

УДК 639.2.052.3

О будущем состоянии популяций массовых гидробионтов в биопродуктивных районах Мирового океана

Б. Н. Котенёв, А. С. Кровнин, В. В. Масленников, Н. В. Мордасова

Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ФГУП «ВНИРО», г. Москва)
e-mail: marecol@vniro.ru

Исследованы долгопериодные взаимосвязанные взаимодействия климатических и океанических процессов в Северной Атлантике, Северной Пацифике, в южной части Тихого океана (ЮТО) и в водах Антарктики в 1950–2012 гг. На основе выявленных связей урожайности поколений в популяциях массовых гидробионтов в этих районах с климатом определено их состояние на ближайшие десятилетия. В Северо-восточной Атлантике (СВА) популяция норвежской весенне-нерестующей сельди (НВС) до середины 2020-х гг. возможно будет пополняться отдельными урожайными поколениями. Однако, будет сохраняться тренд на снижение биомассы её запаса. Биомасса популяции северо-восточной арктической трески (СВА трески) будет возрастать благодаря урожайным поколениям. В СЗТО запасы тихоокеанских лососей после $2017 \pm 2-3$ г. должны существенно (от 2 до 3 раз, а при сохранении нынешнего браконьерства до 4–5 раз) уменьшиться против нынешних высоких уловов. Основные запасы минтая СЗТО будут расти благодаря увеличению урожайности их поколений после $2017 \pm 2-3$ г. Биомасса популяции океанической южнотихоокеанской ставриды в ближайшие 15–20 лет сохранится на низком уровне. Запасы антарктического криля возрастут и будут более доступны для промысла.

Ключевые слова: климатические режимы, климатические и океанические индексы, норвежская весенне-нерестующая сельдь, северо-восточная арктическая треска, азиатские лососи, минтай, урожайность поколений, южно-тихоокеанская ставрида, антарктический криль.

ВВЕДЕНИЕ

Характерная черта биопродуктивных районов Мирового океана в полярных и умеренных широтах, в экваториальных апвеллингах и апвеллингах восточно-пограничных течений — наличие популяций высокочисленных гидробионтов, составляющих здесь основу вылова (от 50 до 90%). Так, биомасса норвежской весенне-нерестующей сельди в период её высокой численности достигала 25 млн т, популяция северо-восточной трески в Баренце-

вом море в настоящее время имеет нерестовый запас более 2 млн т, а промысловый — более 6–8 млн т. Столь же огромны биомассы основных популяций минтая в Северной Пацифике. В пределах «ставридного пояса» между 35° и 52° ю.ш. в южной части Тихого океана популяция океанической южно-тихоокеанской ставриды в 1980-е гг. имела биомассу 10–20 млн т и более, обеспечивая годовые уловы нашего флота в объёме до 1,3 млн т [Промысловое описание..., 1992]. Запасы криля в во-

дах Антарктики оцениваются в 300–500 млн т, что обеспечивало в 1980-е гг. наши уловы в объёмах до 0,5 млн т [Масленников, 2003].

Для всех этих популяций характерны как межгодовые колебания запасов, так и долгопериодные. Те и другие в значительной мере связаны с влиянием (прямым, косвенным, интегрированным, сдвиговым) климата. Как правило, долгопериодные колебания состояния этих популяций совершаются при существенном изменении климатического режима среды обитания: термического состояния и стратификации вод, ледовитости, интенсивности и направления ветрового воздействия, динамики вод, изменения длительности продуктивного сезона и др. [Давыдов, 1984, 1989; Ижевский, 1967; Бочков, Терещенко, 1992; Селиверстов, 1974; Кушинг, 1979; Кляшторин, Любушин, 2005; Шунтов и др., 1987; Шунтов, Темных, 2008, 2011; Ярыгина, 2006; Alheit, Hagen, 1997; Beaugrand, 2003; Beamish, 1995; Drinkwater, 2006; King, 2005; Overland et al., 2008; McKinnell, Dagg, 2010; Rijnsdorp et al., 2010].

Как правило, эти популяции обитают на больших акваториях океана (от 1,5–2,5 до 10–20 млн км²). Поэтому для анализа крупномасштабных особенностей условий среды их обитания используются в основном крупномасштабные (субпланетарные и региональные) климатические и океанологические индексы, характеризующие колебания интенсивности и местоположения центров действия атмосферы или средней тропосферы, а также термического состояния поверхности океана (ТПО) и циркуляции полярных, субполярных, субтропических и экваториальных течений и круговоротов.

Хорошо известна ретроспектива изменений этих индексов, по ним выделяются климатические режимы, сдвиги между ними и изменения состояния морских экосистем и основных биоресурсов [Давыдов, 1989; Ижевский, 1967; Кляшторин, Любушин, 2005; Кляшторин, Сидоренков, 1996; Котенёв и др., 2010, 2012; Масленников, 2003; Шунтов, Васильков, 1981, 1982; Шунтов, Темных, 2008, 2011; Beamish, 1995; Francis et al., 1998]. С учётом этих исследований по динамике региональных климатических и океанологических индексов

выделены климатические режимы в Северной Атлантике, Северной Пацифике (Раздел: «Климатические режимы Северного полушария»). Для определения времени наступления будущих климатических режимов были изучены взаимосвязи между различными региональными индексами, например, индексами Северной Атлантики и Северной Пацифики, а в Южном полушарии — между явлениями ЭНЮК (Эль-Ниньо — Южное колебание) и состоянием экосистем в умеренных и полярных широтах. Это позволило выяснить механизмы долгопериодной эволюции климата в Северном и Южном полушариях и определить сроки наступления нового климатического режима в районах обитания изучаемых нами популяций гидробионтов (Раздел: «О механизме долгопериодной эволюции климата в Северном полушарии»).

После определения времени наступления нового долгопериодного климатического режима и его характера по аналогии с предшествующими такими же режимами, второй, не менее важной, задачей было выяснение различных механизмов долгопериодного влияния климата на состояние этих запасов в различных регионах Мирового океана (Разделы: «О механизмах влияния климата на долгосрочное состояние популяций массовых рыб и прогноз их состояния в Северной Атлантике и Северной Пацифике», «Влияние климатических режимов Южного Колебания (ЮК) на популяции океанической южнотихоокеанской ставриды и антарктического криля»).

Эта задача решалась нами путём сопоставления частоты появления поколений разной мощности при разных долгопериодных климатических режимах, и связи урожайных и неурожайных поколений с декадными колебаниями климатических и океанологических индексов, а также аномалий ТПО в океане. Это позволило на эмпирико-статистической основе подойти к пониманию будущего состояния этих популяций в ближайшие десятилетия.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Климатические режимы в Северном полушарии в Северной Атлантике и Северной Пацифике выделяются по динамике клима-

тических и океанологических индексов. Так, в Северной Атлантике они выделяются по среднегодовому индексу Атлантической многодекадной осцилляции (АМО) [Кетг, 2000], а также по динамике зимнего индекса САК (рис. 1, а, в). Используя последовательный метод С. Н. Родионова по обнаружению режимных климатических сдвигов [Котенёв, Родионов, 2009] нами выделены следующие климатические режимы в Северной Атлантике: до 1903 г. — тёплый климатический режим (положительная фаза АМО); 1904–1925 гг. — холодный климатический режим (отрицательная фаза АМО) [Бочков, Терещенко, 1992]; 1926–1963 гг. — режим «потепления Арктики» (положительная фаза АМО) [Бойцов, 2006, 2009; Бочков, Терещенко, 1992; Drinkwater, 2006 и др.]; 1964–1994 гг. — холодный климатический режим (отрицательная фаза АМО) [Бойцов, 2006, 2009; Бочков, Терещенко, 1992; Dickson et al., 1988; Skjoldal,

2004]; с 1995 г. — тёплый климатический режим [Бойцов, 2006, 2009; Arneberg et al., 2013; Mehl et al., 2013; Stiansen et al., 2009].

Для большей части положительных фаз АМО характерно снижение климатических индексов САК, а для отрицательных фаз АМО — рост индекса САК (рис. 1, в). Характерно, что до 1998/99 гг. для взаимосвязи САК и аномалий температуры воды на Кольском разрезе в слое 0–200 м была положительная связь (рис. 1, з), а после 1998/99 гг. — отрицательная. Эти изменения знака связи, на наш взгляд, связаны с большим влиянием климатических и океанических процессов в северной части Тихого океана. Как известно, в северной части Тихого океана хорошо выделяется климатический режимный сдвиг 1998/99 гг. [Minobe, 2002]. Эта смена знака (рис. 1, в) показывает, что климатические сдвиги в Северной Атлантике контролируются процессами, происходящими в Север-

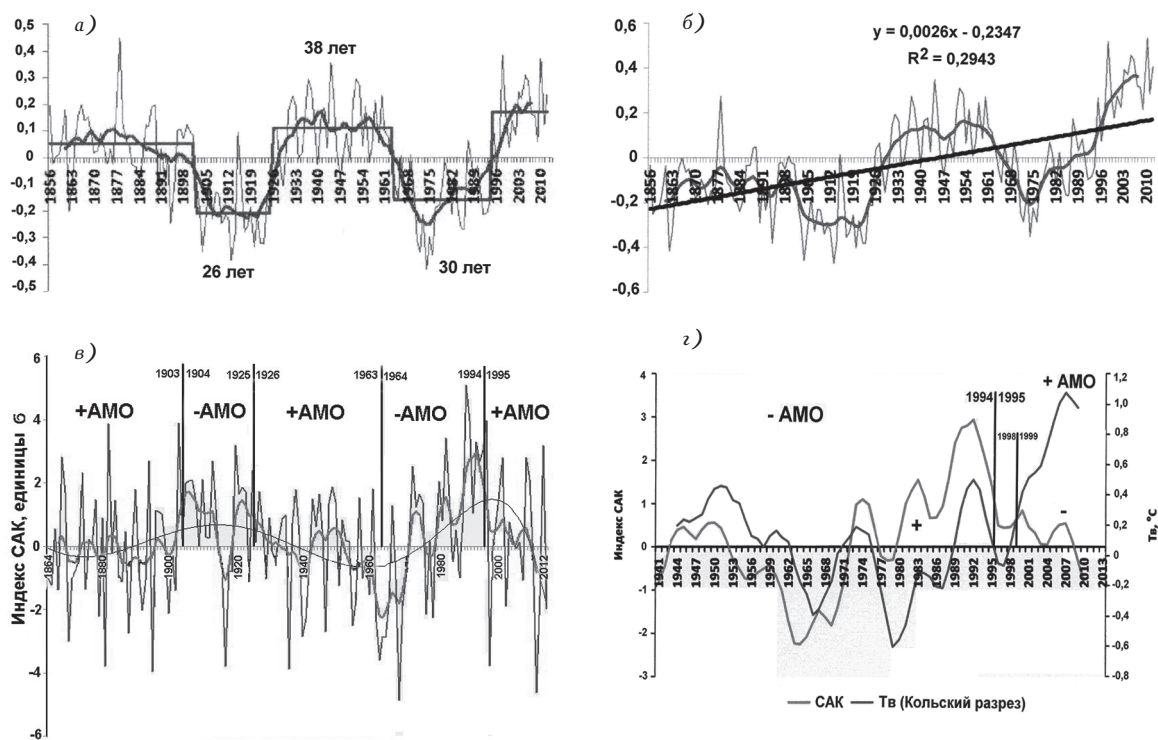


Рис. 1. Климатические режимы в Северной Атлантике в 1856–2012 гг.:

а — по среднегодовому индексу Атлантической многодекадной осцилляции (АМО) [Кетг, 2000]; б — по среднегодовым аномалиям температуры поверхности океана (АТПО) без удаления линейного тренда; в — связь динамики зимнего индекса САК с климатическими режимами АМО; з — связь аномалий температуры воды на Кольском разрезе в слое 0–200 м с индексом САК, по различному знаку этой связи выделяется климатический сдвиг 1998/99 гг.

ной Пацифике. Учитывая продолжительность положительных фаз АМО в предшествующее столетие, нынешняя фаза продолжится минимум до 2025 г. Аналогичный прогноз дан В. Д. Бойцовым [2008, 2009].

В Северной Пацифике выделяются две ведущие климатические моды [Петросянц и др., 2005]. Первая — Тихоокеанско-Северо-Американская дальняя связь (ТСА), которая характеризует взаимосвязанное изменение среднетропосферных аномалий геопотенциала H_{500} ГПа и приземных аномалий над субтропическим океаническим и северо-американским антициклонами и Алеутским и Мексиканским минимумами. Эта мода контролирует в основном климатический режим СВТО. Для неё характерна тесная связь с явлениями ЭНЮК. В периоды преобладания Эль-Ниньо зимний индекс ТСА — положительный, при преобладании Ла-Нинья — отрицательный (рис. 2, б). Океаническим аналогом ТСА является тихоокеанская декадная осцилляция АТПО в Северной Пацифике [Francis et al., 1998; Overland et al., 2008]. Её зимний индекс (рис. 2, г) позволяет выделить следующие термические режимы: **1909–1923 гг.** — холодный; **1924–1943 гг.** — тёплый; **1944–1976 гг.** — холодный; **1977–2008 гг.** — тёплый, а после **2008 г.** — холодный. Сходные режимы выделяются и по зимнему индексу ТСА.

Вторая климатическая мода — Западно-тихоокеанская дальняя связь (ЗТ). Зимний индекс ЗТ отражает широтную изменчивость и интенсивность субтропического струйного течения между двумя диполями геопотенциала H_{500} ГПа: северный из них располагается над Камчаткой, южный — над юго-западной частью Северной Пацифики [Котенёв и др., 2012]. В последние 60 лет для него характерны следующие фазы: отрицательная в 1956–1986 гг. и с 1987 г. — положительная. Первая отрицательная фаза ЗТ началась через 10–11 лет после отрицательной фазы ТСА 1946–1976 гг., вторая — через 10 лет после наступления положительной фазы ТСА в 1977 г. Эта разница позволяет предполагать, что тёплый климатический режим, наступивший в СЗТО после 1987/1988 гг., закончится в 2017 г. ± 2 –3 года, после чего наступит

отрицательная фаза, климатическим аналогом которой, в первом приближении, может служить климат СЗТО в 1956–1986 гг.

