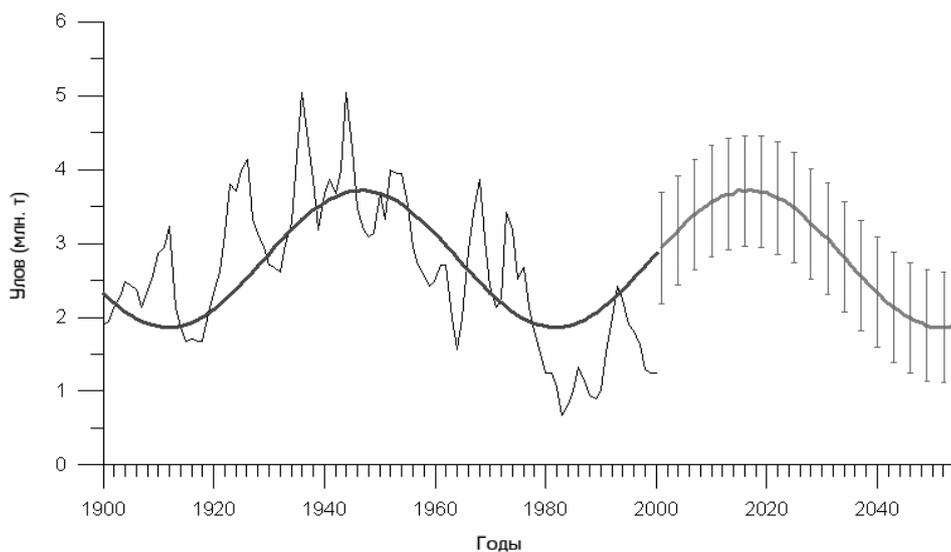


Рис. 8.9. Вероятные изменения уловов аркто-норвежской трески *Gadus morhua* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.9. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Arcto- norwegian cod *Gadus morhua* for the perspective of 50 years. Symbols as at fig. 8.2.

Минтай – рис. 8.10. Временной ряд общих уловов минтая насчитывает немногим более 50 лет. Период циклического тренда аппроксимируется величиной около 55 лет. Согласно прогностическому тренду, общая промысловая биомасса минтая будет снижаться до начала 2020-х гг., после чего начнет возрастать (см. Главу 3). Амплитуду долгопериодных флуктуаций общей биомассы можно оценить только в первом приближении величиной 2-3 раза.

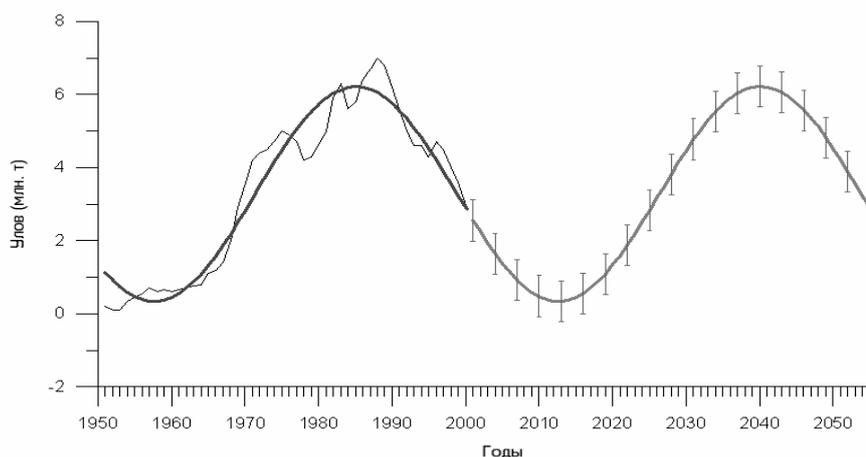


Рис. 8.10. Вероятные изменения уловов минтая *Theragra chalcogramma* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.10. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Alaska pollock *Theragra chalcogramma* for the perspective of 50 years. Symbols as at fig.8.2.

Южно-африканский анчоус – рис. 8.11. Период циклического тренда временного ряда уловов южно-африканского анчоуса 55 лет. Согласно прогностическому тренду, общая промысловая биомасса этого вида будет снижаться до начала 2010-х гг., после чего начнет возрастать (см. Главу 3). Амплитуду долгопериодных флуктуаций можно оценить только в первом приближении величиной 5-10 раз.

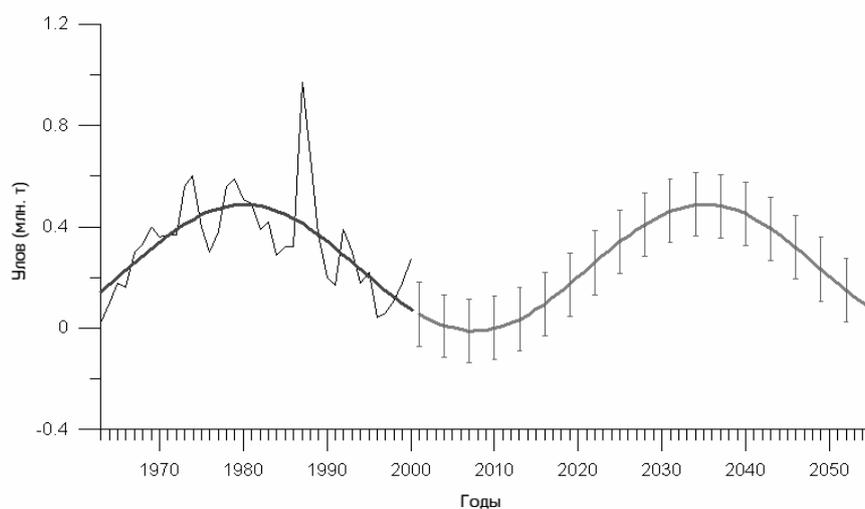


Рис. 8.11. Вероятные изменения уловов южно-африканского анчоуса *Engraulis capensis* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.11. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of South-African anchovy *Engraulis capensis* for the perspective of 50 years. Symbols as at fig.8.2.

8.2.2. Прогностические тренды для второй группы видов

Японский анчоус – рис. 8.12. Период циклического тренда временного ряда уловов японского анчоуса приблизительно составляет 50 лет (см. Главу 6.). Согласно прогностическому тренду, общая промысловая биомасса японского анчоуса будет возрастать до начала 2010-х гг., после чего начнет снижаться. Амплитуду долгопериодных флуктуаций можно оценить только в первом приближении величиной 5-10 раз.

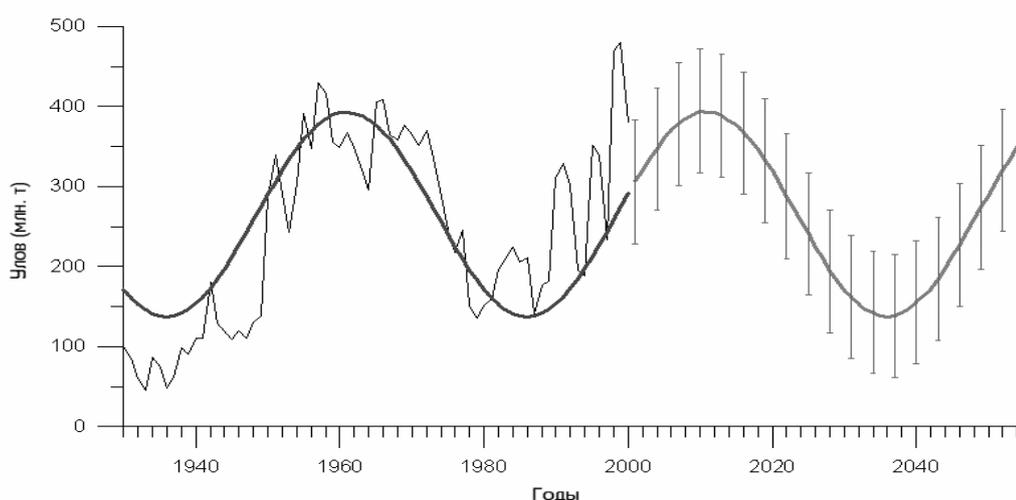


Рис. 8.12. Вероятные изменения уловов японского анчоуса *Engraulis japonicus* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.12. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of Japanese anchovy *Engraulis japonicus* for the perspective of 50 years. Symbols as at fig.8.2.

Тихоокеанский кальмар. Динамика уловов кальмара практически совпадает с долгопериодными изменениями уловов японского анчоуса (см. Главу 6). Поэтому циклический тренд статистического ряда уловов и прогностический тренд тихоокеанского кальмара совпадают с таковыми для японского анчоуса. В соответствии с этим численность популяции тихоокеанского кальмара будет возрастать до начала 2010-х гг., после чего начнет снижаться. Амплитуду долгопериодных флуктуаций кальмара можно оценить в первом приближении величиной 5-10 раз.

Южно-африканская сардина – рис. 8.13. Период циклического тренда временного ряда уловов южно-африканской сардины приблизительно составляет 50 лет. Согласно прогностическому тренду, общая промысловая биомасса ее популяции возрастет до начала 2010-х гг., после чего начнет снижаться. Амплитуду долгопериодных флуктуаций можно оценить в первом приближении величиной 5-10 раз.

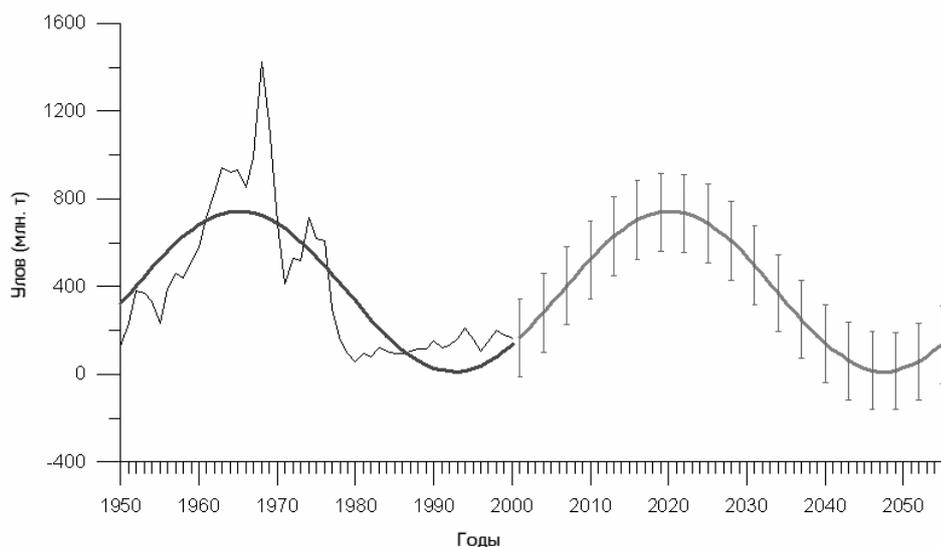


Рис. 8.13. Вероятные изменения уловов южно-африканской сардины *Sardinops ocellatus* на перспективу 50 лет. Обозначения как на рис. 8.2.