По связи между зимним океаническим индексом осцилляции северо-тихоокеанских круговоротов (ОСТК) [Di Lorenzo et al., 2008], зимним индексом ЗТ и ТСА (рис. 2, а, б) в пределах отрицательной фазы ЗТ в 1956–1986 гг. выделяется климатический режим 1963–1986 гг., когда не было никакой корреляционной связи между ОСТК и ЗТ, но была устойчивая связь с индексом ТСА. Отсутствие связи указывает на то, что в этот период влияние субтропического антициклона, а также субтропического круговорота течений было ослаблено в пределах СЗТО, тогда как в СВТО оно было значительно большим. После 1987 г. ситуация взаимодействия стала обратной. В результате именно с 1988 г. (между тропосферой и атмосферой отмечается лаг в один год) наступил в СЗТО, а также во всей Северной Пацифике тёплый климатический режим (рис. 2, д), а в СЗТО (севернее 35° с.ш.) зимой в три раза увеличилось количество южных циклонов (рис. 2, е).

Климатические режимы Северной Пацифики находятся под сильным воздействием Арктического колебания — АК [Thomson, Wallace, 1998].

Хорошо видно (рис. 2, в), что в период с 1986 по 1998 гг. существовала высокая корреляционная связь между индексами ЗТ и АК, а после 1999 г. связь стала негативной. Климатический сдвиг 1998/1999 гг. является характерной особенностью Северной Пацифики [Minobe, 2002].

О МЕХАНИЗМЕ ДОЛГОПЕРИОДНОЙ ЭВОЛЮЦИИ КЛИМАТА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

Анализ ведущих пространственно-временных мод совместной климатической изменчивости Северной Пацифики и Северной Атлантики для двух перекрывающихся периодов (1950–1988 гг. и 1977–2012 гг.) позволил выявить характер их изменений в пределах всего Северного полушария в 1950–2012 гг.

На рис. 3, а показано распределение коэффициентов корреляции между ГК1 (главная компонента) совместного среднезимнего

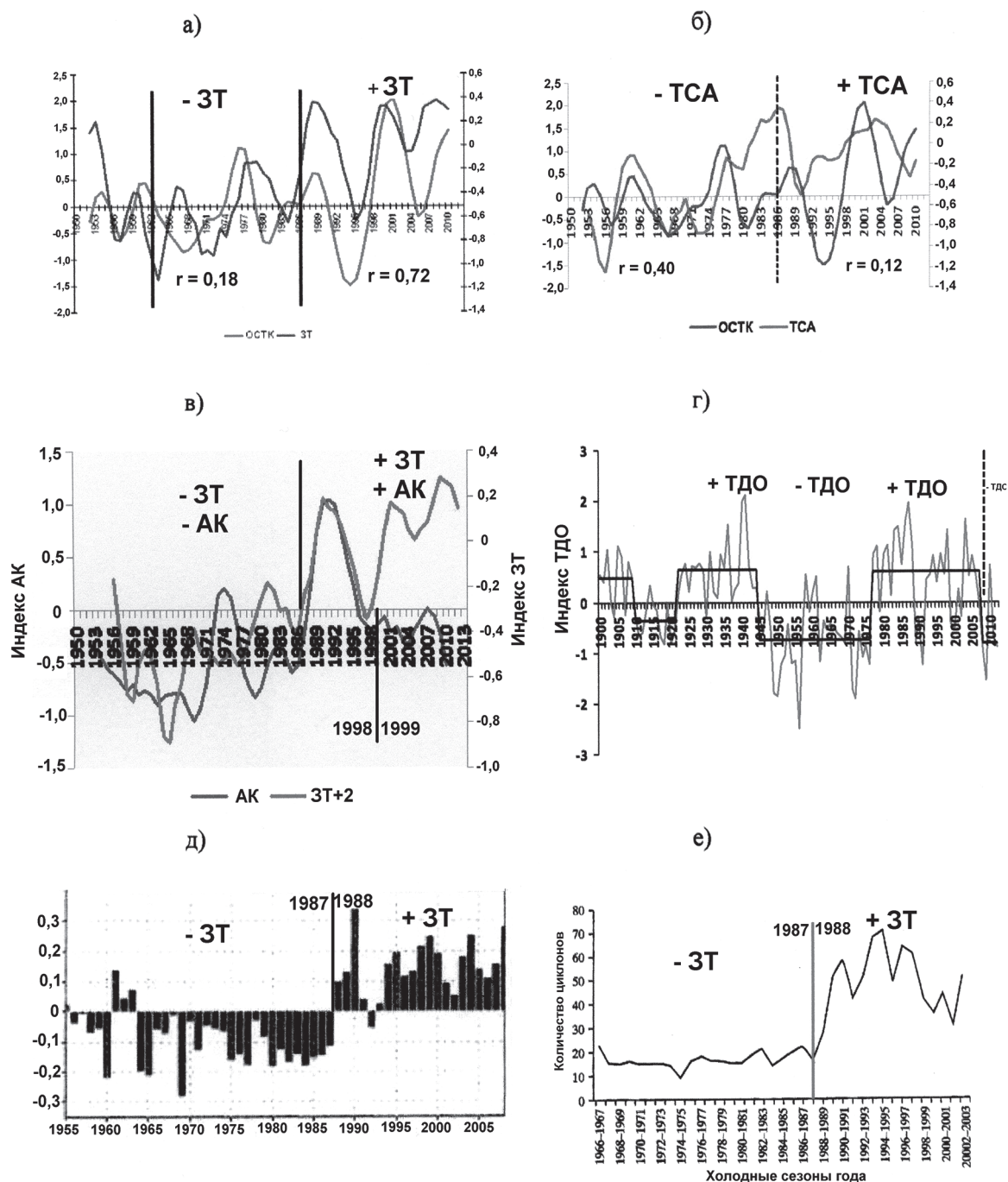


Рис. 2. Климатические режимы СЗТО (а, в, д, е) и СВТО (б, г) на основе корреляционных связей средних пятилетних значений:

а — зимнего индекса ЗТ (январь-март) с зимним индексом ОСТК; б — зимнего индекса ТСА с зимним индексом ОСТК (январь-апрель); в — зимних индексов ЗТ и АК, хорошо выделяется декадный климатический сдвиг 1998/99 гг. [Minobe, 2002]; г — климатические режимы по зимнему индексу ТДО; д — распределение зимних АТПО (январь-апрель) в северной части Тихого океана [Yeh et al., 2011]; е — межгодовой ход количества южных циклонов в СЗТО за холодный период года [Тунеголовец, 2007]

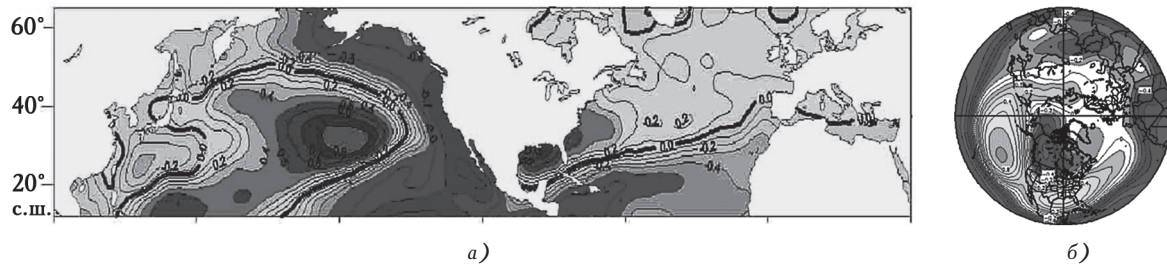


Рис. 3. Коэффициенты корреляции между ГК1 (24,1% общей дисперсии) совместного среднезимнего (январь–апрель) поля АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике и (а) временными рядами аномалий температуры воды в каждом из узлов сетки; б — геопотенциальными высотами на поверхности 500 гПа в период 1950–1988 гг.

(январь–апрель) поля АТПО в Северной Пацифике и Северной Атлантике и временными рядами аномалий поверхностной температуры воды в каждом из узлов четырёхградусной сетки в период с 1950 по 1988 г. В северной части Тихого океана корреляционное поле хорошо соответствует отрицательной фазе ТДО, установившейся зимой 1945/1946 гг. и характеризовавшейся развитием отрицательных АТПО в центральной части океана и их положительных значений вдоль западного побережья Северной Америки. Область отрицательных корреляций (отрицательных АТПО) простирается в экваториально-тропическую часть Северной Атлантики, свидетельствуя о влиянии климатических процессов Северной Пацифики на североатлантический регион. В рассматриваемый период это влияние передавалось через атлантический центр повышенного атмосферного давления ТСА (рис. 3, б), который способствовал усилению североатлантических пассатов и понижению ТПО в тропической зоне океана и вдоль африканского побережья. Таким образом, формирование отрицательной фазы ТДО инициировало ослабление наблюдавшейся в 1940-х — 1950-х гг.

положительной фазы АМО. Фактически, заметное уменьшение положительных значений её индекса началось с середины 1950-х гг.

Дальнейшая эволюция климатических процессов в конце 1950-х — начале 1960-х гг. была связана с распространением отрицательных АТПО из юго-восточной части Северной Пацифики на запад вдоль экваториальной зоны, развитием отрицательной фазы ЗТ, постепенным ослаблением северотихоокеанского субтропического круговорота, а в Северной Атлантике — с углублением Исландского минимума атмосферного давления и дальнейшим развитием отрицательной фазы АМО. Отрицательная фаза АМО окончательно установилась зимой 1964/1965 гг., т.е. спустя 19 лет после формирования отрицательной фазы тихоокеанской декадной осцилляции, которая и явилась инициатором смены фазы многодекадных колебаний в Северной Атлантике.

Сдвиг к отрицательной фазе АМО сопровождался развитием на её фоне положительной фазы североатлантического колебания и трёхполюсной структуры в колебаниях АТПО с отрицательными значениями аномалий на севере и юго-востоке океана и положитель-

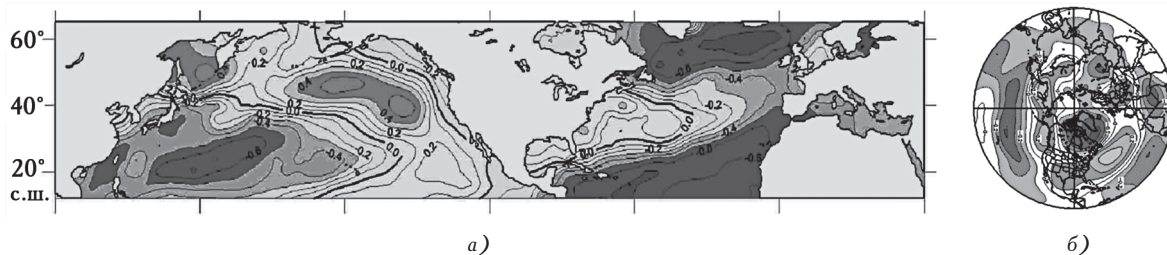


Рис. 4. Коэффициенты корреляции между ГК2 (18,7% общей дисперсии) совместного среднезимнего (январь–апрель) поля АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике и а — временными рядами аномалий температуры воды в каждом из узлов сетки; б — геопотенциальными высотами на поверхности 500 гПа в период 1950–1988 гг.

ными — в его западно-центральных районах (рис. 4, а).

Такая трёхполюсная структура АТПО в Северной Атлантике с их ярко выраженными декадными колебаниями характерна только для отрицательной фазы АМО, когда наблюдается значительное углубление исландского минимума. В Северной Пацифике поле корреляций во второй половине 1960-х — начале 1970-х гг. соответствовало отрицательной фазе ОСТК с областью отрицательных АТПО к югу и юго-востоку от Японских островов, окружённой поясом их положительных значений. Эта ситуация отражала ослабление интенсивности субтропического круговорота. Соответствующее поле в средней тропосфере Северного полушария характеризовалось наличием двух диполей противоположного знака над западной частью Северной Пацифики и Северной Атлантикой (рис. 4, б). В температурном поле эти атмосферные диполи отражались, в частности, в противофазных колебаниях АТПО между Северо-западной Атлантикой и СЗТО. На рис. 3, б хорошо прослеживается также влияние арктического региона на северную часть Тихого океана в виде «хвоста» отрицательных корреляций, простирающегося через Евразию в субтропические широты океана.

Последующие изменения в развитии климатических процессов Северного полушария связаны, прежде всего, с северотихоокеанским регионом. Эволюция отрицательной фазы ОСТК, сопровождавшаяся распространением области отрицательных АТПО в центральные районы океана обусловила в конечном итоге формирование положительной фазы тихоокеанской декадной осцилляции зимой

1976/1977 гг. Одновременно на фоне сохранения отрицательной фазы АМО начался рост ТПО на большей части акватории Северной Атлантики. Как в 1950-е гг. и в первой половине 1960-х гг., влияние Северной Пацифики на Северную Атлантику реализовывалось через атлантический центр ТСА, но аномалии атмосферного давления в нём были отрицательными. Это способствовало ослаблению северо-восточных пассатов, развитию положительных АТПО в тропической зоне Северной Атлантики и ослаблению отрицательной фазы АМО. Окончательная смена фазы АМО с отрицательной на положительную произошла в 1995 г., т.е. спустя 20 лет после установления положительной фазы ТДО.

Следует отметить, что ярко выраженный температурный скачок в тепловом состоянии Северной Пацифики между 1987 и 1988 гг. сопровождался резким ростом средней поверхностной температуры воды (рис. 2, д). Его причиной стал режимный сдвиг ЗТ к положительной фазе и усиление западного субтропического круговорота. В результате тёплые субтропические воздушные массы и воды в западной части Северной Пацифики стали проникать дальше на север. Так, с 1988 г. резко возросло количество южных циклонов, проникающих зимой на север СЗТО (рис. 2, е).

В результате описанных выше климатических процессов в океане и атмосфере Северного полушария сложилась ситуация, которая в СЗТО существовала до 2011 г. Для неё характерна хорошо выраженная связь между положительными фазами ОСТК в Северной Пацифике и АМО в Северной Атлантике (рис. 5, а). Атмосферная карта показывает высокие положительные корреляции в эквато-

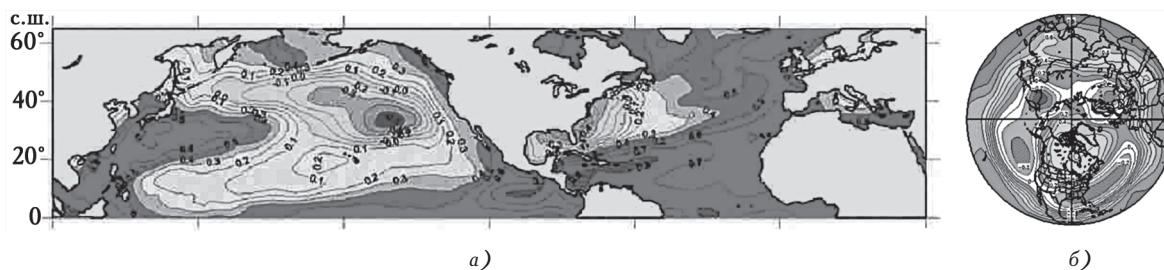


Рис. 5. Коэффициенты корреляции между ГК1 (28,9% общей дисперсии) совместного среднезимнего (январь–апрель) поля АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике и (а) временными рядами аномалий температуры воды в каждом из узлов сетки; б — геопотенциальными высотами на поверхности 500 гПа в период 1977–2010 гг.

риально-тропической зоне, особенно в южном центре ЗТ, что свидетельствует о влиянии тропических процессов на более высокие широты. Это полностью противоположно ситуации в период зрелой стадии отрицательной фазы АМО, когда связь между океанами осуществлялась через САК/АО, т.е. через полярные широты.

Постепенное распространение положительных АТПО в её центральные районы вдоль северной периферии субтропического круговорота и усиление отрицательных аномалий поверхностной температуры воды вдоль западного побережья Северной Америки привели к формированию в 2011 г. отрицательной фазы ТДО. Таким образом, завершился полный цикл развития климатических процессов в Северном полушарии, начавшийся в 1945/1946 гг. Его продолжительность составила 65 лет. Эволюция климатических процессов в северных частях Атлантического и Тихого океанов на различных стадиях цикла показана в табл. 1.

Как видно из табл. 1, в Северо-Тихоокеанском регионе в ближайшие 6–7 лет (2014–2017 гг.) развитие процессов в океане и атмосфере в СВТО будет определяться отрицательной фазой ТДО, а в СЗТО — положительной фазой ЗТ до $2017 \pm 2 - 3$ г., а с 2018 г. начнётся отрицательная фаза ЗТ.

В СВА в эти годы продолжится положительная фаза АМО.

О МЕХАНИЗМАХ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА НА ДОЛГОСРОЧНОЕ СОСТОЯНИЕ ПОПУЛЯЦИЙ МАССОВЫХ РЫБ И ПРОГНОЗ ИХ СОСТОЯНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ И СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКЕ

Связь динамики урожайности поколений популяции норвежской весенне-нерестующей сельди (НВС) и северо-восточной арктической трески с климатическими режимами, выделенными по индексу АМО и САК. Благодаря совместным норвежским и российским исследованиям этих популяций на протяжении более 100 лет, они являются наиболее изученными среди других популяций сельди и трески в Северной Атлантике [Биология и промысел..., 1989; Треска Баренцева моря, 2003; Селивёрстов, 1974; Фёдоров, 1962, 1965; Ярыгина, 2006; Arneberg et al., 2013; Jakobsen, Ozhigin, 2013; Nakken, 2008; Stiansen et al., 2009; Skjoldal, 2004].

Популяция весенне-нерестующей сельди. Несмотря на то, что ареалы обитания этих популяций частично совпадают, состояние их запасов и уловов (рис. 6) по времени относительно климатических режимов АМО существенно различается. Это связано с тем, что основной район нагула нерестовой НВС связан

Таблица 1. Взаимосвязанное развитие климатических мод в Северной Пацифике и Северной Атлантике в период 1946–2027 гг.

Период	Северная Пацифика		Северная Атлантика	
1946–1955	Сильное развитие	(–) ТДО		(+) АМО
1956–1965	Начальная стадия	(–) ЗТ (–) ТДО	Окончательная стадия	(+) АМО
1966–1976	Максимум развития	(–) ТДО (–) ЗТ	Максимум развития	(–) АМО
1977–1987	Сильное развитие Ослабление	(+) ТДО (–) ЗТ	Ослабление	(–) АМО
1988–1994	Ослабление Усиление	(+) ТДО (+) ЗТ	Окончательная стадия	(–) АМО
1995–2007	Окончательная стадия Максимум развития	(+) ТДО (+) ЗТ	Максимум развития	(+) АМО
2008–2017	Начальная стадия Окончательная стадия	(–) ТДО (+) ЗТ		(+) АМО
2018–2027	Начальная стадия	(–) ТДО (–) ЗТ	Окончательная стадия	(+) АМО

с Полярным фронтом, разделяющим арктические воды Восточно-Гренландского и Восточно-Исландского течений от атлантических вод Норвежского моря. Условия в пределах этого фронта подвержены существенному влиянию Арктики.

Треска обитает преимущественно в более тёплых атлантических водах в Норвежском и Баренцевом морях в зоне адвективных тёплых течений, термика которых определяется интенсивностью и положением Гольфстрима.

Это влияние Арктики на состояние Полярного фронта хорошо проявилось в тесной связи времени появления сельдяных периодов с малой ледовитостью у Северной Исландии в последние 500 лет (рис. 7). Эпохи низких

уловов и бедных поколений НВС тесно связаны с периодами высокой ледовитости у Северной Исландии, в Гренландском и Баренцевом морях. Так, эпоха повышенной ледовитости в 1958–1988 гг. была как в Гренландском, так и в Баренцевом морях.

Наиболее суровые климатические условия сложились в начале периода 1965–1969 гг. при максимуме отрицательной фазы САК, когда резко усилился и расширился полярный антициклон над Гренландией, блокируя юго-западный перенос тёплых воздушных масс и атлантических вод (АВ) со стороны Атлантики в пределы Норвежского, Баренцева и Гренландского морей [Бочков, Терещенко, 1992]. Основные траектории цикло-

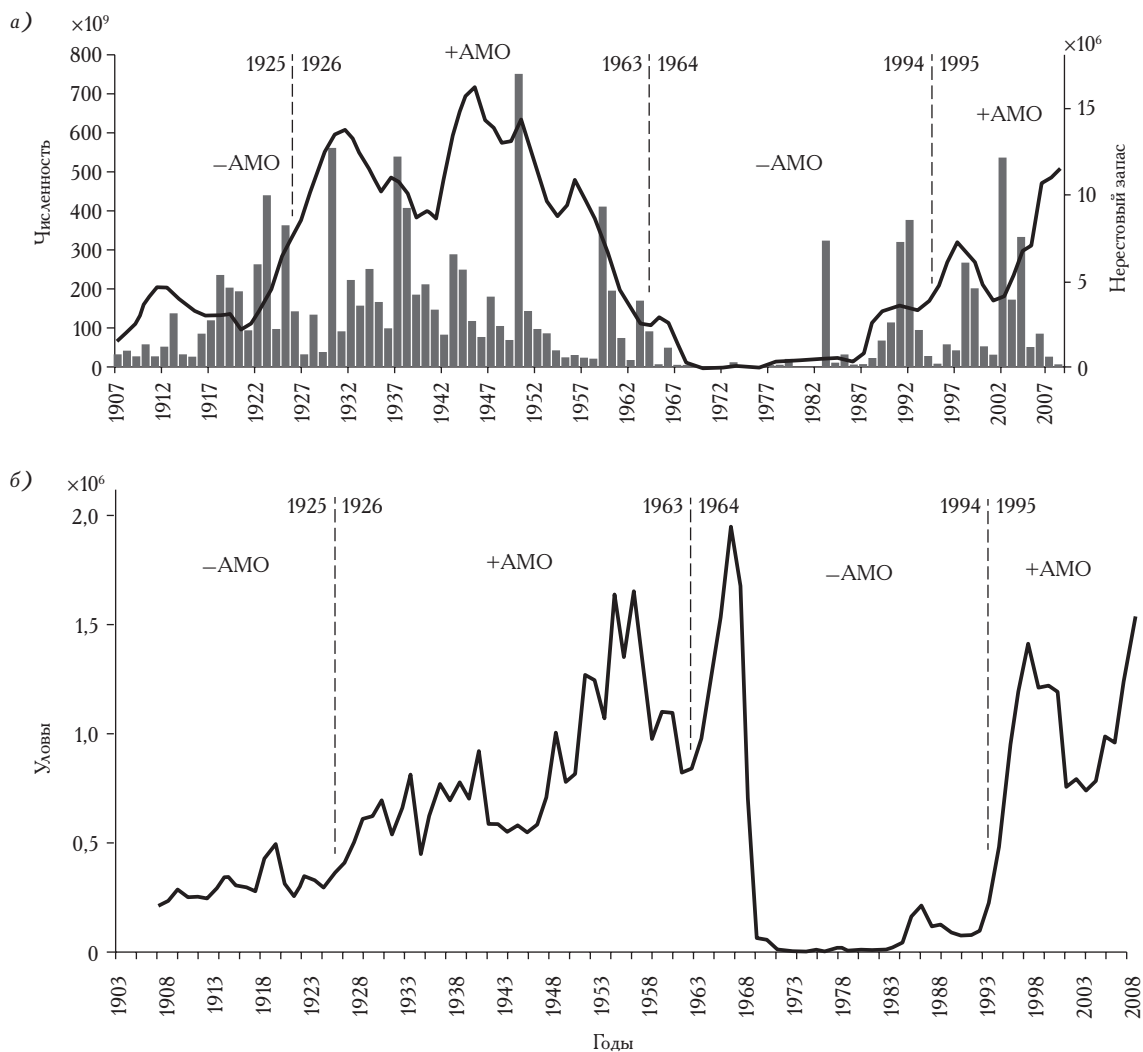


Рис. 6. Динамика нерестового запаса и численности поколений НВС (а); уловы норвежской сельди и границы климатических режимов Северной Атлантики (б) [Rijnsdorp et al., 2010]

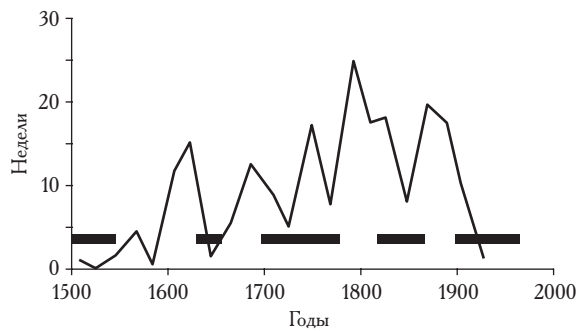


Рис. 7. Связь сельдяных периодов с небольшой продолжительностью сезонов морского льда у побережья Северной Исландии [Alheit, Hagen, 1997]

нов сместились к югу. Над морями преобладал перенос арктических воздушных масс с севера и северо-востока.

В результате на акватории Баренцева и Гренландского морей были зарегистрированы отрицательные аномалии температуры воздуха до $-5... -10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Температура и солёность АВ, поступающих в Баренцево море, были, соответственно, на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,1\text{‰}$ ниже нормы. Ледовые условия были экстремальными (до 86% площади Баренцева моря), и отрицательные аномалии температуры воды в верхнем 50-метровом слое достигали $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. При минимуме САК (1965–1969 гг.) резко возросла интенсивность Восточно-Гренландского и Восточно-Исландского течения с сильно распреснёнными арктическими водами и льдами. Эти воды после Датского пролива дали начало Большой Солёностной аномалии в субарктическом круговороте Северной Атлантики [Dickson et al., 1988]. В Норвежском и Гренландском морях они обусловили повышенную ледовитость Восточно-Исландского течения, которое в 1948–1963 гг. было свободно ото льда [Malmberg, 1969]. Из-за сильного распреснения поверхностного слоя прекратился подъём вод с биогенами, резко уменьшилась первичная продукция, и зоопланктон по составу стал арктическим. В результате воды Полярного фронта стали настоящей безжизненной пустыней для *Calanus finmarchicus* — основной пищи для нагульной сельди [Jakobsson, 1980; Dragesund et al., 1980].

Таким образом, низкое состояние запаса НВС морей почти совпадает с отрицательными фазами АМО и САК, которые отражают

продолжительные (2–3 десятилетия) периоды с отрицательными АТПО как в самой Северной Атлантике, так и в морях. Обращает на себя внимание тот факт, что частые среднеурожайные и отдельные урожайные поколения сельди в периоды отрицательной фазы АМО начинают появляться за 5–10 лет до их окончания. Это опережающее восстановление запаса НВС, скорее всего, связано с более ранним началом потепления климата в морях по сравнению с Северной Атлантикой [Бойцов, 2012].

Длительная «сельдяная» эпоха 1922–1963 гг. связана с положительной фазой АМО (рис. 6). В это время преобладали среднеурожайные, а урожайные поколения были через 7–12 лет.

Как промысловый, последний «сельдяной» период начался в 1995 г., что совпало с установлением современной положительной фазы АМО, и продолжался в 2013 г. Однако сейчас запас НВС быстро уменьшается в связи с тем, что с 2007 г. отсутствуют урожайные годовые классы и преобладают бедные. Начало восстановления нерестового запаса после его коллапса в 1970 г. связывают с урожайными поколениями 1983, 1991, 1992, 2002, 2004 гг., т.е. «сельдяной» период продолжается уже 30 лет. В 2012 г., возможно, появилось урожайное поколение сельди, судя по приловам её в Баренцевом море в 2013 г. (Сообщение К. В. Древетняка).

В период с 1950 по 2011 гг. интегральные кривые индекса САК и аномалий коэффициентов выживания НВС, рассчитанных как натуральный логарифм отношения пополнений сельди (Π) к биомассе нерестового запаса (БНЗ), характеризуются согласованным (рис. 8) ходом ($r = 0,68$) [Бондаренко и др., 2003]. Это позволяет использовать индекс САК в качестве предиктора будущих поколений НВС.

В настоящее время термические условия благоприятны для воспроизводства НВС. Можно предполагать, что ветровой режим в зимне-весенний период при отрицательных значениях индекса САК неблагоприятен для выживания личинок и сеголетков. Отчасти на это указывает распределение зимних аномалий давления в 2007–2013 гг.