Fig.8.13. Probable predictive trend of total commercial catches (bold line) of South –African sardine *Sardinops ocellatus* for the perspective of 50 years.Symbols as at fig.8.2.

Перуанский анчоус. Прогностический тренд уловов этого наиболее продуктивного вида рыб представляет огромный практический интерес. Однако особенности динамики численности перуанского анчоуса, связанные с резкими колебаниями его популяции под влиянием сильных Эль-Ниньо, не позволяют применить изложенный выше подход. Приближенный прогностический тренд этого вида, приведенный в главе 6 (рис.6.6), показывает, что биомасса популяции будет возрастать до начала 2020-х гг., после чего начнется ее долгопериодное снижение на фоне резких колебаний вызываемых сильными Эль Ниньо.

Краткие комментарии

Представленные здесь прогностические тренды ряда главных промысловых видов характеризуют вероятное направление изменений численности популяций на перспективу 10, 20 или 30 лет, но не позволяют использовать этот подход для более краткосрочных прогнозов. Представления о флуктуациях рыбопродуктивности, связанных с циклическими изменениями климата, позволяют регулировать степень промысловой эксплуатации стад на перспективу и реально оценивать влияние масштабного рыболовства на численность популяций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Долгопериодная цикличность климата и рыбопродуктивности выявлена на основе применения ряда методов. Результаты анализа спектров длинных рядов реконструкции климата по гренландским ледовым кернам и кольцам роста долгоживущих деревьев указывают на доминирование 50-70-летней периодичности флуктуаций климата в течение последних 1500 лет. Применение метода спектрально-временного анализа спектров (СВАН) позволило выявить не только средние характеристики повторяемости климатических циклов за этот период, но и проследить их распределение во времени. По данным СВАН-анализа, повторяемость (выраженность) 50-70-летней цикличности климата постоянно возрастала в течение последнего тысячелетия вплоть до конца 20 века и, вероятно, сохранится на максимальном уровне, по меньшей мере, еще в течение 100 лет.

Согласно реконструированным данным, 60-70-летняя периодичность свойственна вспышкам численности калифорнийской сардины и анчоуса в течение 1700 лет и сардины-иваси в течение 400 лет.

Анализ динамики основных климатических показателей на протяжении последних 140 лет, по данным инструментальных измерений, показывает, что 60-70-летняя цикличность климата доминирует для рядов Глобальной dT, Арктической dT, индекса Атмосферной циркуляции (ACI), аномалии Атмосферного переноса воздушных масс (аномалий АП), Тихоокеанского декадного колебания (PDO), Алеутского минимума атмосферного давления (ALPI), ледовитости Баренцева и Охотского моря. Аналогичная цикличность установлена для флуктуаций объема бессточного озера Балхаш, осадков на западном побережье США и подъема уровня Невы.

По данным промысловой статистики за 50-100 лет, флуктуации численности наиболее крупных промысловых популяций рыб Тихого и Атлантического океанов: анчоусов, сардин, сельди, трески, лососей и др., соответствовали динамике глобальных и региональных климатических показателей.

Вероятные механизмы влияния климата на динамику численности популяций – вопрос, на который до сих пор нет исчерпывающего ответа. Среди главных промысловых видов выделены две основные группы, максимумы численности которых соответствуют периодам потеплений или похолоданий климата, т. е. повышения или снижения Глобальной dT. Из этого не следует, что именно температура, как таковая, вызывает долгопериодные флуктуации численности рыб. Например, вспышки численности сардины-иваси приходятся на периоды повышения Глобальной dT. Однако в результате усиления атмосферной циркуляции в северной Пацифике температура океана в зоне смешения течений Оясио и Куроисио (ключевом для воспроизводства сардины районе) в этот период снижена, вследствие усиления холодного течения Оясио.

Максимум биомассы зоопланктона в регионе Северной Пацифики приходится на период похолодания, тогда как максимумы численности большинства главных промысловых рыб наблюдаются здесь в периоды потеплений.

Соответствие долгопериодного хода показателей, характеризующих динамику полей атмосферного давления (ALPI и ACI) и температуры (Глобальной dT, Арктической dT и PDO) позволяет предполагать, что смена периодов потепления и похолодания климата – результат существенных изменений атмосферной и океанической циркуляции, т. е. силы и направления ветров и течений. Казалось бы, такие изменения были бы хорошо заметны в зоне крупных апвеллингов, например, Калифорнийского или Перуанского. К сожалению, даже в этих регионах ряды наблюдений недостаточно длинны, чтобы достоверно выявить долгопериодные изменения гидрологических показателей. Чередование вспышек численности анчоусов и сардин в зонах крупных апвеллингов указывает на существование неизвестных пока специфических океанологических условий, вызывающих избирательное увеличение численности лишь одного из этих видов.

Представления о «каскадном» механизме влияния флуктуаций климата на рыбопродуктивность, через изменения первичной продукции и продукции зоопланктона, не подтверждаются фактическими данными. В океанической экосистеме, включающей многоступенчатый комплекс перекрестных пищевых связей, подавляющая часть продукции планктона потребляется внутри самого планктонного сообщества. Роль рыб как основного потребителя в системе не представляется доминирующей – на долю нектона приходится менее 10% продукции планктонного сообщества (Шунтов, 2001).

Вне зависимости от того, известны или нет реальные механизмы воздействия климата на популяции, мы можем использовать глобальные и региональные климатические индексы для суждения о будущей динамике промысловых стад.

Динамика крупных популяций массовых пелагических рыб с высокой плодовитостью строится на стратегии «рискованного размножения», базирующейся на высокой индивидуальной плодовитости рыб. Каждая самка сардины или анчоуса выметывает десятки и сотни тысяч икринок – потенциальных потомков, большинство из которых погибают на ранних этапах жизненного цикла. Биологическая цель выметывания большого количества икры состоит в реализации «счастливого случая» (стечения ряда благоприятных океанологических и биологических условий), приводящих к высокому выживанию многочисленного потомства. Этот механизм Бэкан и Брод (Bakun, Broad, 2003) обозначили термином «лазейка» (loophole), под которым подразумевается некое «экологическое окно» природных условий, благоприятных для появления урожайного поколения. Успешная когорта пополнений образует многочисленное промысловое стадо, которое ряд лет эксплуатируется промыслом. Главный фактор динамики популяций массовых пелагических рыб не сами по себе трофические показатели экосистемы, а низкая или высокая вероятность «случая» успешного размножения.

Появление высокочисленного поколения – результат влияния целого ряда природных факторов, совпадение благоприятных значений которых обеспечивает высокую выживаемость личинок и повышает вероятность увеличения численности популяции. Для реализации этой вероятности и в дальнейшем необходимы благоприятные условия для выживания и роста молоди, результат которых – появление поколения высокой численности. В «благоприятные» климатические периоды повторяемость условий, способствующих выживанию и роста молоди, возрастает. Это приводит к более частому появлению урожайных поколений массовых пелагических рыб, которые в течение нескольких десятилетий служат основой рыболовства в продуктивных регионах Мирового океана.

Таким образом, флуктуации рыводуктивности обусловлены тем, что каждому из многолетних климатических периодов соответствует увеличение повторяемости определенных типов метео-, гидрологических и гидробиологических условий, благоприятных или неблагоприятных для выживания молоди.

Климат и динамика локальных популяций лососей. Динамика численности крупных промысловых стад согласуется с изменениями климата – долгопериодного процесса, развивающегося в течение десятилетий на акваториях в миллионы квадратных километров. В то же время относительно малочисленным локальным популяциям рыб, в частности лососям, свойственны особенности динамики численности, далеко не всегда коррелирующие с ходом глобальных климатических индексов. Суммарные уловы регионов складываются из уловов локальных и субрегиональных промысловых стад. По мере объединения данных, теснота связи между изменениями климата и долгопериодной динамикой численности лососей существенно возрастает и достигает уровня статистической достоверности для крупных регионов и всей Северной Пацифики. При этом долгопериодные изменения численности лососей крупных регионов лучше

соответствуют динамике глобальных (Глобальной dT или ACI), чем региональных (PDO или ALPI) климатических индексов северной Пацифики.

Возможность прогнозирования флуктуаций климата и рыбопродуктивности обеспечивается сходством долгопериодной динамики численности ряда массовых пелагических рыб и изменений климата. Прогностическая модель, разработанная на основе анализа долгопериодных (до 1500 лет) климатических рядов, позволяет построить прогноз вероятных изменений численности ряда промысловых популяций на ближайшие 40-50 лет. Соответствие флуктуаций рыбопродуктивности и циклических изменений климата означает, что наиболее крупные промысловые популяций, дающие почти половину мирового улова, испытывают обусловленные колебаниями климата 60-70-летние циклы флуктуаций численности, внутри которых можно выделить приблизительно 30-летние фазы подъема и спада рыбопродуктивности. Долгопериодная динамика главных промысловых стад практически никогда не находится в так называемом «равновесном» состоянии.

Представления о циклическом характере изменений климата и связанных с ними флуктуаций численности массовых видов рыб дают возможность прогнозировать в вероятностной форме ход долгопериодных изменений популяций ряда промысловых видов на перспективу нескольких десятилетий.

Вопрос о масштабном рыболовстве как главной причине флуктуаций численности промысловых популяций имеет долгую историю и до сих пор остается предметом споров. Одна из причин этого – распространенное мнение о постоянстве условий воспроизводства промысловых стад. Полученные здесь результаты, в противоположность этому мнению, показывают, что океанические системы далеки от статичности, а долгопериодная динамика рыбопродуктивности связана с циклическими флуктуациями климата и условий среды обитания.

Представления о долгопериодных флуктуациях рыбопродуктивности, связанных с более или менее регулярными изменениями климата дает возможность предвидеть наступление длительных эпох роста или снижения численности стад массовых промысловых рыб. Один из широко известных примеров – драматическое падение численности и уловов атлантическо-скандинавской сельди в 1960-х гг. Возможно, что использование представлений о связи флуктуаций численности популяций с изменениями климата позволило бы избежать внезапного коллапса запасов сельди на пике промысловых усилий. Второй пример – история подъема и падения промысла сардины-иваси в 1970-1990-х гг. Достоверно показано, что именно природно-климатические причины, а не интенсивный вылов вызвали падение численности сардины-иваси и ее промысла. В истории расцвета и падения популяции и промысла калифорнийской сардины в 1930-1940-х и перуанской сардины в 1970-1990-х гг. ведущая роль также принадлежит климато-океанологическому фактору. Исключительно высокие амплитуды флуктуаций численности перуанского анчоуса также иллюстрируют влияние климато-океанологических изменений на колебания численности и уловов самого продуктивного вида рыб.