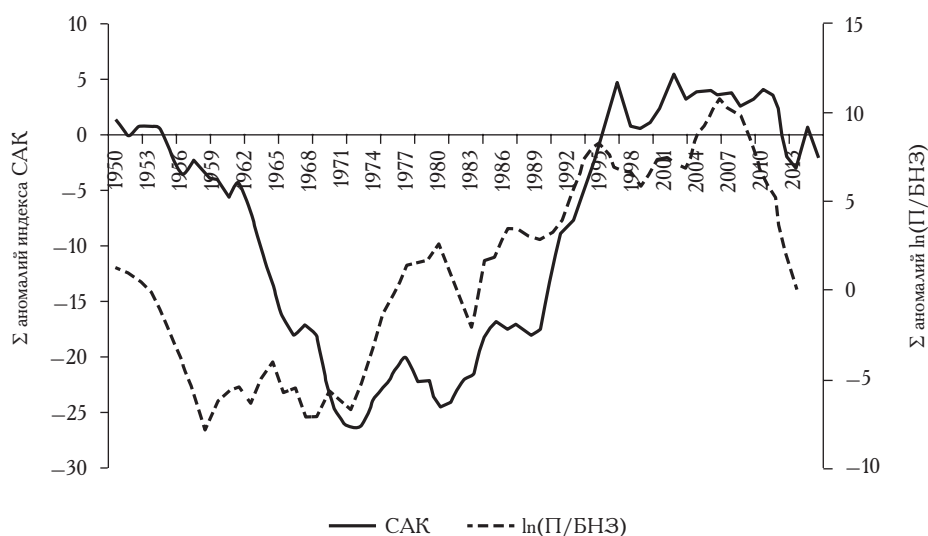


Рис. 8. Интегральные кривые индекса САК и аномалий коэффициентов выживаемости норвежской весенне-нерестующей сельди. Для индекса САК использованы данные за 1950–2013 гг., для аномалий коэффициентов выживаемости — за 1950–2011 гг. [Бондаренко и др., 2003]

В 1960-е — 1970-е гг. переход от тренда на снижение на тренд роста САК отмечен в 1965–69 гг. периодом резкого похолодания и высокой ледовитости в Северо-Европейском бассейне [Бочков, Терещенко, 1992] и одновременно с началом распреснения и охлаждения всей водной толщи в Северной Атлантике [Сарафанов, 2013]. Этот период совпал с окончанием позитивной фазы АМО (1963/64 гг.) и началом её отрицательной фазы, для которой был характерен рост индекса САК, с ростом которого начался длительный этап неурожайных поколений. В то же время на графике САК (рис. 9) хорошо видно, что несмотря на преобладание отрицательных величин САК после 1995 г. через 5–10 лет появляются зимне-весенние сезоны со значительными позитивными величинами индекса САК. В 2002 г. с таким периодом САК связано последнее урожайное поколение. В 2012 г. ещё более высокий индекс САК был характерен для зимы и начала весны. Как уже отмечалось, в этот год также появилось урожайное поколение.

Окончание современной положительной фазы АМО ожидается в начале 2020-х гг. Следовательно, в этот период возможно появление одного или двух урожайных поколений при условии, что сохранится такой же характер изменений САК, как в 1995–2013 гг.

Популяция северо-восточной арктической трески. Основные характеристики запаса трески даны на рис. 10, где показаны также границы периодов положительной и отрицательной фаз АМО.

В отличие от НВС частые средние и редкие урожайные поколения трески появляются с конца 1920-х гг. Однако основной период частых урожайных и сверхурожайных поколений приходится на 1948–1975 гг., т.е. на вторую половину положительной фазы АМО и на первую треть её отрицательной фазы. Этот период в основном связан с отрицательной фазой САК, для которой, как уже отмечалось, в 1965–1969 гг. были характерны самые большие отрицательные аномалии температуры воздуха и воды и высокая ледовитость в Баренцевом море [Бочков, Терещенко, 1992].

Это парадоксальное несоответствие данного периода урожайных поколений трески с термикой и отрицательными значениями САК с учётом уже предложенного механизма связи между позитивными величинами САК и урожайностью трески [Ottersen et al., 2004] заставило нас выяснить характер связи пополнений трески с индексом САК в период 1946–2012 гг. (рис. 11).

На графике выделяются три периода. В 1958–1974 гг. связь была отрицательной

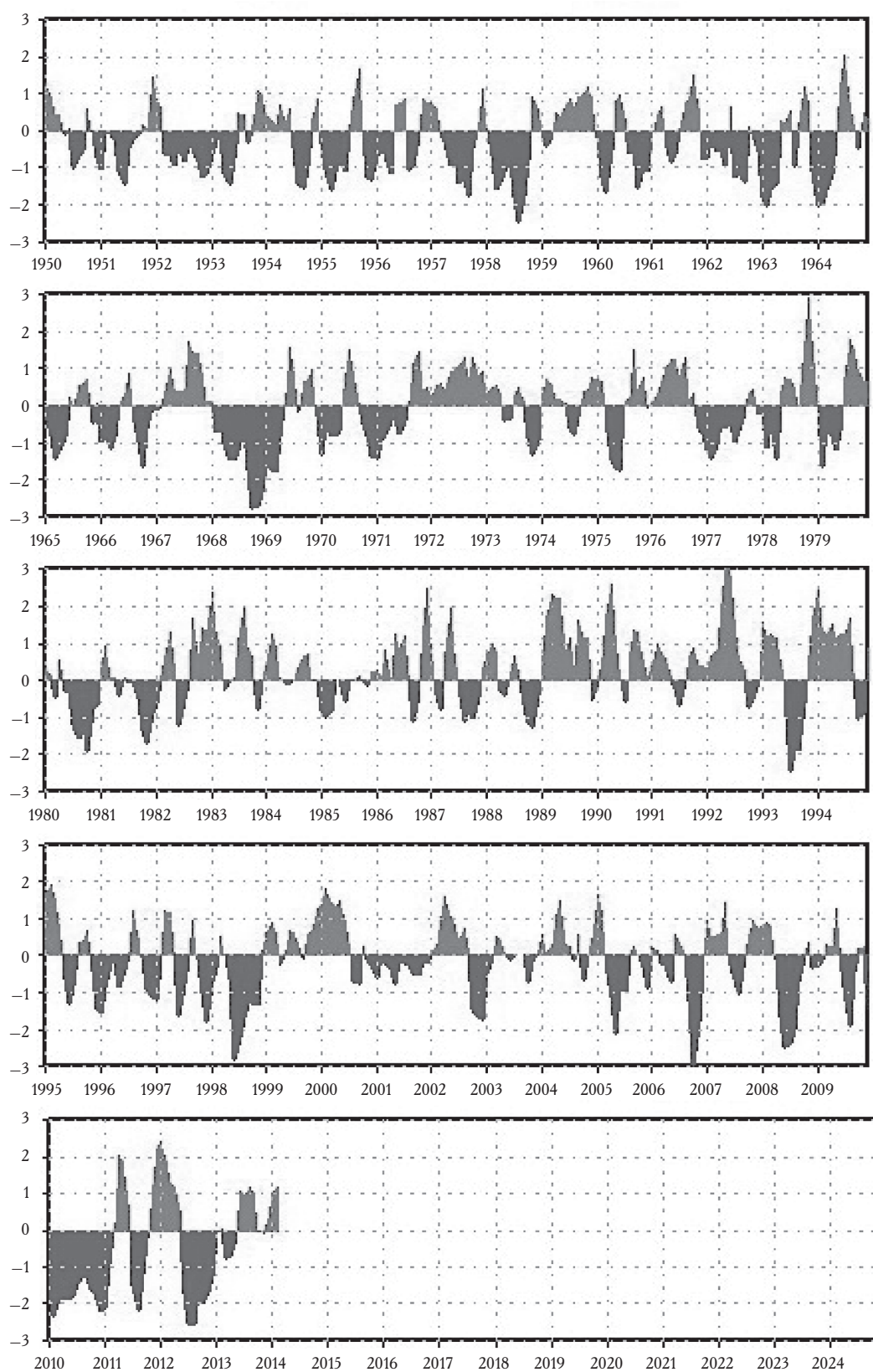


Рис. 9. Нормализованные средние 3-месячные индексы САК в период с 1950 г. до февраля 2014 г.

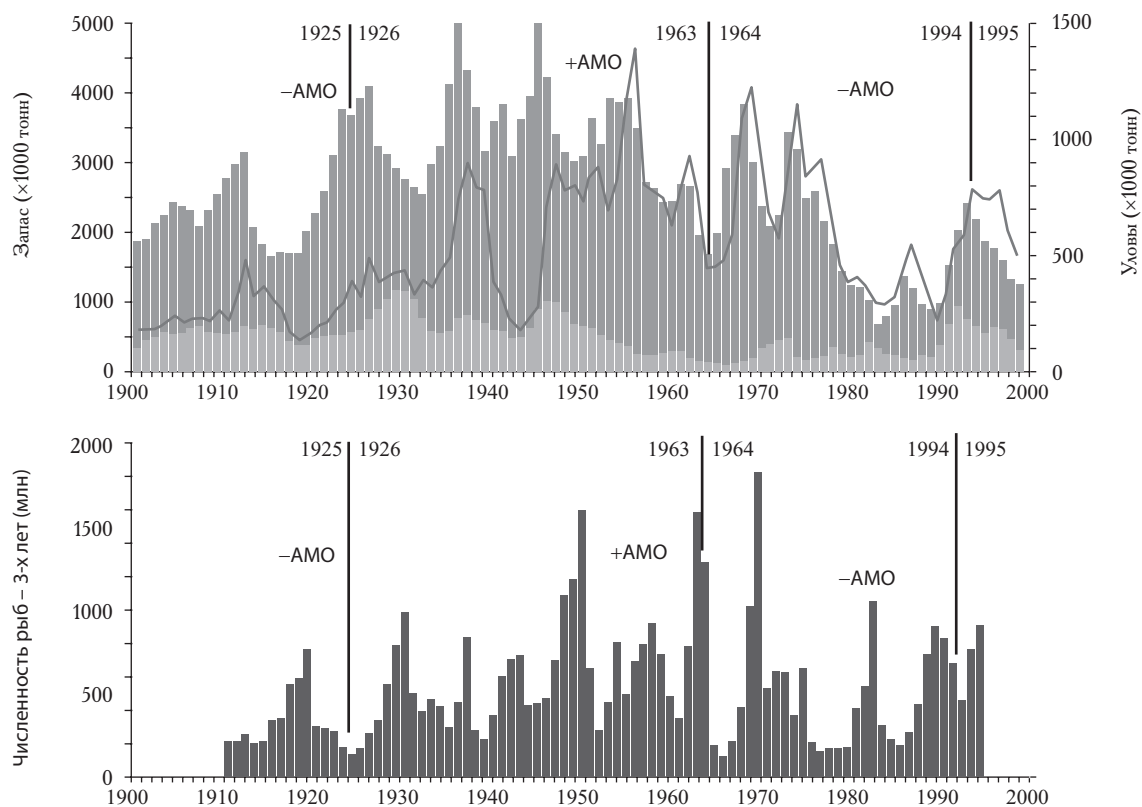


Рис. 10. Динамика промыслового (возрастом более 3 лет) и нерестового (синий цвет) запаса северо-восточной арктической трески и общие уловы (красная линия) — верхний рисунок; численность годовых классов в возрасте 3 лет (млн рыб) [Nakken, 2008] — нижний рисунок.

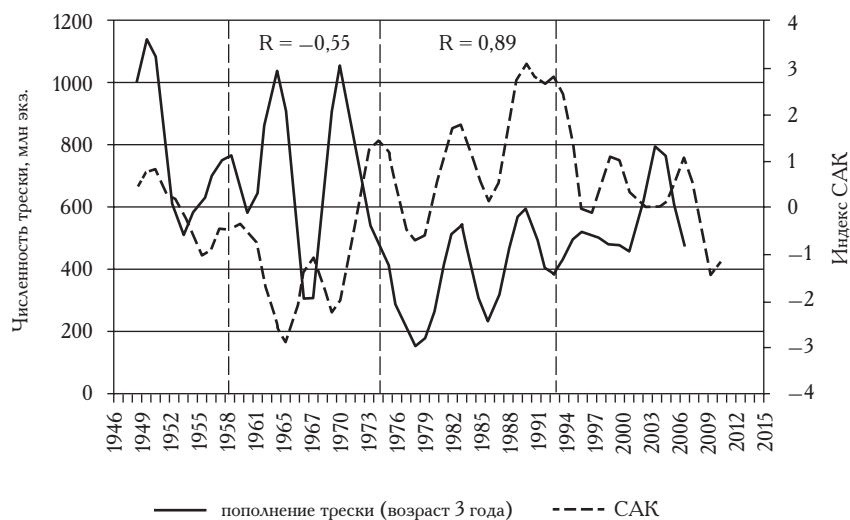


Рис. 11. Сглаженные 5-летним осреднением временные ряды индекса САК и пополнения северо-восточной арктической трески в возрасте 3 года. Вертикальные линии показывают годы изменения характера связи между анализируемыми характеристиками

($r = -0,55$). В последующие 20 лет — положительная ($r = 0,89$), а с 1996 г., когда появился новый тренд на снижение индекса САК, эта связь вновь стала отрицательной.

Это позволяет для периода роста индекса САК с 1975 г. по 1994 г. признать действительным механизм связи урожайных поколений с положительными значениями САК [Ottersen et al., 2004]. В то же время суще-

ствует, по-видимому, другой механизм этой связи с отрицательными значениями САК.