Полученные в этой работе результаты показывают, что тенденции многолетней динамики запасов рыб в значительной мере определяются крупномасштабными изменениями климато-океанологических процессов. До сих пор, однако, взгляды на основы эксплуатации промысловых популяций «...во многом исходят из нереального допущения зависимости изменения количества промысловых объектов исключительно от взаимодействия в системе «запас–промысел». Концепция предосторожного подхода, хотя и преподносится как кардинальный пересмотр методологии в области управления биоресурсами, содержит ряд условных допущений типа устойчивого запаса (и улова), равновесного состояния запаса, управления запасом с помощью изменения интенсивности промысла и т. д.» (Шунтов, 2003, с. 67-68).

Прогнозирование связанной с климатом динамики популяций позволяет предвидеть долгопериодную смену ведущих промысловых видов в главных регионах рыболовства и их долгопериодные флуктуации. Это дает возможность заранее предусматривать меры регулирования рыболовства, препятствующие избыточной промысловой эксплуатации стада в долгопериодной фазе его снижения или, напротив, наращивать промысловую нагрузку в фазе увеличения численности промыслового стада (Csirke, 1984). Результаты долговременного прогнозирования повышают надежность инвестиций в строительство рыболовного флота или обрабатывающих предприятий, ориентированных на определенный видовой состав и уровень сырьевой базы.

Понимание связи флуктуаций рыбопродуктивности с изменениями климата способствует рациональному использованию океанических ресурсов, но при этом требует более точной, чем ранее, оценки динамики климатических изменений (Chavez et al., 2003).

Представления о циклических изменениях климата и биоты дают возможность предвидеть направление долгопериодных изменений, происходящих в природных сообществах под влиянием естественных причин. Это позволяет выявлять реальную составляющую антропогенных изменений и планировать проведение природоохранных мероприятий на перспективу нескольких десятилетий.

ЛИТЕРАТУРА

- Абросов В.Н.* 1973. Озеро Балхаш.– Л.: Наука.– 179 с.
- Аверкиев А.С., Булаева В.М., Густоев Д.В., Карпова И.П.* 1997. Методические рекомендации по использованию метода сверхдолгосрочного метода прогнозирования гидрометеорологических элементов и программного комплекса «Призма».– Мурманск: ПИНРО.– 40 с.
- Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А.* 2003. Тенденции в изменениях приземной температуры воздуха и атмосферных осадков Северной полярной области во второй половине XX века // Исследование изменений климата и процессов взаимодействия океана и атмосферы в полярных областях: Тр. ААНИИ.– Т. 446.– С. 31-40.
- Алексеев Г.А.* 2003. Исследования изменений климата Арктики в XX-м столетии // Исследование изменений климата и процессов взаимодействия океана и атмосферы в полярных областях: Тр. ААНИИ.– Т. 446.– С. 6-21.
- Алексеев Г.В., Александров Е.И., Священников П.Н., Харланенкова Н.Е.* 2000. О взаимосвязи колебаний климата в Арктике и в средних и низких широтах // Метеорология и гидрология.– № 6.– С. 5-17.
- Андерсон Т.* 1976. Статистический анализ временных рядов.– М.: Мир.– 755 с.
- Бирман И.Б.* 1985. Морской период жизни и вопросы динамики стада тихоокеанских лососей. М.: Агропромиздат. – 208 с.
- Бойцов В.В., Лебедь Н.И., Пономаренко В.П., Пономаренко И.Я., Терещенко В.В., Третьяк В.Л., Шевелев М.С., Ярагина Н.А.* 1996. Треска Баренцева моря.– Мурманск: ПИНРО.– 285 с.
- Бокс Дж., Дженкинс Г.* 1974. Анализ временных рядов. Прогноз и управление. В 2-х вып.– М.: Мир.– 40с. и 197с.
- Бондаренко М.В., Кровнин А.С., Серебряков В.П.* 2003. Ранжирование урожайности и коэффициентов выживания поколений в раннем онтогенезе промысловых рыб Баренцева моря. – М.: ВНИРО. – 187 с.
- Бочков Ю.А.* 1982. Ретроспектива температуры воды в слое 0-200 м на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море (1900-1981) // Экология и промысел донных рыб Северо-Европейского бассейна: Тр. ПИНРО. – С. 113-122.
- Борисов В.М., Пономаренко В.П., Семенов В.Н.* 2001. Биоресурсы Баренцева моря и рыболовство во второй половине XX века // Экология промысловых видов Баренцева моря. Чинарина А.Д. (ред.). – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. – С. 139-195.
- Булатов О.А.* 2003. Промысел и запасы минтая Берингова моря. Сб. аналит. и реф.информ. Серия «Экономика, информация и управление промыслом» – М.:ВНИЭРХ. –Вып.2. – С.101-114.
- Булатов О.А.* 2004. Минтай Берингова моря: размножение, запасы и стратегия управления промыслом.– Автореф. дис. ...докт. биол. наук.– М.: ВНИРО.– 48 с.

- Булатов О.А.* 2005. Оценка общего допустимого улова и современная система управления промыслом минтая в Беринговом море. Аналит. и реф.информ. Серия «Водные биологические ресурсы, их состояние и использование» – М.:ВНИЭРХ. –Вып.2. – С.2-40.
- Вангенгейм Г.Я.* 1940. Долгосрочный прогноз температуры и вскрытия рек // Тр. Гос. гидролог. ин-та.– Вып. 10.– С. 207-236.
- Винников К.Я.* 1986. Чувствительность климата.– М.: Гидрометиздат. – 225 с.
- Визе В.Ю.* 1937. Причины потепления Арктики // Сов. Арктика. № 1.– С. 2-18.
- Виттельс Л.А.* 1946. Циклоны Северных морей и потепление Арктики // Метеорология и гидрология.– № 5.– С. 32-40.
- Владимиров В.А.* 1997. Проблемы использования ресурсов и перспективного прогнозирования динамики морских млекопитающих дальневосточных морей России // Рыб. хоз-во.– № 3.– С. 20-25.
- Владимиров В.А.* 2002. К проблеме климатической детерминированности долгопериодной динамики популяций северотихоокеанских ластоногих // Морские млекопитающие (рез-ты исследований 1995-1998 гг.). Совет по морским млекопитающим.– М.: Изд-во Кэтран.– С. 143-176.
- Гирс А.А.* 1971. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгопериодные метеорологические прогнозы.– Л.: Гидрометеиздат.– 480 с.
- Гриценко О.Ф.* 2002. Проходные рыбы острова Сахалин (систематика, экология, промысел).– М.: ВНИРО.– 248 с.
- Даценко Н.М, Монин А.С, Берестов А.А, Иващенко Н.Н, Сонечкин Д.М.* 2004. О колебаниях глобального климата за последние 150 лет // Докл. РАН.– Т. 399.– № 2.– С. 253-256.
- Дементьева А.Ф.* 1976. Биологическое обоснование промысловых прогнозов. —М.: Пищевая промышленность— 236 с.
- Дзердзеевский Б.Л.* 1943. К потеплению Арктики // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика и география.– Т. 5.– С. 60-69.
- Дулупова Е.Р.* 2002. Сравнительная биопродуктивность макроэкосистем дальневосточных морей.– Владивосток: ТИНРО-центр.– 273 с.
- Екайкин А.А., Липенков В.Я., Пети Ж.Р., Массон-Дельмот В.* 2002. Пятидесятилетний цикл в изменениях аккумуляции снега и изотопного состава снега на станции Восток // Мат-лы Гляциологического симп. Будущее гляциосферы в условиях меняющегося климата.– Пущино, май 2002 г.– Вып. 94.– С. 163-173.
- Елизаров А.А.* 2001. Труды Г. К. Ижевского: их современное звучание // Рыб. хоз-во.– № 2.– С. 28-30.
- Елизаров А.А., Гречина А.С., Кузнецов А.Н., Соколов В.А.* 1989. Перестройка в экосистемах мирового океана в связи с изменениями условий в системе атмосфера–океан // Биологические основы динамики численности и прогнозирования вылова рыб.– М.: ВНИРО.– С. 29-46.
- Ижевский Г.К.* 1961. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей.– М.: Пищепромиздат.– 216 с.

- Карклин В.П., Юлин А.В., Карелин И.Д., Иванов В.В.* 2001. Климатические колебания ледовитости арктических морей сибирского шельфа // Тр. ААНИИ.– № 443.– С. 5-12.
- Карпенко В.И.* 1998. Ранний морской период жизни тихоокеанских лососей.– М.: ВНИРО.– 165 с.
- Кашьян Р.Л., Рао А.Р.* 1983. Построение динамических стохастических моделей по экспериментальным данным.– М.: Наука.– 384 с.
- Кислов А.В., Кренке А.Н., Китаев Л.М., Шуваева Н.Л., Володин Е.М.* 2000. Воспроизведение моделью ИВМ температуры, осадков и снежного покрова в рамках эксперимента АМР II // Физика атмосферы и океана. Изв. РАН.– Т. 36 (4).– С. 446-462.
- Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* 1998. История Гидросферы.– М.: Научный мир.– 368 с.
- Кляшторин Л.Б., Любушин А.А.* 2005. О зависимости глобальной температурной аномалии от мирового потребления топлива // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 1.– М.: Научный Мир. – 520 с.
- Кляшторин Л.Б., Сидоренков Н.С.* 1996. Долгопериодные климатические изменения и флуктуации запасов пелагических рыб в Пацифике // Изв. ТИНРО.– Т. 119.– С. 33-54.
- Кляшторин Л.Б., Смирнов Б.П.* 1992. Тихоокеанские лососи: состояние запасов и воспроизводство // Обзор. информ. Серия Аквакультура.– Вып. 2.– М.: ВНИИЭРХ.– С. 1-36.
- Кончина Ю.В.* 1991. О трофическом статусе перуанского анчоуса и сардины // Вопр. ихтиологии.– Т. 31. Вып. 2.– С. 240-252.
- Кончина Ю.В., Павлов Ю.П.* 1999. К вопросу об урожайности поколений ставриды // Вопр. ихтиологии.– Т. 39. № 5.– С. 784-791.
- Корельский В.Н.* (ред.). 1996. Рыболовство Японии. – М.: Изд-во Экспедитор. – 160 с.
- Крыжов В.Н.* 2002. Региональные особенности климатических изменений на Севере Европы и Западной Сибири в 20-м веке // Тр. Всеросс. конф. Научные аспекты экологических проблем России. 13-16 июня 2001 г.– М.: Наука.– С. 133-139.
- Крысов А.И.* 2000. Динамика численности атлантическо-скандинавской сельди в раннем онтогенезе.– Автореф. ...дис. канд. биол. наук.– М.: ВНИРО.– 23 с.
- Макаров А.А.* 1998. Мировая энергетика и Евразийское энергетическое пространство.– М.: Энергоатомиздат.– 280 с.
- Марпл С.Л.* (мл.). 1990. Цифровой спектральный анализ и его приложения.– М.: Мир.– 584 с.
- Монин А.С., Шшиков Ю.А.* 2000. Климат как проблема физики // Успехи физических наук.– Т. 170. № 4.– С. 419-445.
- Найденов В.И., Кожевникова И.А.* 2003. Почему так часто происходят наводнения? // Природа.– № 9.– С. 12-20.

- Николаев Ю.В. и Алексеев Г.В.(ред.).* 1989. Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в норвежской энергоактивной зоне. – Л.: Гидрометеиздат.– 128 с.
- Померанец К.С.* 1993. Наводнения в устье Невы // *Природа.*– № 10.– С. 9-19.
- Померанец К.С.* 1999. О статистике наводнений в Петербурге // *Метеорология и гидрология.*– № 8.– С. 105-110.
- Пономаренко И.Я.* 1973. Влияние кормовых и температурных условий на выживаемость донной молоди трески Баренцева моря // *Тр. ПИНРО.*– Вып. 34.– С. 210-222.
- Пономаренко И.Я.* 1996. Формирование поколений и роль условий среды. Динамика численности // *Треска Баренцева моря (Бойцов В.В., Лебедь Н.И., Пономаренко В.П., Пономаренко И.Я., Терещенко В.В., Третьяк В.Л., Шевелев М.С., Ярагина Н.А.)*– Мурманск: ПИНРО.– С. 157-192.
- Правдин И.Ф.* 1940. Обзор исследований дальневосточных лососей // *Изв. ТИНРО.*– Т. 18.– С. 1-108.
- Селиверстов А.С.* 1974. Некоторые факторы, влияющие на мощность поколений атлантическо- скандинавской сельди Автореф. ...дис. канд. биол. наук.– М.: ВНИРО.– 24 с.
- Семко Р.С.* 1937. Биология камчатской горбуши // *Тр. Камчатского отд. ТИНРО.*– С. 1-120.
- Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю.* 1998. Северо-Атлантическое колебание и климат.– СПб.: Изд-во РГГМУ.– 121 с.
- Смирнова Н.Ф., Смирнов Н.П.* 2000. Атлантическая треска и климат.– СПб.: Изд-во РГГМУ.– 222 с.
- Старовойтов А.Н.* 2003. Кета в дальневосточных морях – биологическая характеристика вида. 1. Сезонное распределение и миграции в дальневосточных морях и открытых водах северо-западной Пацифики // *Изв. ТИНРО.*– Т. 132.– С. 43-81.
- Темных О.С., Старовойтов А.Н., Глебов И.И., Свиридов В.В.* 2003. Тихоокеанские лососи в пелагических сообществах дальневосточных морей. // *Изв. ТИНРО.*—Т.132.—112-153.
- Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д., Хен Г.В.* 2002. Межгодовая изменчивость термических условий Охотского моря.// *Изв. ТИНРО.*—Т.130.—С.44-51.
- Хьюбер П.* 1984. Робастность в статистике.– М.: Мир.– 303 с.
- Шапоренко С.И.* 1993. Озеро Балхаш: вчера, сегодня, завтра // *Природа.*– № 9. – С. 47-50.
- Шунтов В.П.* 1986. Состояние изученности многолетних циклических изменений численности рыб дальневосточных морей // *Биол. моря.*–№ 3 – С. 3-14.
- Шунтов В.П.* 1991. Губительно ли глобальное потепление для биологических ресурсов Берингова моря // *Рыб. хоз-во.*– № 9.– С. 27-30.
- Шунтов В.П.* 2001. Биология дальневосточных морей России.– Т. 1.– Владивосток: ТИНРО-центр.– 580 с.
- Шунтов В.П.* 2003. Управление морскими биологическими ресурсами:

- иллюзии и реальность // Тез. докл. междунар. конф. Рациональное природопользование и управление морскими биоресурсами: экосистемный подход. 23-26 сентября 2003 г. – Владивосток. – С. 67-73.
- Шунтов В.П., Васильков В.П.* 1982. Эпохи атмосферной циркуляции и цикличность динамики численности дальневосточной и калифорнийской сардин // *Вопр. ихтиологии.* – Т. 22. Вып. 1. – С. 187-199.
- Шунтов В.П., Темных О.С.* 2004. Превышена ли экологическая емкость Северной Пацифики в связи с высокой численностью лососей : мифы и реальность. // *Изв. ТИНРО.* – Т.138. – 19-36.
- Юданов И.Г.* 1964. Урожайность атлантическо-скандинавских сельдей в зависимости от вековых климатических изменений. В кн. *Материалы рыбохозяйств. исследований Северного бассейна. Мурманск* — вып.4 — С. 9-13.
- Aebischer N.J., Coulson J., Colebrook J.* 1990. Parallel long-term trends across four marine trophic levels // *Nature.* – V. 347. – P. 753-755.
- Aksnes D.L., Blindheim J.* 1996. Circulation patterns in the North Atlantic and possible impact of population dynamics of *Calanus finmarchicus* // *Ophelia.* – V. 44. – P. 7-28.
- Alheit J., Hagen E.* 1997. Long-term climate forcing of European herring and sardine populations // *Fish. Oceanogr.* – V. 6. – P. 130-139.
- Alheit J., Niquen M.* 2004. Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem // *Progress in Oceanography.* – V. 60. № 2-4. – P. 201-222.
- Anonymous.* 2002. Report of the Arctic Fisheries Working Group. – ICES CM 2002/ACFM:19. – 22p.
- Aranchibia H., Cubillos L., Arcos D., Grechina A., Vulugron L.* 1995. The fishery of horse mackerel (*Trachurus symmetricus*) in the South Pacific Ocean with notes of fishery off central-southern Chile // *Scientia Marina.* – V. 59. № 3-4. – P. 589-596.
- Ayon P., Purca S., Guevara-Carrasco R.* 2004. Zooplankton volume trends off Peru between 1964 and 2001 // *ICES J. Mar. Sci.* – V. 61. – P. 478-484.
- Bakun A.* 1996. *Patterns in the Ocean.* California Sea Grant College System. – NOAA. – 323 p.
- Bakun A., Broad K.* 2003. Environmental «loopholes» and fish population dynamics: comparative pattern recognition with focus on El Nino effects in the Pacific // *Fish. Oceanogr.* – V. 12. № 4/5. – P. 458-473.
- Bakun A., Mendelsson R.* 1989. Alongshore wind stress: reconciliation and update through 1986 // *The Peruvian upwelling system: dynamics and interactions / Pauly D., Muck P., Mendo J., Tsukayama I. (eds.). – ICLARM Conf. Proc.* – № 18. – P. 77-81.
- Barnett T.P., Pierce D.W., Saravanan R., Shneider N., Dommenges D., Latif M.* 1999. Origins of the midaltitude Pacific decadal variability // *Geophysic. Res. Lett.* – V. 26. № 10. – P. 1453-1456.
- Baumgartner T. R., Soutar A., Ferreira-Bartrina V.* 1992. Reconstruction of the history of Pacific sardine and Northern Pacific anchovy populations over the

- past two millennia from sediments of the Santa Barbara basin // CalCOFI Rept.– № 33.– P. 24-40.
- Beamish R., Bouillon D.* 1993. Pacific salmon production trends in relation to climate // *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*– V. 50.– P. 1002-1016.
- Beamish R.J.D., Noakes J., McFarlane G. A., Klyashtorin L.B., Ivanov V.V., Kurashov V.* 1999. The regime concept and natural trends in the production of Pacific salmon // *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*– V. 56.– P. 516-526
- Bell G., Halpert M., Schnell R., Higgins R., Lavrimor J., Kousky V., Tinker R., Thiaw W., Chelliah M., Artusa A.* 2001. Climate assessment for 1999 // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*– V. 81. № 6. – P.1328-1350.
- Beaugrand G., Brander K.M., Lindley J.A., Sousii S., Reid Ph.C.* 2003. Plankton effect on cod recruitment in the North Sea // *Nature.*– V. 426.– P. 661-664.
- Bigler B., Welch D., Helle J.* 1996. A review of size trends among North Pacific salmon // *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.* – V. 53.– P. 455-465.
- Borisov V.M., Elizarov A.A.* 1989. Long term variations and abiotic conditions in the ecosystem of the Barents Sea // *J. Fish. Biol.– Suppl. A.*– V.35 – P. 139-144.
- Brander K.M.* 2003. ICES/GLOBEC Cod and Climate Change Programme – results and achievements // *GLOBEC Internat. Newsletter.*– V. 9. № 2.– P. 20-22.
- Brander K.M., Dickson R.R., Shepherd J.G.* 2001. Modeling the timing of plankton production and its effect on recruitment of cod (*Gadus morhua*) // *ICES J. Mar. Sci.*– V. 58.– P. 962-966.
- Briffa K.R., Bartholin T.S., Eckstein D., Jones P.D., Karlen W., Schweingruber F.W., Zetterberg P.* 1990. A 1400 year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia // *Nature.*– V. 346.– P. 434-439.
- Brodeur R.* 1988. Zoogeography and trophic ecology of the dominant epipelagic fishes in the northern North Pacific // *The Biology of the Subarctic Pacific.*– Bull. Ocean Univ. Tokyo.– № 26. Part II.– P. 1-29.
- Brodeur R., McKinnell S., Nagasawa K., Pearcy W., Radchenko V., Takagi S.* 1999. Epipelagic nekton of the North Pacific Subarctic and transition zones // *Progr. Oceanogr.*– V. 43.– P. 365-398.
- Brodeur R., Ware D.* 1992. Long-term variability in zooplankton biomass in the subarctic Pacific Ocean // *Fish. Oceanogr.*– V. 1(1).– P. 32-35.
- Brodeur R., Ware D.* 1995. Interdecadal variability in distribution and catches rates in epipelagic nekton in the Northeast Pacific Ocean // *Can. Spec. Publ. Aquat. Sci.*– V. 121.– P. 329-356.
- Bulatov O.A.* 2003. The fishery and condition of the walleye pollock stock in the Bering Sea in 1979-2002 // *PICES 12-th annual meeting.*– Seoul, Korea. Abstracts.– P. 130.
- Carrasco S., Lozano O.* 1989. Seasonal and long-term variations of zooplankton volumes in the Peruvian sea, 1964-1987 // *The Peruvian upwelling system: dynamics and interactions / Pauly D., Muck P., Mendo J., Tsukayama I. (eds.).*– ICLARM Conf. Proc.– № 18.– P. 82-85.