Карты стандартного отклонения и ведущей моды (ГК1) среднезимнего давления на уровне моря [Furevik, Nilsen, 2005] в какой-то мере объясняют два типа связи между САК и урожайностью поколений трески (рис. 12). В первый период (1948–1975 гг.) ядро (минимальные значения давления) Исландского

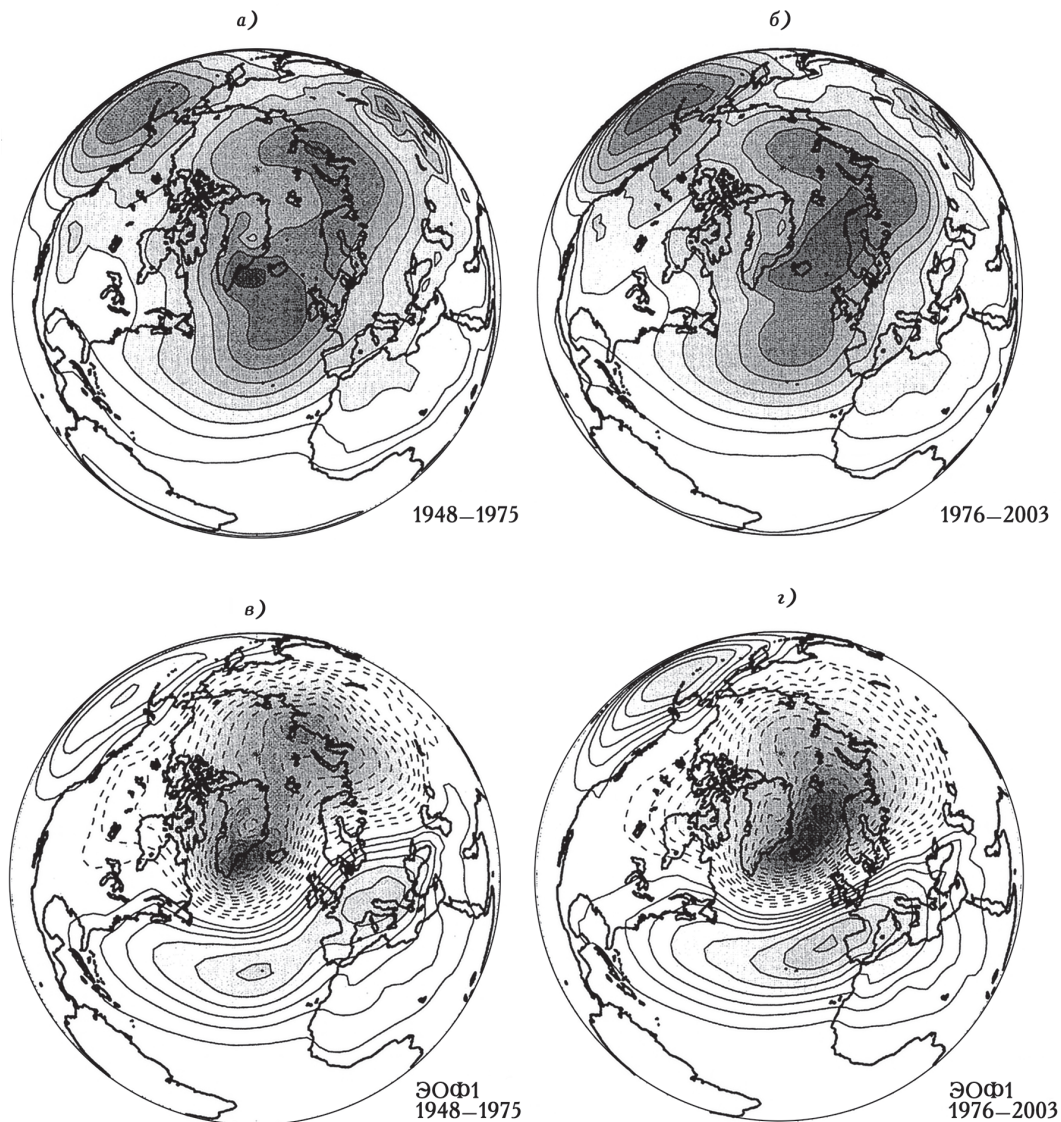


Рис. 12. Стандартное отклонение (а, б) и ведущая мода (в, з) среднезимнего давления на уровне моря (ДУМ) для периодов 1948–1975 гг. (слева) и 1976–2003 гг. (справа). Главные компоненты рассчитаны для атлантического сектора (90°з.д. — 30°в.д., 20–80°с.ш.) по данным реанализа NCEP/NCAR.

Белый цвет на рисунках (а, б) соответствует стандартным отклонениям менее 1 гПа. Сплошными линиями на рисунках (в, з) показаны положительные, а пунктирными — отрицательные значения. Интервалы изолиний: а, б — 1 гПа; в, з — 0,5 гПа [Furevik, Nilsen, 2005]

минимума располагалось между юго-восточной Гренландией и Англией, а во второй период (1976–2003 гг.) это ядро охватывало Норвежское и Баренцево моря. Это определяло различное ветровое воздействие в период нереста и дрейфа и, с другой стороны, влияло на распределение термохалинных характеристик и на характер переноса атлантических вод в Норвежское и Баренцево моря в эти периоды.

Действительно, композитные карты аномалий давления в годы урожайных поколений в период 1948–1975 гг. и в 1976–1994 гг. резко отличаются. В первый период относительно слабый восточный перенос способствовал концентрации икры и личинок над банками, что, по-видимому, было основным фактором, определившим урожайность вне зависимости от температуры воды. Ярким примером такого явления служит поколение 1963 г. Год был холодным, но по численности поколение трески было близко к рекордно высокому поколению 1970 г. Судя по малым размерам особей, кормовые условия были, скорее всего, недостаточны. Однако поколение выжило и вошло в промзапас. Другим фактором, кроме ветрового, в этот первый период (особенно после 1950-х гг., когда не было урожайных поколений сельди) был высокий запас мойвы, что определяло хороший мойвенный нагул половозрелой трески (рис. 13).

В период положительной связи САК и урожайности поколений (рис. 11, 13) механизм, предложенный в работе [Ottersen et al., 2004], хорошо отражается высоким коэффициентом корреляции ($r = 0,89$).

После 1995 г. начался очередной тренд САК к отрицательной фазе и снова знак связи с урожайностью становится отрицательным. Однако таких урожайных поколений, как в 1948–1975 гг., нет.

Физические причины этого — очень высокие амплитуды колебания индекса САК, как в положительной, так и в отрицательной фазах. Таких высоких амплитуд в положительной фазе в 1946–1975 гг. не было. Нет устойчивости в среде обитания. Как следствие, после 1995 г. в основном преобладали среднеурожайные поколения, по-видимому, благодаря высокой температуре воды, а в по-

следние годы и росту кормовой базы в Баренцевом море [Arnberg et al., 2013; Mehl et al., 2013; Stiansen et al., 2009]. В последнюю декаду (2003–2013 гг.) из-за искусственного снижения ОДУ трески, нерестовый и промысловый запасы росли очень быстро. К 2013 г. они достигли 2 млн т и более 8 млн т соответственно. Как только запас превзойдет приёмную экологическую ёмкость Баренцева моря, может включиться популяционный механизм сокращения запаса. В то же время такой объём запаса обеспечивает высокий уровень каннибализма. До этого последнего периода урожайные поколения появлялись только при низкой биомассе нерестового запаса (менее 1,2 млн т) (рис. 10).

В ближайшие годы, когда колебания индекса САК будут происходить в основном в отрицательной фазе, возникнут благоприятные ветровые условия для высокой выживаемости икры и личинок с учётом высокой теплоёмкости вод.

СВЯЗЬ ДИНАМИКИ ОБЩИХ УЛОВОВ ТИХООКЕАНСКИХ ЛОСОСЕЙ И СОСТОЯНИЯ ОСНОВНЫХ ЗАПАСОВ МИНТАЯ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ РЕЖИМАМИ СЭТО И СВТО

Динамика общих уловов тихоокеанских лососей и наступление нового периода низких уловов. Благодаря интенсивным исследованиям обитания лососей в море в послевоенные годы и особенно с конца 1980-х гг., установлено большое значение этого периода для выживания их поколений, а также роста и снижения их численности [Шунтов, Темных, 2008, 2011].

В динамике общих уловов лососей в России в период с 1950 по 2013 гг. (рис. 14) выделяются 4 уровня: в 1950–1958 гг. — в среднем 170 тыс. т; в 1959–1989 гг. — 80 тыс. т; в 1990–2004 гг. — 245 тыс. т и в 2005–2013 гг. — 380 тыс. т. Разница между низким и высоким уровнями 300 тыс. тонн.

Связь сдвигов между уровнями уловов с лагом от 1–2 до 3–4 лет хорошо согласуется со сдвигами тропосферного индекса ЭТ (рис. 2), со сдвигом АТПО в Северной Пацифике (рис. 2д), а также с изменениями интенсивности зимнего Восточно-Азиатского муссона.

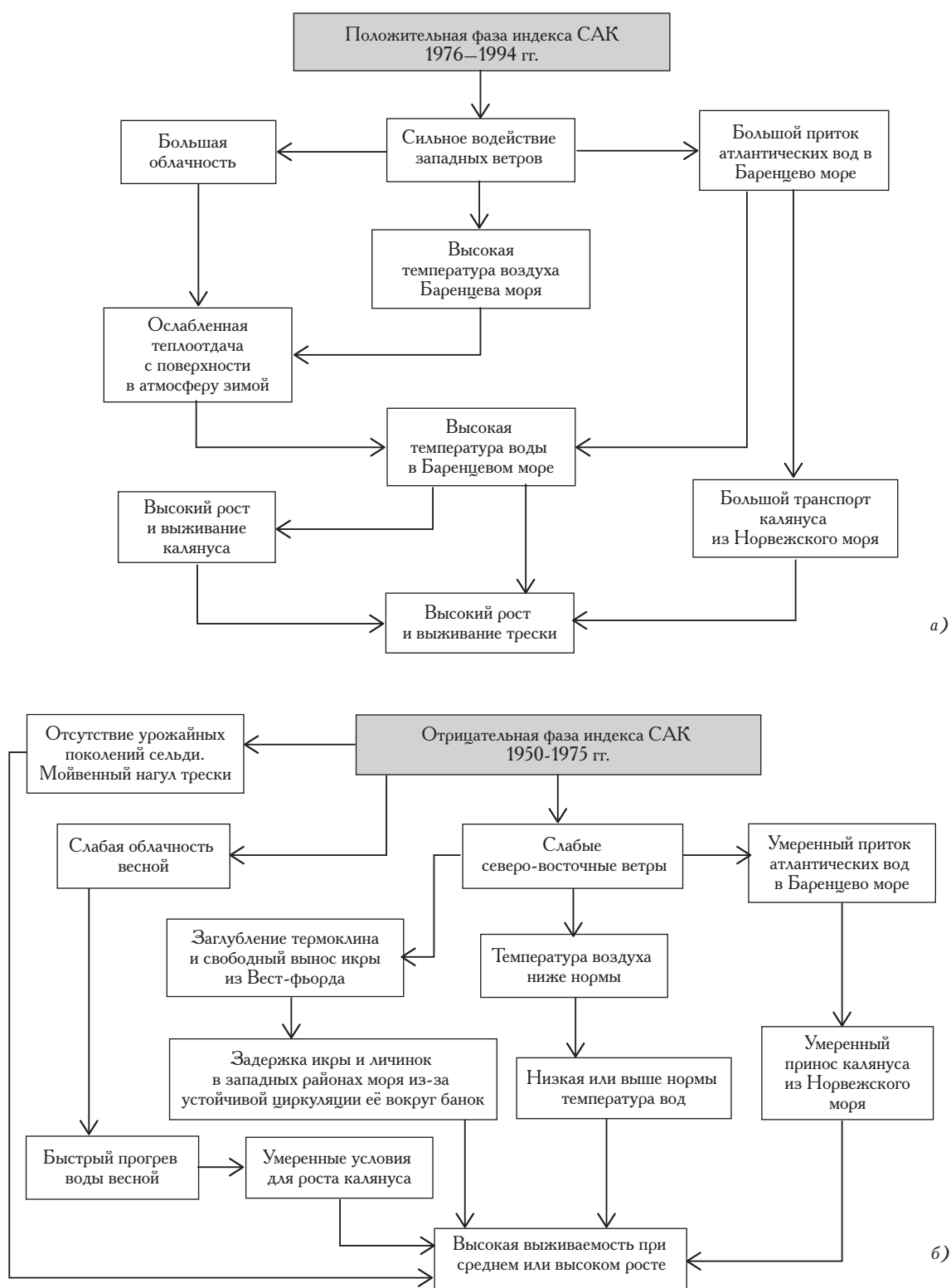


Рис. 13. Механизм связи индекса САК с пополнением трески в 1976–1994 гг. [Ottersen, Stenseth, 2001] (а); механизм высокой выживаемости пополнения в 1946–1975 гг. при отрицательных значениях индекса САК (б)

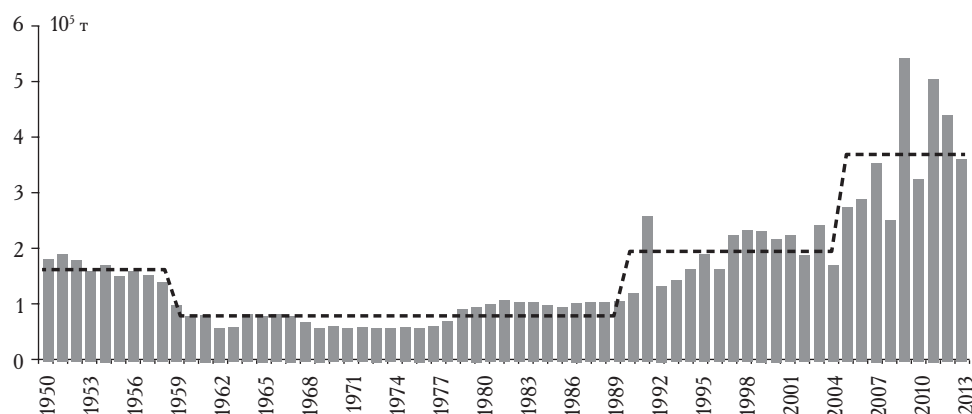


Рис. 14. Динамика общих уловов лососей России

Первый сдвиг уловов связан с переходом от позитивной фазы ЗТ к отрицательной фазе в период 1953–56 гг. с разницей в 3–4 года, второй сдвиг 1989/90 гг. отстаёт всего на 2 года от сдвига ЗТ (1985/87 гг.).

Основная причина низких уловов лососей в СЗТО в период отрицательной фазы ЗТ — низкая температура воды в краевых морях и особенно в прибрежных зонах в зимний и весенний периоды в 1960-е и 1970-е гг. Это связано с сильным охлаждением морей по мере усиления зимнего муссона и с ослабленной циклонической деятельностью. Основные траектории циклонов располагались субширотно. В конце 1970-х и в 1980-е гг. когда возросла интенсивность Алеутского минимума, усилилась циркуляция субарктического круговорота и обмен его вод с краевыми морями, и появился тренд на повышение температуры их вод. Наметился слабый тренд на повышение уловов. Однако основной сдвиг в климатических условиях связан с установлением над СЗТО субмеридиональных траекторий циклонов [Котенёв и др., 2012; Rodionov et al., 2007] и резким усилением количества южных (тропических) циклонов (рис. 2, е). Это обусловило потепление океанических и морских вод, повышение их биопродуктивности зимой и увеличение продолжительности продуктивного сезона [Chiba et al., 2008]. Значимость термического режима для роста запаса лососей хорошо проявилась в последнюю декаду. В это время резко повысилась температура прибрежных вод в краевых морях. Это привело к повышенной выживаемости ската. Это потепление

возможно связано с сильным влиянием переноса тепла циклонами на арктическом фронте, со стороны Атлантики.