- Chavez F., Barber R.* 1987. An estimate of new production in the equatorial Pacific // *Deep-Sea Res.*— V. 34.— P. 1229-1243.
- Chavez F., Barber R., Sanderson M.* 1989. The potential primary production of the Peruvian upwelling ecosystem 1953-1984 // *The Peruvian upwelling system: dynamics and interactions* / Pauly D., Muck P., Mendo J., Tsukayama I. (eds.).— ICLARM Conf. Proc.— № 18.— P. 50-63.
- Chavez F., Ryan J., Lluch-Cota S.E., Niquen M.C.* 2003. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean // *Science.*— V. 219.— P. 217-219.
- Clark A., Frid Ch.L.J., Nicholas K.R.* 2003. Long-term predation based control of a central-west North Sea zooplankton community // *ICES J. Mar. Sci.*— V. 60.— P. 187-197.
- Corten A.* 1999. A proposed mechanism for the Bohuslan herring periods // *ICES J. Mar. Sci.*— V. 56.— P. 207-220.
- Csirke J.* (chairmen). 1984. Report of working group on fisheries management? Implications and interactions // *Reports of the expert consultation to examine changes an abundance and species composition of neritic fish resources.*— FAO Fisheries Report.— № 291. V. 1.— P. 67-90.
- Cury Ph., Roy C.* 1989. Optimal environmental window and pelagic fish recruitment success in upwelling areas // *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*— V. 46.— P. 670-680.
- Cury Ph., Bakun A., Crawford R., Jarre A., Quinones R., Shannon L., Verheye H.* 2000. Small pelagic in upwelling systems: patterns of interaction and structural changes in «wasp-waist» ecosystems // *ICES J. Mar. Sci.*— V. 57.— P. 603-618.
- Cury Ph., Roy C., Mendelsson R., Bakun A., Husby D., Parrish R.* 1995. Moderate is better: exploring nonlinear effects on the Californian northern anchovy (*Engraulis mordax*) // *Climate change and northern fish populations* / Beamish R.J. (ed.).— *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.*— V. 121.— P. 417-424.
- Cushing D.H.* 1971. The dependence of recruitment on parent stock in different groups of fishes // *J. Cons. int. explor. mer.*— V. 33.— P. 340-362.
- Cushing D.H.* 1978. Upper trophic levels in upwelling areas // *Upwelling ecosystems* / Boje R., Tomczak M. (eds.).— N.Y.: Springer.— P. 101-110.
- Cushing D.H.* 1982. *Climate and fisheries.*— U. K., Academ. Press.— 373 p.
- Cushing D.H.* 1990. Plankton production and year-class strength fish populations: an update of the match/mismatch hypothesis // *Adv. Mar. Biol.*— V. 26.— P. 249-293.
- Cushing D.H.* 1995. The long-term relationship between zooplankton and fish // *ICES J. Mar. Sci.*— V. 52.— P. 611-626.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Reeh N., Gundestrup N., Clausen H.B., Hammer C.U.* 1975. Climatic changes, Norsemen and modern man // *Nature.*— V. 255.— P. 24-28.
- Dragesund O.* 1971. Comparative analysis of year-class strength among fish stocks in the North Atlantic // *Fiskeridir. skr. Ser. havunders.*— № 16.— P. 49-64.
- Edwards M., Richardson A.J.* 2004. The impact of climate change on phenology of the plankton community and trophic mismatch // *Nature.*— V. 430.— P. 881-884.

- Efron B., Tibshirani R.* 1986. Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals and other measures of statistical accuracy // *Statistic. Sci.*– V. 1.– P. 54-77.
- Ellertsen B., Fossum P., Solemdal P., Sundby S.* 1989. Relation between temperature and survival of eggs and first-feeding larvae of Northeast Arctic cod // *Rapp. et proc.-verb. reun. cons. int. explor. mer.*– V. 191.– P. 209-219.
- Enomoto H.* 1991. Fluctuations of snow accumulation in the Antarctic and sea level pressure in the southern hemisphere in the last 100 years // *Climatic change.*– V. 18.– P. 67-87.
- Fair L.F.* 2003. Critical elements of Kvichak River sockeye salmon management // *Alaska Fish. Res. Bull.*– V. 10. № 2.– P. 95-103.
- Fiksen O., Utne A.C.W., Aksnes D.L., Eiane K., Helvikand J.V., Sundby S.* 1998. Modeling the influence of light, turbulence and ontogeny on digestion rates in larval cod and herring // *Fish. Oceanogr.*– V. 7. № 3-4.– P. 355-363.
- Garrod D.J.* 1967. Population dynamics of Arcto-Norwegian cod // *J. Fish. and Aquat. Sci.*– V. 24.– P. 145-190.
- Garrod D.J., Jones B.* 1974. Stock and recruitment relationship in the Northeast Arctic cod stock and the implications for management of the stock // *J. Cons. int. explor. mer.*– V. 36.– P. 35-41.
- Garrod D.J., Shumacher A.* 1994. North Atlantic Cod: The Broad Canvas // *ICES Mar. Sci. Symp.*– V. 198.– P. 59-76.
- Godo O.R.* 2003. Fluctuation in stock properties of north-east Arctic cod related to long-term environmental changes // *Fish and Fisheries.*– V. 4.– P. 121-137.
- Graybill D.* 1980. Time Series Data Library by R. Hyndman and M. Akram.– <http://www.personal.buseco.monash.edu.au/~hyndman/TSDL> .
- Gulland J.A.* 1982. Fish stock assessment.– John Wiley & Sons, Chichester.– 320p.
- Hare S., Mantua N.* 2000. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989 // *Progress in Oceanography.*– V. 47. № 2-4.– P. 103-146.
- Helle J., Hoffman M.* 1998. Changes in size and age at maturity of two North American stocks of chum salmon before and after a major regime shift in the North Pacific Ocean // *N. Pacif. Anadrom. Fish. Comm. Bull.*– № 1.– P. 81-89.
- Hunt G.L.* 2003. Ecosystem studies of subarctic seas // *GLOBEC Int. Newsletter.*– V. 9. № 2.– P. 30-32.
- Hysten A.* 2002. Fluctuations in abundance of Northeast Arctic cod during 20-th century // *ICES Mar. Sci. Symp.*– V. 215.– P. 543-550.
- Hysten A., Dragesund O.* 1973. Recruitment of young Arcto-Norwegian cod and haddock in relation to parent stock size // *ICES J. Mar. Sci.*– V. 64.– P. 57-68.
- Ishida Y., Ito S., Kaeriyama M., McKinnell S., Nagasawa K.* 1993. Recent changes and size of chum salmon in the North Pacific Ocean and possible causes // *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*– V. 50.– P. 290-295.
- Jacobsen T.* 1996. The relationship between spawning stock and recruitment for Atlantic cod stocks // *ICES C.M.* 1996/G:15.– 22 p.

- James A.* 1988. Are clupeoid microphagists herbivorous or omnivorous? A review of the diets of some commercially important clupeids // *S. Afr. J. mar. Sci.*– V. 7.– P. 161-177.
- Johannesson K., Vilchez R.* 1980. Note on hydroacoustic observations of changes in distribution and abundance of some common pelagic fish species in the coastal waters of Peru, with special emphasis on anchoveta // *Workshop on the Effects of Environmental Variation on the Survival of Larval Pelagic Fishes / Sharp G.D. (ed.)*.– IOC Workshop Rept.– Unesco, Paris.– № 28.– P. 287-323.
- Jones P.D., Osborn T., Briffa K., Folland C., Norton E., Alexander L., Parker D., Rayner N.* 2001. Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series // *J. Geophysic. Res.*– V. 106.– P. 3371-3380.
- Jonsson J.* 1994. Fisheries of Iceland, 1600-1900 // *ICES Mar. Sci. Symp.*– V. 198.– P. 3-16.
- Kaeriyama M.* 1989. Aspects of salmon ranching in Japan // *Physiol. Ecol. Jap. Spec.*– V. 1.– P. 625-638.
- Kaeriyama M.* 1998. Dynamics of chum salmon populations released from Hokkaido // *N. Pacif. Anadrom. Fish. Comm. Bull.*– № 1.– P. 90-102.
- Kaeriyama M.* 1999. Hatchery programmes and stock management of Salmonid populations in Japan // *Stock enhancement and sea ranching / Howell B., Moksness E., Svasand T. (eds.)*.– Oxford: Fishing News Books.– P. 153-167.
- Kaeriyama M., Urawa S.* 1992. Future research by the Hokkaido salmon hatchery for the proper maintenance of Japanese Salmonid stocks // *Proc. Int. Workshop on future salmon research in the N. Pacific Ocean.*– Nat. Res. Inst. Far Seas Fish.– Shimizu, Japan.– P. 57-62.
- Kang S., Kim Y., Kim G., Park H.* 2002. Long-term changes in zooplankton and its relationship with squid *Todarodes pacificus* catch in Japan-East Sea // *Fish. Oceanogr.*– V. 11(6).– P. 337-346.
- Kawasaki T.* 1992a. Climate-dependent fluctuations in far eastern sardine population and their impacts on fisheries and society // *Climate variability, climate change and fisheries / Glantz M. (ed.)*.– Cambridge Univ. Press.– P. 325-355.
- Kawasaki T.* 1992b. Mechanisms governing fluctuations in pelagic fish populations // *S. Afr. J. mar. Sci.*– V. 12.– P. 873-879.
- Kawasaki T.* 1994. A decade of the regime shift of small pelagics. FAO expert consultation (1983) to the PICES III (1994) // *Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr.*– V. 58.– P. 321-333.
- Kawasaki T., Omori M.* 1995. Possible mechanisms underlying fluctuations in the Far Eastern sardine population inferred from time series of two biological traits // *Fish. Oceanogr.*– V. 4(3).– P. 238-242.
- Klyashtorin L.B.* 1997. Pacific salmon: climate-linked long-term stock fluctuations // *PICES Press.– Newsletter N. Pacif. Sci. Org.*– V. 5.– P. 2-34.
- Klyashtorin L.B.* 1998a. Cyclic climate changes and Pacific salmon stock fluctuations. A possibility for long-term forecasting // *NPAFC Techn. Rept.– Workshop on climate change and salmon production Vancouver, Canada. March 26-27, 1998.*– P. 6-7.

- Klyashtorin L.B.* 1998b. Long-term climate change and main commercial fish production in the Atlantic and Pacific // *Fish. Res.*– V. 37.– P. 115-125.
- Klyashtorin L.B.* 2001. Climate change and long-term fluctuations of commercial catches. The possibility of forecasting // *FAO Fish. Techn. Paper.*–№ 410– 86 p.
- Klyashtorin L.B., Lyubushin A.A.* 2003. On the coherence between dynamics of the world fuel consumption and global temperature anomaly // *Energy and Environ.*– V. 14.– № 6.– P. 773-782.
- Klyashtorin L.B., Smirnov B.P.* 1995. Climate-dependent salmon and sardine stock fluctuations in the North Pacific // *Climate change and northern fish fluctuations / Beamish R. (ed.)*– *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.*– V. 121.– P. 687-689.
- Konchina Yu.* 1991. Trophic status of the Peruvian sardine and anchovy // *J. Ichtiol.*– V. 31.– P. 59-72.
- Ladd C., Hunt G.L., Stabeno Ph.* 2002. Climate mixing and phytoplankton on the southeast Bering Sea shelf // *PICES 11-th annual meeting. Quindao. October 18-26, 2002. Abstracts.*– P. 81.
- Laewastu T.* 1993. *Marine climate, weather and fisheries.*– Oxford: Fishing News Books.– 204 p.
- Lasker R.* 1978. The relation between oceanographic conditions and larval anchovy food in the California Current: identification of the factors leading to recruitment failure // *Rapp. et proc.-verb. reun. Cons. int. explor. sci. mer.*– V. 1073.– P. 212-230.
- Lasker R.* 1981a. Factors, contributing to variable recruitment of the northern anchovy (*Engraulis mordax*) in the California Current: contrasting years 1975 through 1978 // *Rapp. et proc.-verb. reun. Cons. int. explor. sci. mer.*– V. 178.– P. 375-388.
- Lasker R.* 1981b. The role of a stable ocean in larval fish survival and subsequent recruitment // *Marine fish larvae: morphology, ecology and relation to fisheries / Lasker R. (ed.)*– *Univ. Wash. Press, Seattle.*– V. 131.– P. 80-87.
- Lasker R.* 1985. What limits clupeoid production? *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*– V. 42 (Suppl. 1)– P.31-38.
- Ljuingman L.* 1880. Contributions towards solving the question of the secular periodicity of great herring fisheries // *U. S. Comm. Fish and Fisheries Rept.*– 0№ 7.– P. 497-503.
- Lluch-Belda D., Crawford R., Kawasaki T., MacCall A., Parrish R., Shwartzlose R., Smith P.* 1989. World-wide fluctuations of sardine and anchovy stock. The regime problem // *S. Afr. J. Mar. Sci.*– V. 8.– P. 195-205.
- Lluch-Belda D., Hernandez-Vazquez S., Hernandez-Vazquez S., Salinas-Zavala C., Shwartzlose R.* 1992a. The recovery of the California sardine as related to global change // *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rept.*– V. 33.– P. 50-59.
- Lluch-Belda D., Schwartzlose R.A., Serra R., Parrish R., Kawasaki T., Hedgecock D., Crawford R.J.M.* 1992b. Sardine and anchovy regime fluctuations of abundance in four regions of the world oceans: a workshop report // *Fish. Oceanogr.*– V. 1(4).– P. 339-347.

- Logerwell E.A., Smith P.E.* 2001. Mesoscale eddies and survival of late stage Pacific sardine (*Sardinops sagax*) larvae // *Fish. Oceanogr.*— V. 10.— P. 13-25.
- Longhurst A.* 1971. The clupeoid resources of tropical seas // *Oceanography and Marine Biology. An annual review* № 9 / Barney H.(ed.).— London: Allen & Unwin.— P. 300-304.
- Mackas D.L., Goldblatt R., Lewis A.G.* 1998. Interdecadal variation in developmental timing of *Neocalanus plumchrus* populations at Ocean Station P in the subarctic North Pacific // *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*— V. 55.— P. 1878-1893.
- Mackas D.L., Tsuda A.* 1999. Mesozooplankton in the eastern and western subarctic Pacific: community structure, seasonal life histories, and interannual variability // *Progress in Oceanography.*— V. 43.— P. 335-363.
- Mann K.H., Lazier J.R.N.* 1996. Dynamics of marine ecosystems: biological-physical interactions in the oceans.— U.K. Blackwell Publ. Ltd.— 394 p.
- Mantua N., Hare S.* 2002. The Pacific decadal oscillation // *J. Oceanogr. Soc. Jap.*— V. 58.— P. 35-44.
- Mantua N., Hare S., Zhang Y., Wallace J., Francis R.* 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*— V. 78. № 6.— P. 1069-1079.
- Marshall C., Kjesbu O., Yaragina N., Solemdal P., Ulltang O.* 1998. Is spawner biomass a sensitive measure of the reproductive and recruitment potential of Northeast Arctic cod? // *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*— V. 55.— P. 1766-1783.
- Mayama H., Ishida Y.* 2003. Japanese studies on the early ocean life of juvenile salmon // *N. Pacif. Anadrom. Fish Comm. Bull.*— № 3.— P. 41-67.
- McGowan J.A.* 1995. Temporal change in marine ecosystems // *Natural climate variability on decade to century time scales.*— Wash. D.C.: Nat. Res. Council. Nat. Acad. Press.— P. 555-571.
- Megrey B.A., Hinckley S.* 2001. Effect of turbulence on feeding of larval fishes: a sensitivity analysis using an individual-based model // *ICES J. Mar. Sci.*— V. 58.— P. 1015-1029.
- Mendelsson R., Mendo J.* 1987. Exploratory analysis of anchoveta recruitment off Peru and related environmental series // *The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change* / Pauly D., Tsukayama I. (eds.).— ICLARM Studies and reviews.— IMARPE. Peru, Phillipines.— V. 15.— P. 294-306.
- Minobe S.* 1997. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America // *Geophysic. Res. Lett.*— V. 24.— P. 683-686.
- Minobe S.* 1999. Resonance in bi-decadal and penta-decadal climate oscillations over the North Pacific: role in climatic regime shifts // *Geophysic. Res. Lett.*— V. 26.— P. 855-858.
- Minobe S.* 2000. Spatio-temporal structure of the pentadecadal climate oscillations over the North Pacific // *Progress in Oceanography.*— V. 47.— P. 381-408.
- Muck P.* 1989. Major trends in the pelagic ecosystem off Peru and their implications for management // *The Peruvian upwelling system: dynamics and*

- interactions / Pauly D., Muck P., Mendo J., Tsukayama I. (eds.).– ICLARM Conf. Proc.– № 18.– P. 386-403.
- Murphy G.I.* 1961. Oceanography and variations in the Pacific sardine populations // CALCOFI Rept.– V. 8.– P. 55-64.
- Mysak L.A.* 1986. El-Nino interannual variability and fisheries in the Northeast Pacific Ocean // Can. J. Fish. and Aquat. Sci.– V. 43.– P. 464-497.
- Nakata K., Hada A., Matsukawa Y.* 1994. Variations in food abundance for Japanese sardine larvae related to Kuroshio meander // Fish. Oceanogr.– V. 3.– P. 39-49.
- Nakken O.* 1994. Causes of trends and fluctuations in the Arcto-Norwegian cod stock // ICES Mar. Sci. Symp.– V. 198.– P. 212-228.
- Niebauer H.J.* 1999. The 1997-1998 El-Nino in the Bering Sea as compared with previous ENSO events and «Regime Shift» of the late 1970s // PICES Sci. Rept.– № 10.– P. 101-104.
- Nordklim data set -1. 2001. [http// www.smhi.se/hfa.coord/nordklim/nkds.htm](http://www.smhi.se/hfa.coord/nordklim/nkds.htm)
- Norton J.G., Schwing F.B., Pickett M.H., Husby D., Moore Ch.S.* 2001. Monthly mean coastal upwelling indices, west coast of South America 1981 to 2000: trends and relationships // NOAA Techn. Memorandum NOAA-TM-NMFS-SWFSC-316.– 35 p.
- Noto M., Yasuda I.* 2003. Empirical biomass model for the Japanese sardine, (*Sardinops melanosticus*), with sea surface temperature in the Kuroshio extension // Fish. Oceanogr.– V. 12(1).– P. 1-9.
- Odate K.* 1994. Zooplankton biomass and its long-term variations in the western North Pacific Ocean // Bull. Tohoku Region. Fish. Res. Lab.– V. 56.– P. 115-173.
- Oozeki Y.* 1999. Pelagic fish management // Bull. Tohoku Nat. Fish. Res. Inst.– № 62.– P. 165-169.
- Oozeki Y., Nakata H.* (eds.). 2002. Report of an APN/GLOBEC-SPACC workshop on the causes and consequences of climate-induced changes in pelagic fish productivity in East Asia // GLOBEC Rept.– № 15.– 12 p.
- Ording A.* 1941. Studies on annual growth zones in spruce and pine // Rept. Norweg. Inst. Forestry.– V. 25. № 7(2).– P. 101-354 (in Norwegian, with English summary).
- Ottersen G., Loeng H.* 2000. Covariability in early growth and year-class strength of Barents Sea cod, haddock and herring: the environmental link // ICES J. Mar. Sci.– V. 57.– P. 339-348.
- Ottersen G., Loeng H., Raknes A.* 1994. Influence of temperature variability on recruitment of cod in the Barents Sea // ICES Mar. Sci. Symp.– V. 198.– P. 471-481.
- Ottestad P.* 1942. On periodical variations in yield of the great sea fisheries and possibility establishing yield prognosis // Fiskeridir. skr. Ser. havunders. (Rept. of Norwegian fisheries and marine investigations).– V. 7. № 5.– P. 3-11.
- Owen R.W.* 1981. Microscale plankton patchiness in the larval anchovy environment // Rapp. et proc.-verb. reun. Cons. int. explor. sci. mer.– V. 178.– P. 364-368.