Существенные изменения в режиме зимнего и летнего ТПО наблюдались в 1992–1997 гг., что явилось основной причиной низкой выживаемости лососей [Радченко, 2001]. Эти годы совпали с декадным минимумом ЗТ (рис. 2) и с усилением влияния холодных и стратифицированных субарктических вод на условия обитания лососей на всех стадиях их развития.

Заслуживает внимания тот факт, что основной сдвиг в уловах после 1989/90 гг. был наибольшим в чётные годы по сравнению с нечётными (140÷80 тыс. т). По-видимому, в нечётные годы, когда формировалась численность морских лососей (после ската в прибрежье и в море) чётных поколений, условия для выживания были более благоприятными, чем в чётные годы при скате нечётных поколений.

Тесной связью климата СЗТО с колебаниями АК, а также с климатической системой Северной Атлантики объясняются высокие коэффициенты корреляции между индексом АМО и динамикой уловов многих запасов лососей (табл. 2).

Установлена тесная связь динамики уловов тихоокеанских лососей с крупномасштабными изменениями температуры поверхности океана (ТПО) в Северном полушарии на примере западно-камчатской горбуши (*Oncorhynchus gorbusha*) (чётные годы) и нерки (*O. nerka*).

Распределение коэффициентов корреляции между уловами западно-камчатской горбуши в чётные годы и средней зимней ТПО

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между уловами различных стад дальневосточных лососей и индексом АМО. В скобках указан сдвиг (в годах) временного ряда индекса относительно года вылова.

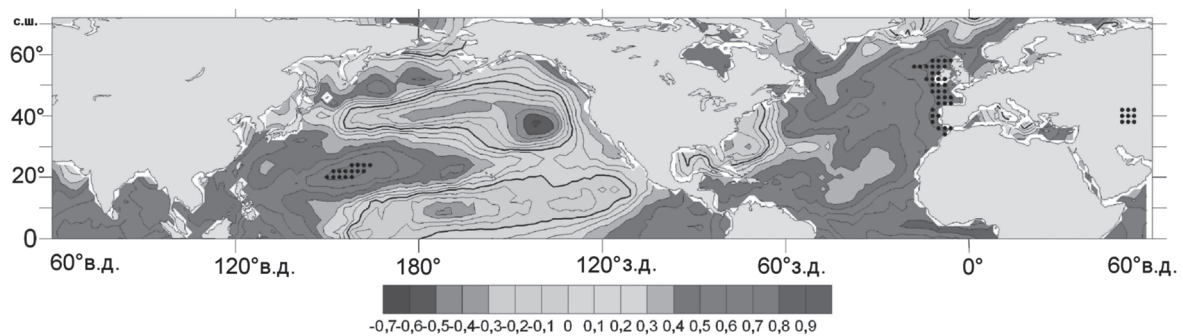
Вид	Зима (январь-март)	Лето (июль-август)
Горбуша восточно-камчатская (нечётные годы)	0,45 (0)	0,60 (–1)
Горбуша западно-камчатская (чётные годы)	0,78 (0)	0,55 (–1)
Горбуша северо-охотоморская (чётные годы)	0,62 (0)	0,57 (–1)
Горбуша восточно-сахалинская (нечётные годы)	0,51 (0)	0,65 (–1)
Горбуша курильская (нечётные годы)	0,53 (0)	0,43 (–1)
Горбуша курильская (чётные годы)	0,55 (0)	0,59 (–1)
Кета восточно-камчатская	0,47 (–3)	0,54 (–3)
Кета северо-охотоморская	0,50 (0)	0,53 (0)
Кета курильская	0,50 (–1)	0,53 (–2)
Нерка восточно-камчатская	0,65 (–1)	0,55 (–1)
Нерка западно-камчатская	0,67 (–3)	0,76 (–3)

в Северном полушарии в год вылова показано на рис. 15. В северной части Тихого океана область высоких положительных корреляций располагается к юго-востоку от Японских островов (в районе субтропического круговорота с центром на 20° с.ш.) с максимальными значениями, достигающими 0,74–0,75, между 150 и 165° в.д. Наибольшие по абсолютным значениям (до 0,52) отрицательные корреляции характерны для области субарктического круговорота в широтной полосе 40 – 50° с.ш. Вероятно, на выживаемость, а следовательно, и на урожайность чётных поколений западно-камчатской горбуши оказывает влияние характер взаимодействия субарктических и субтропических вод в районе субарктического фронта и прикурильском районе. Усиление влияния субтропических вод

благоприятно сказывается на выживаемости поколения.

На рис. 15 обращает на себя внимание статистически значимая положительная связь уловов с колебаниями ТПО на большей части акватории Северной Атлантики. При этом максимальные значения коэффициента корреляции (до 0,75–0,83) наблюдались в районе Британских островов, у Пиренейского полуострова и в приэкваториальной части океана. В целом поле корреляций хорошо соответствует пространственной структуре ТПО при развитии как положительной, так и отрицательной фаз Атлантической Многодекадной Осцилляции (АМО).

Тесную связь уловов западно-камчатской горбуши и нерки с колебаниями аномалий ТПО в Северной Атлантике можно объ-

**Рис. 15.** Распределение коэффициентов корреляции между уловами западно-камчатской горбуши (чётные годы) и средней зимней ТПО в Северном полушарии в год вылова. Точками обозначены районы с максимальными значениями коэффициентов корреляции

яснить не только западным переносом через север Евразии, но и существованием «стратосферного моста» между северо-восточной частью Азии и Северной Атлантикой за счёт распространения восходящего и нисходящего планетарных волновых сигналов в тропосфере и стратосфере. Климатический сигнал формируется ранней зимой в результате взаимодействия Алеутского и Исландского минимумов атмосферного давления [Жадин, 2004; Зюляева, Жадин, 2009; Honda et al., 2001], после чего он распространяется в стратосферу (восходящая ветвь). В феврале-марте происходит распространение климатического сигнала вниз (нисходящая I ветвь).

Как видно из табл. 1, 2008–2017 гг. — заключительная стадия позитивной фазы ЗТ. В это время возможно существенное охлаждение вод, как это было в 2012 г., из-за смещения Алеутского минимума на запад к Азиатскому побережью при усилении Сибирского антициклона. Это будет сопровождаться обострением барических градиентов над западной частью Берингова моря и Охотским морем, усилением выноса холодного арктического воздуха (особенно во второй половине зимнего сезона) на их акватории и формированием отрицательных температурных аномалий в деятельном слое вод. Эти аномалии могут существовать на протяжении весеннего и летнего сезонов, создавая неблагоприятные условия обитания для скатившейся молоди лососей. Вместе с тем в районах зимовки лососевых в океане будут сохраняться положительные АТПО, что благоприятно для их выживания. Именно такие условия сложились в 2012 г. Поэтому в 2014–2017 гг. можно ожидать снижения уловов дальневосточных лососей, но оно ещё не будет резким. Наиболее заметное их снижение начнется после 2017 г. (± 2 –3 года), когда произойдет окончательный возврат к условиям конца 1950-х и первой половины 1960-х гг. Скорее всего, это снижение (сдвиг) так же, как в конце 1950-х гг, произойдет через 3–4 года после сдвига индекса ЗТ.

Другой вариант динамики общих уловов лососей в 2014–2020 гг. был в западной части Берингова моря в 2012–2013 гг.

В результате суровой и длительной зимы 2011/12 гг. скат горбуши на западе Берин-

гова моря происходил в неблагоприятных условиях в прибрежной зоне. Такими же они сохранились и в морской период жизненного цикла горбуши [Басюк и др., 2012]. В результате возврат в 2013 г. был в 4 раза ниже, чем в 2011 г. При этом заполнение нерестилищ было небольшим (10 млн экз. против 55 млн экз. в среднем). Возможен полный коллапс этого запаса под влиянием климата и чрезмерного промысла.

В условиях неконтролируемого вылова, который был в 1990-е и 2000-е гг., скорее всего, будет очень резкое 4–5-кратное сокращение запасов лососей в очередную негативную фазу ЗТ. Таким образом, при естественном снижении запаса лососей их перелов приведёт к необратимым отрицательным последствиям. Следовательно, нужно не только правильно определять возможный вылов, но и строго контролировать интенсивность промысла, в том числе и в первую очередь браконьерского.

Механизм связи абиотических и биотических условий с величиной уловов лососей при различных климатических режимах, несомненно, определяется, прежде всего, термическим режимом зимы и весны. В условиях суровых зим и затяжной весны не только сокращается время продуктивного сезона в море, но и создаются неблагоприятные условия для выживания лососей, как в реках, так и, особенно, в прибрежных акваториях после ската. Это хорошо было продемонстрировано в 2012/13 гг. на западе Берингова моря.

Напротив, мягкие зимы и ранняя весна способствуют удлинению продуктивного сезона и создают благоприятные условия для выживания ската. Кроме того, происходит обогащение вод планктоном из южных более тёплых вод, кормовая база улучшается. Хорошей иллюстрацией этого являются данные КамчатНИРО [Карпенко и др., 2013] о росте средней массы горбуши у Западной и Восточной Камчатки (рис. 16), а также о декадной позитивной зависимости уловов лососей от роста теплонакопления поверхностного слоя морских вод в местах их обитания (рис. 17).

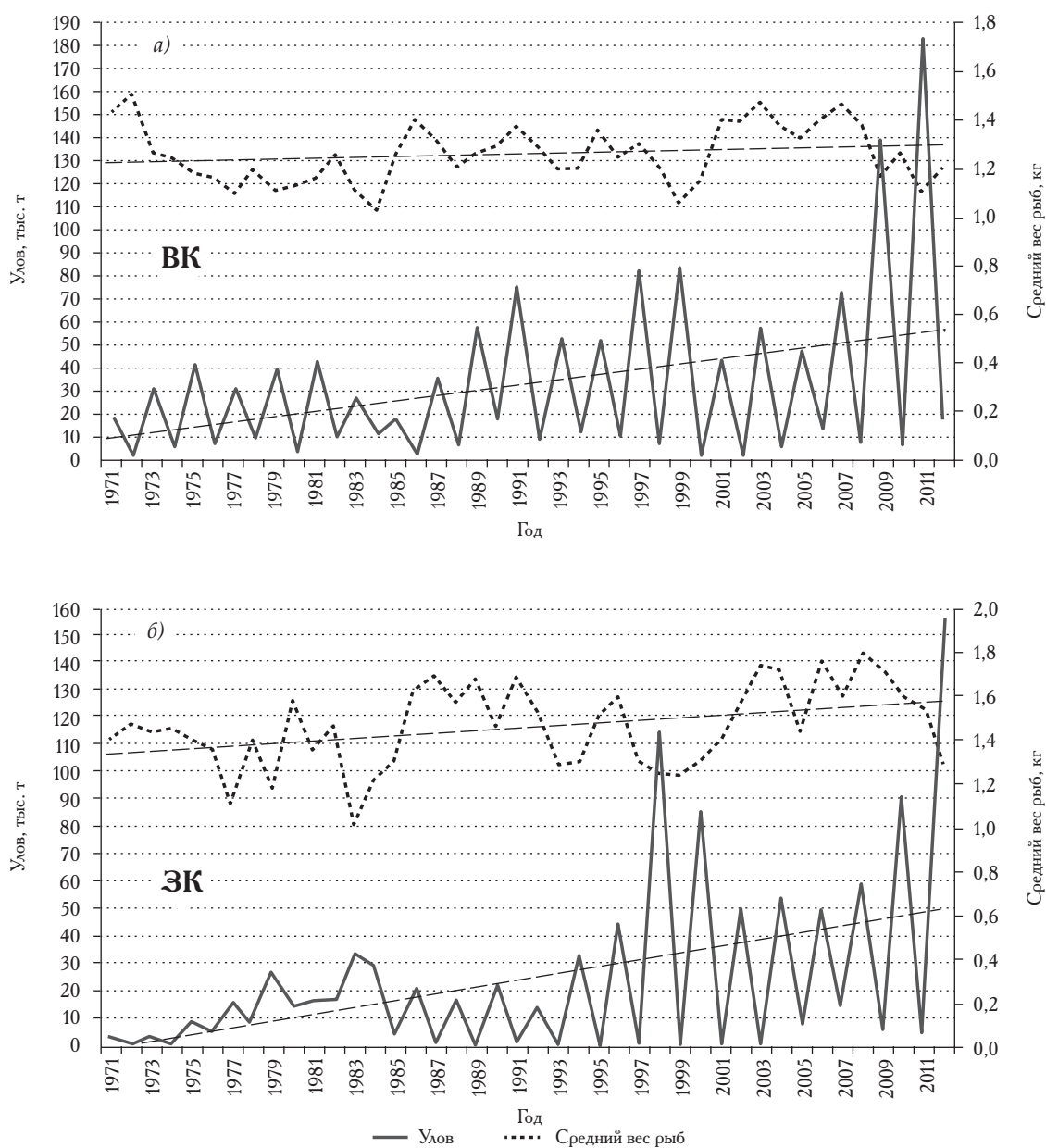


Рис. 16. Изменение величины уловов (тыс. т) и средней массы тела (кг) горбуши Западной (ЗК) и Восточной (ВК) Камчатки в 1971–2012 гг. [Карпенко и др., 2013]

Будущие изменения состояния основных популяций минтая Северной Пацифики

Крупнейшими по численности и биомассе являются популяции восточно-беринговоморского и западно-камчатского (восточно-охотоморского) минтая. Не столь крупными, но для своего района обитания важнейшими по численности и биомассе являются популяции западно-беринговоморского, восточно-кам-

чатского и северо-япономорского минтая. Благодаря мониторингу состояния этих запасов с начала 1960-х гг. и в 1980-х гг. определена численность поколений (по возрастному составу уловов, по учётным съёмкам, на основе модельных расчётов), а также изучены условия обитания минтая.

Популяция восточно-беринговоморского минтая является самой крупной в Северной Пацифике. В её изучении в 1960-е и 1970-е гг.