- Parrish R.H., Nelson C.S., Bakun A.* 1981. Transport mechanisms and reproductive success of fishes in the California Current // *Biol. Oceanogr.*– V. 1.– P. 175-203.
- Parrish R.H., Schwing F.B., Mendelsson R.* 2000. Mid latitude wind stress: the energy source for climatic shifts in the North Pacific Ocean // *Fish. Oceanogr.*– V. 9.– P. 224-238.
- Pauly D., Tsukayama I.* (eds.). 1987. The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change.– ICLARM Studies and Reviews.– Callao, Peru, IMARPE.– № 15.– 351 p.
- Pauly D., Jarre A., Luna S., Sambilay V. Jr., De Menndiola B.R., Alamo A.* 1989. On the quality and types of food ingested by Peruvian anchoveta // *The Peruvian upwelling system: dynamics and interactions* / Pauly D., Muck P., Mendo J., Tsukayama I. (eds.).– ICLARM Conf. Proc.– № 18.– P. 109-124.
- Pauly D., Muck P., Mendo J., Tsukayama I.* (eds.). 1989. The Peruvian upwelling system: dynamics and interactions.– ICLARM Conf. Proc.– № 18.– 438 p.
- Pauly D., Palomares M. L., Gayanilo F. C.* 1987. VPA estimates of the monthly population, length composition, recruitment, mortality, biomass and related statistics of Peruvian anchoveta 1953-1981 // *The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change* / Pauly D., Tsukayama I. (eds.).– ICLARM Studies and Reviews.– Callao, Peru, IMARPE.– № 15.– P. 142-165.
- Pearcy W., Aydin R.K., Brodeur R.* 1999. What is carrying capacity of the North Pacific for Salmonids? – PICES Press.– V. 7(2).– P. 17-23.
- Pearcy W., Fisher J., Anma G., Meguro T.* 1996. Specific associations of epipelagic nekton of the North Pacific Ocean, 1978-1993 // *Fish. Oceanogr.*– V. 5.– P. 1-20.
- Peterman R.M., Bradford M.J.* 1987. Wind speed and mortality rate of marine fish, the northern anchovy (*Engraulis mordax*) // *Science.*– V. 235.– P. 354-356.
- Pomeroy L.* 1979. Secondary production mechanisms of continental shelf communities // *Ecol. Proc. Coastal and Mar. Syst. Proc. Conf. Ecol., Thalahasse.*– P. 103-186.
- Ponomarenko I.Ya., Yaragina N.A.* 1980. Relation between mature and immature specimens among cod of different ages and sizes in 1978-1981.– ICES G.M. 1981/G:22.– 20 p.
- Ponomarev V.I., Trusenkova O., Trousenkov S., Kaplunenko D., Ustinova E., Polyakova A.* 1999. The ENSO signal in the Northwest Pacific // *PICES Sci. Rept.*– № 10.– P. 9-31.
- Qiu, B.* 2002. The Kuroshio extension system: its large-scale variability and role in midlatitude ocean-atmosphere interaction // *J. Oceanogr. Soc. Jap.*– V. 58.– P. 57-75.
- Reid P.C., Battle E., Batten S., Brander K.* 2000. Impacts of fisheries on plankton community structure // *ICES J. Mar. Sci.*– V. 57.– P. 495-502.
- Reid P.C., Planque B., Edwards M.E.* 1998. Is observed variability in the long-term results on the continuous plankton recorder survey a response to climate change? // *Fish. Oceanogr.*– V. 7. № 3-4.– P. 282-288.

- Richardson A.J., Schoeman D.S.* 2004. Climate impact on plankton ecosystems in the Northeast Atlantic // *Science*.– V. 305.– P. 1609-1612.
- Ricker W.E.* 1954. Stock and recruitment. *J. Fish. Res. Board Can.*—V.11—P.559-623.
- Ricker W.E.* 1972. Hereditary and environmental factors affecting certain salmonid populations // *The stock concept in Pacific salmon / Simon R.C. (ed.)*.— Vancouver: H.R. MacMillan Lectures in Fisheries. UBC.— P. 27-160.
- Ricker W.E.* 1995. Trends in the average size of Pacific salmon in Canadian catches // *Climate change and northern fish populations / Beamish R. (ed.)*.— Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.— V. 121.— P. 593-602.
- Rodionov S.N.* 1995. Atmospheric teleconnections and coherent fluctuations in recruitment to North Atlantic cod stocks // *Climate change and northern fish populations / Beamish R. (ed.)*.— Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.— V. 121.— P. 45-55.
- Roemmich D., McGowan J.* 1995. Climatic warming and decline of zooplankton in the California Current // *Science*.— V. 267.— P. 1324-1326.
- Rogers J.C.* 1984. The association between the North Atlantic Oscillation (NAO) and Southern Oscillation in the northern hemisphere // *Monit. Weather Rev.*— V. 112. P. — 1999-2015.
- Rothschild B.J.* 1986. Dynamics of marine fish populations.— Harvard Univ. Press. Cambridge, Mass.— 277 p.
- Rothschild B.J., Osborn T.R.* 1988. The effect of turbulence on planktonic contact rates // *J. Plankton Res.*— V. 10.— P. 465-474.
- Ryther J.* 1969. Photosynthesis and fish production in the sea // *Science*.— V. 166 (3091).— P. 72-76.
- Saetersdal G., Loeng H.* 1987. Ecological adaptation of reproduction in North-East Arctic cod // *Fish. Res.*— V. 5.— P. 253-270.
- Sakurai Y., Kiyofuji H., Saitoh S., Hiyama Y.* 2000. Changes in inferred spawning area of *Todarodes pacificus* (Cephalopoda: Ommastrephidae) due to changing environmental conditions // *ICES J. Mar. Sci.*— V. 57.— P. 24-30.
- Schlesinger M. E., Ramankutty N.* 1994. An oscillation in the global climate system of period 65-70 years // *Nature*.— V. 367.— P. 723-726.
- Schwartzlose R.A., Alheit J., Bakun A., Baumgartner T., Cloete R., Crawford R., Fletcher W., Green-Ruiz M.Y., Hagen E., Kawasaki T., Lluch-Belda D., Lluch-Cota S., MacGill A., Matsuura Y., Nevarez-Martinez M., Parrish R., Roy C., Serra R., Shust K., Ward M., Zuzunaga J.* 1999. Worldwide large-scale fluctuations of sardine and anchovy populations // *S. Afr. J. mar. Sci.*— V. 21.— P. 289-347.
- Schwing F.B.* 1998. Patterns and mechanisms for climate change in the North Pacific: the wind did it // *Status and trends of the major roundfish, flatfish, and pelagic fish stocks in the North Sea: thirty-year overview. Proc. 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop, 1996 / Serchuk G., Kirkegaard F.M.E., Daan N. (eds.)*.— *ICES J. Mar. Sci.*— V. 53.— P. 1130-1145.

- Schwing F., O'Farrell M., Steger J., Baltz K.* 1996. Coastal upwelling indices west coast of North America.– NOAA Techn. Memorandum NMFS-SWFSC-231.– 208 p.
- Serra J.R.* 1983. Changes a in the abundance of pelagic resources along the Chilean cost // FAO Fish. Rept.– V. 2. № 291.– P. 255-284.
- Shabalova M., Weber S.I.H.* 1999. Patterns of temperature variability on multidecadal to centennial timescales // J. Geophys. Res.– V.105. № 24.– P. 31.023-31.041.
- Sharp G.D.* 2003. Future climate change and regional fisheries: a collaborative analysis // FAO Fish. Techn. Pap. № 452.– 75 p.
- Sherman K., Solow A., Jossi J., Kane J.* 1998. Biodiversity and abundance of the zooplankton of Northern shelf ecosystem // ICES. J. Mar. Sci.– V. 55.– P. 730-738.
- Shugimoto T.* 2001. Interannual-interdecadal variations in plankton biomass and the physical environment in the North-West Pacific // PICES Sci. Rept.– № 18.– P. 132-136.
- Shugimoto T.* 2002. Interannual-interdecadal variations in plankton biomass and the physical environment in the North West Pacific // Report of APN/GLOBEC-SPACC workshop on the causes and consequences of climate-induced changes in pelagic fish productivity in East Asia / Oozeki Y., Nakata (eds).– GLOBEC Rept.– № 15.– P. 12.
- Shugimoto T., Tadokoro K.* 1997. Interannual-interdecadal variations in zooplankton biomass, chlorophyll concentration and physical environment in the subarctic Pacific and Bering Sea // Fish. Oceanogr.– V. 6(2).– P. 74-93.
- Shugimoto T., Tadokoro K.* 1998. Interdecadal variations of plankton biomass and physical environment in the North Pacific // Fish. Oceanogr.– V. 7. № 3-4.– P. 289-299.
- Slobodkin L.R.* 1960. Ecological energy relationship at the population // Amer. Naturalist.– V. 93. – P. 213-236.
- Smith P.* 2000. Chapter 2. Pelagic fish early life history: CalcOPHI overview // Fisheries Oceanography: an integrative approach to fisheries ecology and management / Hurrison P., Parsons T. (eds).– Blackwell Science.– P. 8-28.
- Solow A.R.* 2002. Fisheries recruitment and North Atlantic Oscillation // Fish. Res.– V. 54.– P. 295-297.
- Sonechkin D.M.* 1998. Climate dynamics as a non-linear Brownian motion // Int. J. Bifurcation and Chaos.– V. 8(4).– P. 799-803.
- Statgraphics.* 1988. Statistic Graphic System by Statistical Graphic Corporation. Users Guide Publ.,– 440 p.
- Steele J.N.* 1998. From carbon flux to regime shift // Fish. Oceanogr.– V. 7. № 3-4.– P. 176-181.
- Steele J.N., Collie J.S.* 2005. Functional diversity and stability of coastal ecosystems. Chapter 22 // The SEA: The Global Coastal Ocean / Robinson A.R., Brink K. (eds).– Harvard Univ. Press.– (in press).
- Sundby S.* 1997. Turbulence and ichthyoplankton: influence on vertical distributions and encounter rates // Scientia Marina.– V. 61. Suppl. 1.– P. 159-176.

- Sundby S., Ellersten B., Fossum P.* 1994. Encounter rates between first feeding cod larvae and their prey during moderate to strong turbulent mixing // ICES Mar. Sci. Symp.— V. 198.— P. 393-405.
- Tadokoro K.* 2001. Long-term variations of plankton biomass in the North Pacific // PICES Sci. Rept.— № 18.— P. 132-136.
- Taylor G., Southards Ch.* 2002. Long-term climate trends and salmon population // Climate & Salmon. http://www.ocs.orst.edu/reports/climate_fish.html.
- Toresen R., Ostvedt O.J.* 2000. Variation in abundance of Norwegian spring-spawning herring throughout of 20-th century and the influence of climatic fluctuations // Fish and Fisheries.— V. 1.— P. 231-256.
- Trenberth K.E., Hurrell J.W.* 1995. Decadal coupled atmosphere-ocean variation in the North Pacific Ocean. Climate change and northern fish population // Climate change and northern fish fluctuations / Beamish R. (ed.).— Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.— V. 121.— P. 14-24.
- Ueda H., Kaeriyama M., Urawa S.* 2001. Recent progress in salmon migration research in Japan // PICES Sci. Rept.— № 18.— P. 199-201.
- Ulltang O.* 1996. Stock assessment and biological knowledge: can prediction uncertainty be reduced? // ICES J. Mar. Sci.— V. 53.— P. 659-675.
- van Der Lingen C.* 2002. Diet of sardine *Sardinops sagax* in the Southern Benguela upwelling ecosystem // S. Afr. J. mar. Sci.— V. 24.— P. 301-316.
- Verheye H., Richardson A.* 1998. Long-term increase in crustacean zooplankton abundance in the southern Benguela upwelling region (1951-1996): bottom-up or top-down control? // ICES J. mar. Sci.— V. 55 (4).— P. 803-807.
- Verheye H., Richardson A., Hutchings L., Marska G., Gianacouras D.* 1998. Long-term trends in the abundance and community structure of coastal zooplankton in the Southern Benguela system, 1951-1996 // S. Afr. J. mar. Sci.— V. 19.— P. 317-332.
- Wada T., Jacobson L.* 1998. Regimes and stock-recruitment relationship in Japanese sardine 1951-1995 // Can. J. Fish. and Aquat. Sci.— V. 55.— P. 2455-2463.
- Wada T., Oozeki Y.* 1999. A population dynamics model for the Japanese sardine— why the sardine shows such large population fluctuations? // Bull. Tohoku Nat. Fish. Res. Inst.— № 62.— P. 171-180.
- Walsh J.* 1981. A carbon budget for overfishing off Peru // Nature.— V. 290.— P. 300-304.
- Watanabe Y., Zenitani H., Kimura R.* 1995. Population decline of Japanese sardine *Sardinops melanosticus* owing to recruitment failures.// Can. J. Fish. and Aquat. Sci.— V. 52.— P. 1609-1616.
- Willie-Echeverria T., Wooster W.* 1998. Year to year variations in Bering Sea ice cover and some consequences for fish distributions // Fish. Oceanogr.— V. 7.— P. 159-170.
- Yanez E., Barbieri M., Silva C., Nieto K., Espinola F.* 2001. Climate variability and pelagic fisheries in Northern Chile // Progress in Oceanography.— V. 49.— P. 581-596.

- Yasuda I., Sugasaki H., Watanabe Y., Minobe S., Oozeki Y.* 1999. Interdecadal variations in Japanese sardine and ocean climate // *Fish. Oceanogr.*— V. 8.— P. 18-24.
- Yndestad H.* 2002. The code of long term fluctuations of Norwegian spring spawning herring.— *ICES Annual Sci. Conf., Copenhagen.*— CM 2002/Q:02.— 2p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	
1. О цикличности климата	
1.1. Короткопериодные временные ряды.....	
1.2. Долгопериодные климатические временные ряды.....	
1.2.1. Температура поверхности, реконструированная по ледовым кернам из Гренландского ледового щита.....	
1.2.2. Флуктуации температуры, реконструированные по кольцам роста сосны севера Швеции.....	
1.2.3. Флуктуации температуры, реконструированные по кольцам роста сосны северной Калифорнии.....	
1.3. Анализ спектров долгопериодных временных рядов.....	
1.3.1. Флуктуации численности сардины и анчоуса по данным анализа чешуи в донных осадках Калифорнийского апвеллинга.....	
1.3.2. Итоги анализа спектров инструментальных и реконструированных данных.....	
1.4. Спектрально-временной анализ (СВАН) долгопериодных климатических рядов... Краткие комментарии.....	
2. Проявления цикличности климата на глобальном и региональном уровнях...	
2.1. Особенности динамики индекса Атмосферной циркуляции (АСИ).....	
2.2. Циклические флуктуации объема озера Балхаш.....	
2.3. Циклическая природа наводнений в устье Невы.....	
2.4. Циклические флуктуации осадков на западном побережье Северной Америки.....	
2.5. Циклические флуктуации ледовитости Баренцова моря и Охотского морей.....	
2.6. Северо-Атлантическое колебание и показатели климата Арктики.....	
2.7. Циклические изменения снегонакопления в Антарктиде.....	
2.8. Циклические флуктуации глобальной температуры и феномен антропогенного глобального потепления.....	
3. Периодичность флуктуаций климата и численность главных промысловых популяций	
3.1. О связи промысловых уловов и численности популяций.....	
3.2. Динамика климатических индексов и уловов главных промысловых рыб Атлантики.....	
3.3. Климат и флуктуации численности сельди и трески Северо-Восточной Атлантики.....	
3.3.1. Атлантическо-скандинавская сельдь и флуктуации климата.....	
3.3.2. Аркто-Норвежская треска и флуктуации климата.....	
3.3.3. О зависимости численности пополнения стада трески от величины нерестового запаса.....	
3.3.4. Динамика притока Атлантических вод и флуктуации стад сельди и трески.....	
3.3.5. Флуктуации стада трески и ледового режима в Арктическом регионе.....	
3.4. Прогноз флуктуаций численности сельди и трески Арктического региона.....	
3.5. Динамика климатических индексов и уловов главных промысловых рыб Тихоокеанского региона.....	
3.6. Динамика ледового режима и биомассы минтая Берингова моря.....	
3.7. Климат и флуктуации численности тихоокеанских лососей	
3.7.1. Численность популяции и рост лососей в океане	
3.7.2. Климат и динамика локальных популяций лососей.....	
4. Условия появления высокочисленных поколений	

4.1	«Триадная» гипотеза Бэкона.....
4.2.	Гипотеза «окна оптимальных условий».....
4.3.	Гипотеза «стабильного океана» Ласкера.....
4.4.	Гипотеза «совпадений-несовпадений» Кушинга.....
	Краткие комментарии.....
5.	Возможные причины флуктуаций численности главных промысловых видов...	
5.1.	О трофическом статусе сардин и анчоусов.....
5.2.	Течение Гумбольдта.....
	Краткие комментарии.....
5.3.	Калифорнийское течение.....
5.4.	Регион Куроисио-Оясио.....
5.4.1.	О влиянии промысла на численность сардины-иваси.....
5.4.2.	Японский анчоус и тихоокеанский кальмар.....
5.5.	Северо - восточная Пацифика и залив Аляска.....
5.6.	Южно-Бенгуэльский апвеллинг.....
5.7.	Связь динамики зоопланктона и климатических изменений
	Краткие комментарии.....
6.	Динамика численности анчоусов Тихоокеанского региона.....	
6.1.	Перуанский анчоус.....
6.2.	Сравнительная динамика уловов анчоусов Тихоокеанского региона.....
7.	Моделирование.....	
7.1.	Обоснование стохастической модели флуктуаций климата.....
7.2.	Описание формальной модели цикличности климатических флуктуаций.....
7.3.	Процедура моделирования прогностических кривых
8.	Прогнозирование долгопериодных флуктуаций численности главных промысловых видов.....	
8.1.	Подходы к прогнозированию флуктуаций численности рыб.....
8.2.	Построение прогностических трендов
8.2.1.	Прогностические тренды для первой группы видов.....
8.2.3.	Прогностические тренды для второй группы видов.....
	Краткие комментарии.....
	Заключение	
	Литература.....
	Оглавление.....
	Список сокращений.....

CONTENTS

Introduction.....	
1. Cyclic climate fluctuations	
1.1. Short-term time series.....	
1.2. Long-term time series	
1.2.1. Temperature fluctuations reconstructed by ¹⁸ O in the Greenland ice cores	
1.2.2. Temperature fluctuations reconstructed by tree rings of Scandinavian northland pine.....	
1.2.3. Temperature fluctuations reconstructed by tree rings of North Californian pine	
1.3. Spectral analysis of long-term time series.....	
1.3.1. Fluctuations of sardine and anchovy populations by reconstruction of bottom sediments core from Californian upwelling.....	
1.3.2. Summary on instrumental and reconstructed data analysis	
1.4. Time frequency spectral analysis (TSA) of long-term time series.....	
Short comments.....	
2. Cyclic climate phenomena at the global and local scales.....	
2.1. Characteristics of the Atmospheric Circulation Index (ACI) dynamics.....	
2.2. Cyclic fluctuations of the lake Balkhash volume.....	
2.3. Cyclic nature of floods in the Neva river	
2.4. Cyclic fluctuations of precipitations in the North American West coast.....	
2.5. Cyclic fluctuations of ice area in the Barents sea	
2.6. North-Atlantic Oscillation and Arctic climate indices	
2.7. Cyclic fluctuations of snow accumulation in the Antarctic continent	
2.8. Cyclic fluctuations of Global dT and phenomenon of Global Warming.....	
Short comments.....	
3. Climate fluctuations and populations of major commercial species	
3.1. On the coherence of commercial catches and population dynamics.....	
3.2. Dynamics of climatic indices and catches of major Atlantic commercial species	
3.3. Climate and North-East Atlantic herring and cod stock fluctuations	
3.3.1. Climate fluctuations and Norwegian spring-spawning herring population	
3.3.2. Climate fluctuations and Arcto-Norwegian cod population.....	
3.3.3. On relationship between recruitment and spawning stock biomass in Arcto-Norwegian cod	
3.3.4. Dynamics of Atlantic water inflow in the Arctic seas and herring and cod stocks fluctuations	
3.3.5. Fluctuations of cod stocks and sea ice area in the Arctic region	
3.4. A possibility for prediction of Arctic herring and cod stocks fluctuations	
3.5. Dynamics of climatic indices and major commercial species catches in the Pacific.....	
3.6. Long term dynamics of sea ice area and Alaska pollock biomass in the Bering sea	
3.7. Climate and fluctuations of Pacific salmon population	
3.7.1. On the relationship between population and growth rate of Pacific salmon in the ocean	
3.7.2. Climate and dynamics of local Pacific salmon populations	
Short comments.....	
4. Conditions for development of abundant fish populations	
4.1. Bakun's "ocean triad" hypothesis	
4.2. The "Optimal environmental window" hypothesis	
4.3. Lasker's "stable ocean" hypothesis.....	

4.4.Cushing’s “match-mismatch” hypothesis	
Short comments.....	
5. On possible causes of major commercial stock fluctuations	
5.1.On the trophic status of sardine and anchovy	
5.2.The Humboldt Current.....	
Short comments.....	
5.3. California current	
5.4. Kuroshio-Oyashio region.....	
5.4.1.Impacts of commercial fishery on Japanese sardine population	
5.4.2. Japanese anchovy and Pacific squid populations dynamics.....	
5.5.The North-East Pacific and Gulf of Alaska	
5.6.South-Benguela upwelling.....	
5.7.Relationship between climate change and zooplankton biomass	
Short comments.....	
6. Dynamics of the anchovy population in the Pacific region.....	
6.1.Peruvian anchovy.....	
6.2.Comparative dynamics of anchovy production in the Pacific	
7. Modeling.....	
7.1.Substantiation of the stochastic model of climate fluctuations	
7.2.Description of the formal model of cyclic climate fluctuations	
7.3.Modeling procedure of prognostic trends	
8. Long-term prediction of the population dynamics of major commercial species.....	
8.1.Approaches to long-term prediction of major commercial species stocks	
8.2.Development of the prognostic trends	
8.2.1.Prognostic trends for the species group 1.....	
8.2.2.Prognostic trends for the species group 2.....	
Short comments.....	
Conclusion.....	
References.....	
Contents	
List of abbreviations.....	