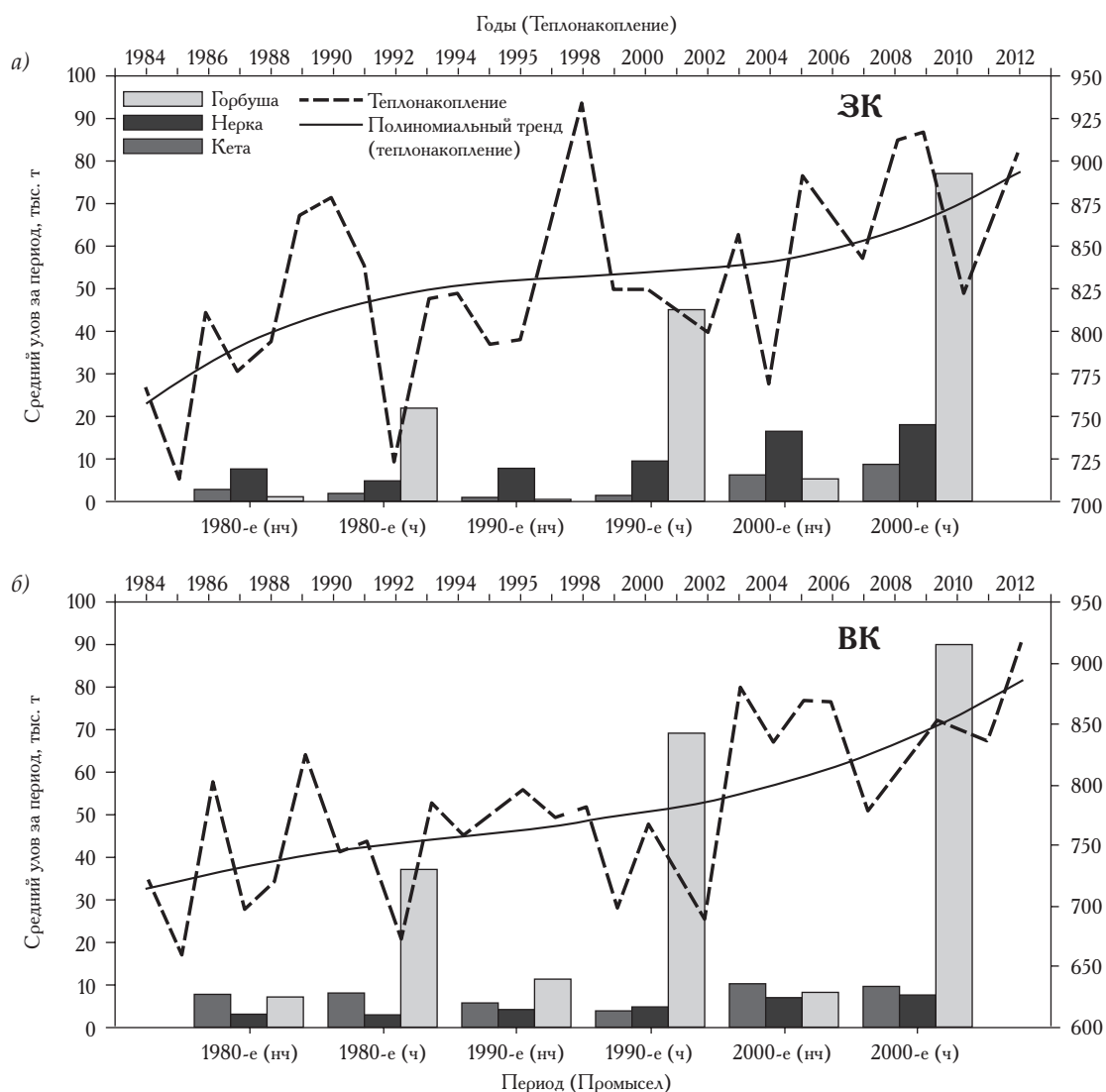


Рис. 17. Изменения средних уловов горбуши, кеты и нерки (тыс. т) по камчатским побережьям в чётные (ч) и нечётные (нч) годы в отдельные периоды промысла (с 1984 г. по 2012 г.), а также динамика теплонакопления поверхностного слоя воды в августе ($^{\circ}\text{C}/\text{км}^3$) в водах Западной (ЗК) и Восточной (ВК) Камчатки в 1984–2012 гг. [Карпенко и др., 2013]

внесли наибольший вклад российские исследователи [Серобаба, 1968, 1974а, б, 1977, 1979; Булатов, 1987, 1988; Хен, 1987; Bulatov, 1989], а в 1980-е — 2000-е гг. — американские и японские учёные [Bailey, 2000; Bailey et al., 1986; Hollowed et al., 2001; Hunt et al., 2002; Janelli et al., 2003; Mueter et al., 2004, 2006; Napp et al., 2000; Niebauer et al., 1995; Ohtani, Azumaya, 1995; Wespestad et al., 2000; Wyllie-Echeverria, 1996].

На рис. 18 отражено состояние этого запаса с 1963 по 2011 г., а также дана численность его поколений и показаны границы клима-

тических режимов по ТСА и ТДО. Хорошо видно, что эпоха позитивной фазы ТСА с 1978 по 2007 г. является одновременно эпохой частых урожайных поколений, а эпоха отрицательных фаз ТСА — большой повторяемостью средних и бедных поколений. Следовательно, в наступившую в 2008 г. эпоху отрицательной фазы ТСА и ТДО уровень запаса будет около 5–7 млн т за счёт чередования бедных и средних поколений, как это было в 1963–1977 гг. с редкими урожайными поколениями. Таким образом, в ближайшее 25-летие запас уменьшится почти в 2

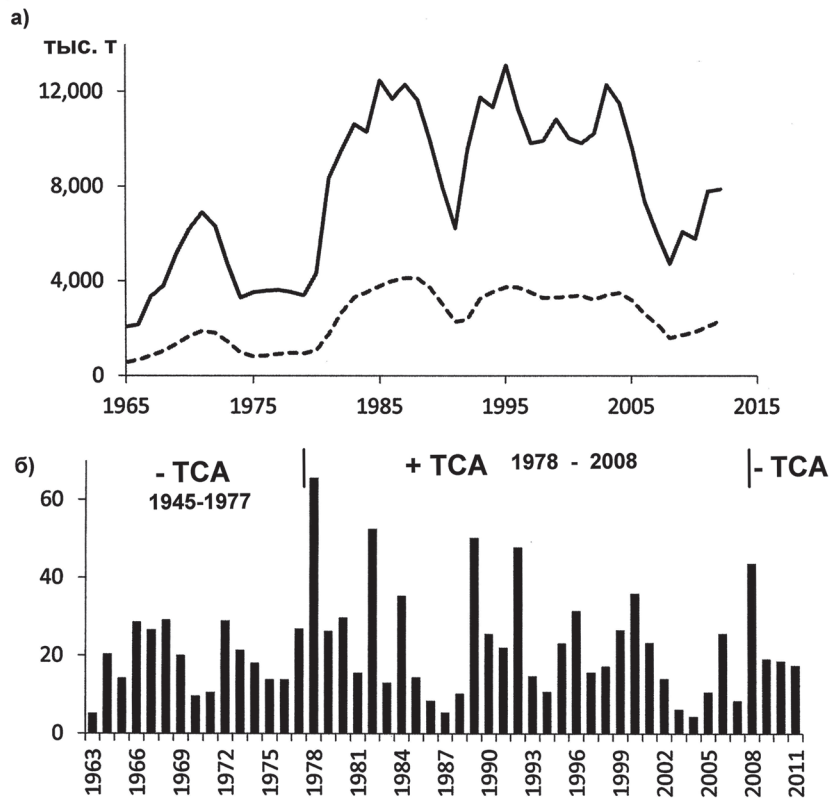


Рис. 18. Биомасса нерестового (пунктирная линия) и промыслового (3+) (сплошная линия) минтая (тыс. т) (а) и пополнение в возрасте 1 года (млрд экз.) (б)

раза по сравнению с его высоким уровнем в 1985–2005 гг.

Проводились многочисленные поиски механизма влияния физических условий на урожайность поколения. Согласно Г. В. Хену [1987], термика, ледовитость, положение границы холодных вод не оказывают влияние на появление урожайных поколений минтая. Он объяснял это тем, что температура воды на востоке моря даже в экстремальные годы не выходит за пределы аномальных значений для минтая.

С. Н. Родионов и А. С. Кровнин [1991] убедительно статистически показали, что потепление Берингова моря и центральной части Тихого океана способствует увеличению численности поколений минтая. Но они указывали, что температура служит лишь индикатором комплекса условий, тем самым косвенно поддерживая мнение А. С. Соколовского и С. Ю. Глебовой [1985] о том, что в тёплые годы раньше и сильнее развиваются науплии копепод, служащие пищей личинкам и молоди минтая.

Авторы более поздних работ, исследовавших эту популяцию, пришли к общему согласию в том, что между климато-океанологическими условиями обитания и воспроизводством существует тесная связь [Hollowed et al., 2001; Ohtani, Azumaya, 1995; Quinn, Niebauer, 1995; Wespestad et al., 2000]. Однако не были установлены взаимосвязи, которые могли бы быть прогностическими.

Наибольший вклад в понимание влияния физических и биотических условий на воспроизводство этого минтая внесли Ф. Мутер с коллегами [Mueter et al., 2006]. С помощью статистических моделей они выявили взаимосвязи 30 параметров и индексов, как биологических, так и физических с силой годового класса. Авторы отмечают, что для воспроизводства минтая этой популяции характерна высокая межгодовая изменчивость с коэффициентом вариации 61% (рис. 18). Только относительно небольшая часть этой изменчивости (от 10 до 46%) может быть объяснена факторами среды. Они оказывают самое сильное влия-

ние на выживание и численность поколения в возрасте 1 года (рис. 19). Их влияние на стадии икры и личинок более слабое. На численность двухлетних рыб их влияние не установлено. Следовательно, сила годового класса закладывается в ювенильную стадию минтая. Самыми хорошими предикторами выживания и численности поколения является весенне-летние условия, включая расчётную оценку начала летней стратификации, дату цветения (чем раньше, тем лучше) и силу ветрового перемешивания (по данным метеостанции на о-ве Св. Павла). Умеренные ветры способствуют лучшему выживанию за счёт улучшения условий питания. Окончательная широта поверхностного дрейфа икры, личинок, сеголетков в апреле-июне значительно влияет на их выживание за счёт удаления от отнерестившихся рыб, начинающих питание. Установлено, что каннибализм — важнейший фактор, определяющий численность поколения. Касаясь сверхурожайных поколений, авторы отмечают, что анализ с помощью логистической регрессии и регрессии древа указывает на то, что ледовые условия в течение предшествующих двух зим и характер поверхностного переноса на север в личиночную стадию являются наилучшими

предикторами необычайно сильного годового класса (1978 г.).

Популяция северо-япономорского минтая обитает в основном у о. Хоккайдо (рис. 20). Его биомасса в 2006 г. составляла 11% (95 тыс. т) от исторического максимума в 1990 г. — 868 тыс. т. [Funamoto, 2011]. Нерест происходит в период с декабря по март. Личинки и молодь переносятся в водах Цусимского течения к северо-западному побережью о. Хоккайдо и частично в Охотское море.

В период сильных годовых классов в 1984, 1985 и 1988 гг. перенос их в Охотское море был небольшим. Следовательно, попав в Охотское море, они редко возвращаются в Японское море. Эта потеря — один из ключевых факторов, влияющих на изменчивость поколений. С другой стороны, пониженная февральская ТПО в море благоприятна для его воспроизводства. Она определяется средне-зимним (январь-март) показателем силы Восточно-Азиатского муссона (разница среднемесячного давления между Иркутском и Немуро).

Влияние нерестового запаса на пополнение зависит от условий среды. На основе корреляционных связей между этими факторами были

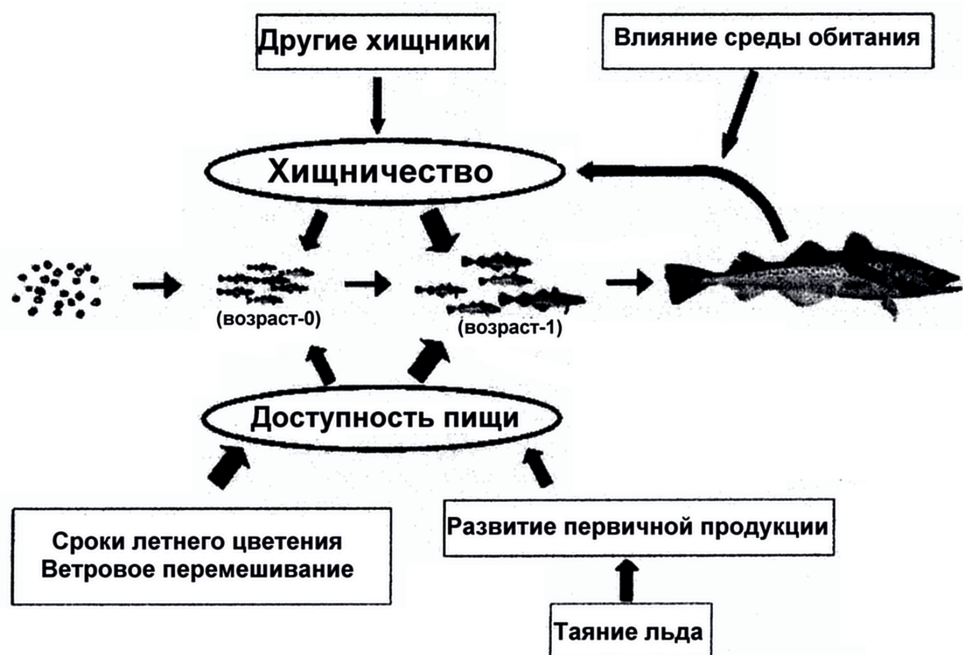


Рис. 19. Схема основных факторов, контролирующих выживаемость личинок и ранней молоди (возраст-1) минтая. Толщина стрелок соответствует относительному вкладу рассматриваемых факторов [Mueter et al., 2006]

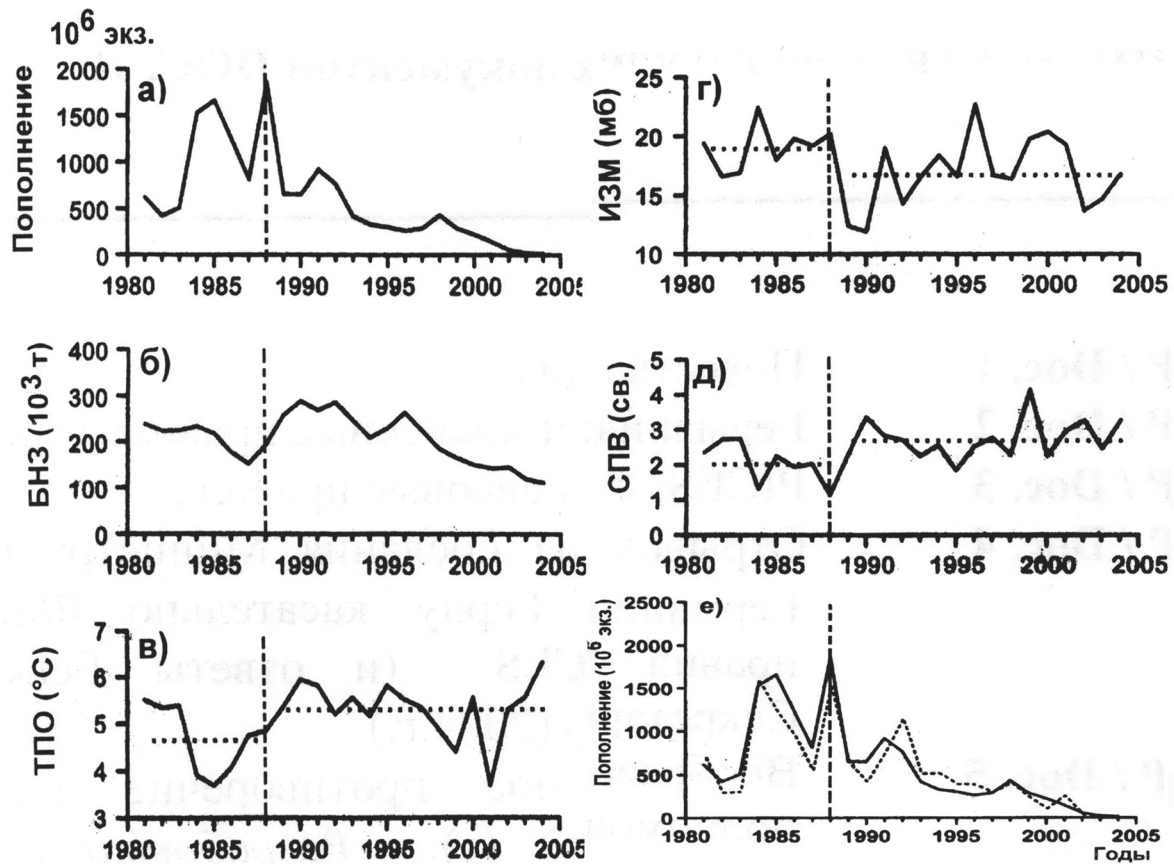


Рис. 20. Абиотические и биотические факторы, контролирующие долгопериодную изменчивость воспроизводства северо-япономорского минтая: а — пополнение (численность рыб в возрасте—2 в соответствующие годы); б — биомасса нерестового запаса (БНЗ); в — температура поверхности океана (ТПО); г — индекс зимнего Восточно-Азиатского муссона (ИЗМ); д — северный перенос вод (СПВ); е — наблюдаемое (сплошная линия) и предсказанное (пунктирная линия) пополнение (численность рыб в возрасте—2 в соответствующие годы) [Funamoto, 2011]

созданы модели, одна из которых даёт расчётную мощность поколений, хорошо сопоставимую (рис. 20) с установленной по результатам съёмки и расчётам по модели ВПА [Pore, 1972].

Согласно этой модели наибольший вклад в мощность поколения вносит нерестовый запас, который после 1990 г. находится на низком уровне (рис. 20). В отличие от восточно-берингоморского минтая здесь каннибализм не вносит большого вклада в силу поколения. Повышение ТПО после 1988 г. внесло негативный вклад в мощность поколений. Это указывает на наличие у этой популяции оптимальной температуры для роста минтая. Оптимум был достигнут в 1984–1988 гг. (рис. 20, е).

Пониженный перенос Цусимского течения — один из ключевых факторов сильных годовых классов, так как он снижает вынос личинок в Охотское море.

Куполообразная связь между силой Восточно-Азиатского муссона и мощностью поколения указывает, что при умеренных ветрах задерживается в Японском море большая часть икры и личинок, чем при очень сильных и слабых. Умеренные ветра способствуют лучшему питанию личинок и сеголетков [Cury, Roy, 1989].

Сдвиг между благоприятными и неблагоприятными условиями для выживания поколений этого минтая произошел в 1988/89 гг., что полностью совпадает со сдвигом средне-тропосферного индекса ЗТ в 1986/87 гг. (рис. 2, а).

Лаг в один год между этими сдвигами свидетельствует о быстрой взаимосвязи между средней тропосферой и приземной атмосферой.

Популяция западно-камчатского (восточно-охотоморского) минтая по мощности запаса занимает второе место в Северной Пацифике после восточно-берингоморской. Она изучается и осваивается с 1960-х гг., но особенно интенсивно — со второй половины 1980-х, в 1990-е и 2000-е гг. [Зверькова, 2003; Качина, 1979; Качина, Сергеева, 1981; Котенёв и др., 1998; Кузнецов и др., 2008; Темных, 1990; Фадеев, 1984, 1986, 2001; Смирнов, 2005; Овсянников, 2009, 2011; Овсянников и др., 2013; Шунтов и др., 1993].

На сегодня среди исследователей нет единого мнения о ведущих факторах, управляющих воспроизводством этой популяции [Смирнов, 2005; Шунтов и др., 1993]. А. В. Смирнов [2005], располагая значительно большим количеством данных по среде обитания за 1990-е гг., чем все предшествующие исследователи, не выявил каких-либо факторов, долговременно действующих на выживаемость, за исключением демографических, и «это не позволяет построить какую-либо модель, которую можно было бы использовать в прогностических целях».

Однако были обнаружены долговременные взаимосвязи между биомассой минтая, его средней длиной, коэффициентом упитанности пятигодовиков, связи их длины с численностью поколений в разные десятилетия и зависимость их годового прироста от зимней температуры в слое 200 м (рис. 21). Если в 1970-х гг. существовала негативная связь между биомассой и длиной особи, то в 1980-х гг. при максимальных биомассах запаса изменения размеров рыбы и их упитанности были параллельны с изменением биомассы ($r = 0,61$; $P < 0,01$), а в 1990-х гг. так же параллельно снижался размер особей и их упитанность (рис. 21, а). А. В. Буслов [2005] эти биологические закономерности в состоянии популяции связывает с условиями откорма рыб. Действительно, по данным Н. А. Кузнецовой [2005] в 1980-е гг. общая биомасса планктона на севере моря определялась в 140–180 млн т., в 1990-е гг. — менее 100 млн т., в 1999–2001 гг. — 180–220 млн т. Довольно чётко проявляются раз-

личные декадные связи численности поколений с длиной пятигодовалых рыб (рис. 21, б). Хорошо видно, что в 1990-е гг. минтай был тургорослым. Следовательно, условия откорма в эти декады контролировали темпы роста, их упитанность и потенциальную возможность воспроизводства. Куполообразный характер связи между годовым приростом минтая и температурой в слое 200 м у Западной Камчатки (рис. 21, в) свидетельствует о наличии оптимального температурного окна, благоприятного для его развития.

В 2000-е, как и в 1980-е гг. наблюдается (рис. 22) увеличение размеров минтая одновременно с ростом запаса и снижение размеров после 2009 г., после пика биомассы (18 млн т) для всего севера моря [Овсянников и др., 2013].

По динамике размеров рыб и биомассы нерестового минтая можно полагать, что 12–13 млн т. — это предельный уровень биомассы (при данной кормовой базе), при котором сохраняются высокие размеры рыб, т.е. сохраняется высокая рыбопродуктивность популяции.

Её превышение в 2009 г. на 5 млн сразу же вызвало снижение размеров. При управлении промыслом это обстоятельство надо обязательно учитывать и не допускать снижения рыбопродуктивности популяции.

Следовательно, в 1970–2000-е гг. биологическое состояние производителей (темпы роста, размеры, упитанность), зависящее от кормовой базы, является фактором, определяющим уровень урожайности в долговременном плане.

Поскольку и темпы роста, и кормовая база зависят от физических условий среды обитания, то связи между климатическими режимами и уровнями урожайности минтая позволяют нам обсудить возможные их механизмы. Такая связь для ЗК минтая существует (рис. 23). Н. С. Фадеев [2001] указывал, что для этого запаса в 1960–1980-е гг. существовала декадная изменчивость урожайности, характеризующая наличием между непрерывными группами урожайных поколений от 2–3 до 4 годовых классов, периодов средних или бедных поколений. Таковы урожайные поколения: 1959, 1968, 1969, 1977–1979 и 1986–1989 гг. При этом видно, что урожайность поколений в це-

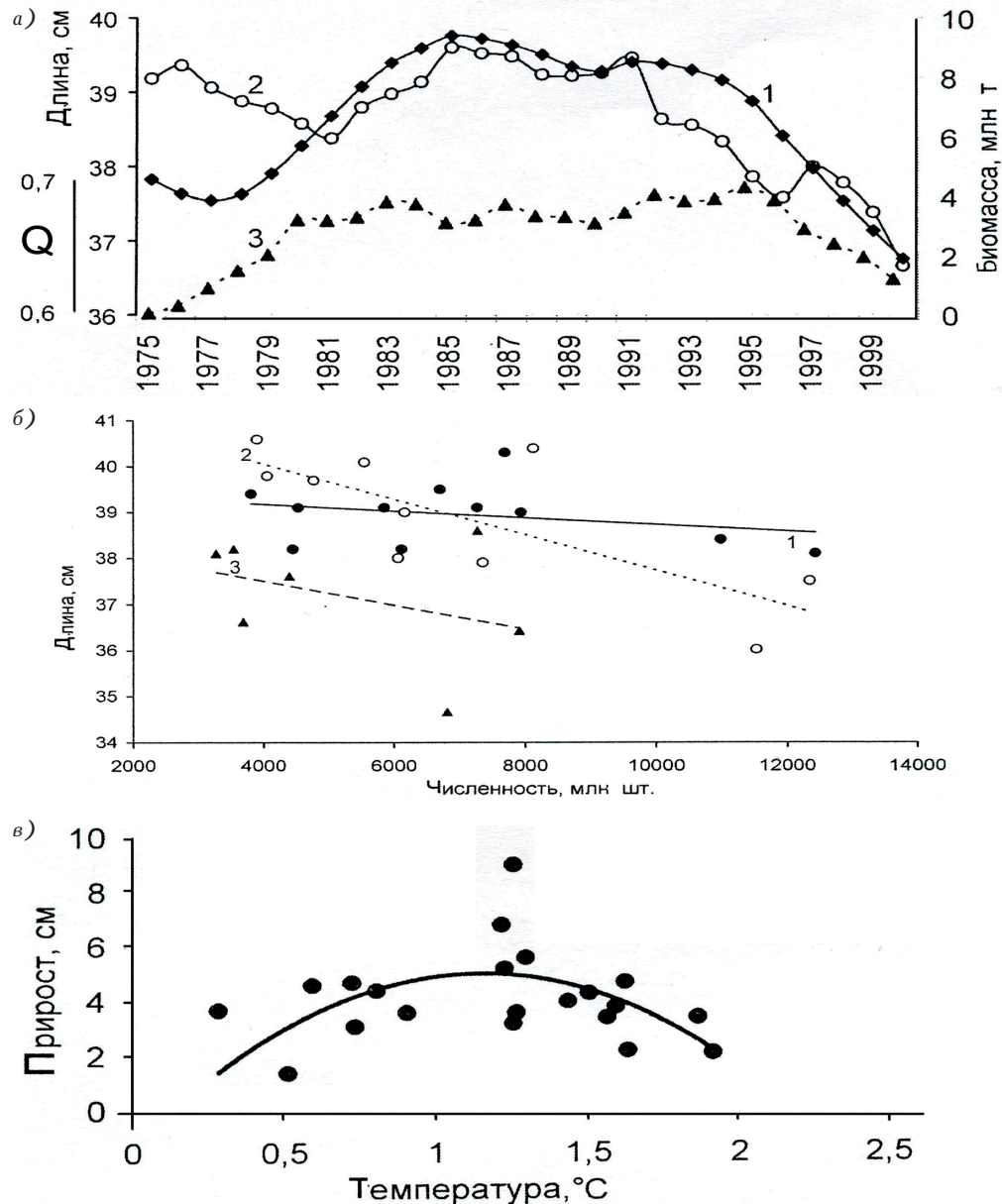


Рис. 21. Динамика биомассы восточно-охотоморского минтая (1), средняя длина (2) и коэффициент упитанности пятигодовиков — Q (3), сглаженные по пятилетиям (а); связь численности поколений 1970-х (1), 1980-х (2) и 1990-х (3) гг. с длиной рыб (б); зависимость годового прироста на пятом году жизни от температуры в слое 200 м у Западной Камчатки в зимнее время (в) [Буслов, 2005]

лом возрастала. В ряду этих лет было всего 4 бедных поколения: 2 низкоурожайных и 2 неурожайных (1981–1984 гг.), остальные были средними [Овсянников, 2011].

Следовательно, климатический режим в отрицательную фазу ЗТ характеризуется в целом повышенной урожайностью минтая, можно сказать, для всей северной части моря [Овсянников и др., 2013].

Начало положительной фазы ЗТ отмечено урожайным (1987) и сверхурожайными (1988, 1989 гг.) поколениями. Как мы показали выше, в восточно-беринговоморской популяции начало позитивной фазы ТСА также было отмечено сверхурожайным поколением (1978 г.).

Однако 1990-е гг. (между 1991-м и 1998/99-ми гг., т.е. первая декада позитив-

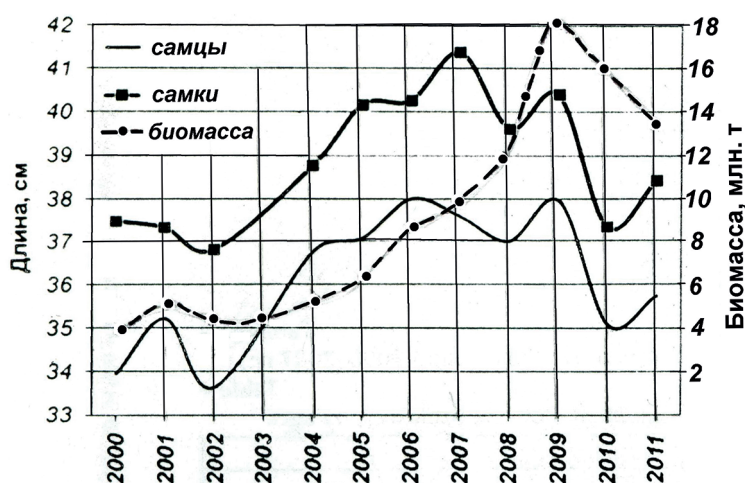


Рис. 22. Межгодовая изменчивость длины тела и биомассы при 50%-м созревании самок и самцов минтая [Овсянников и др., 2013]

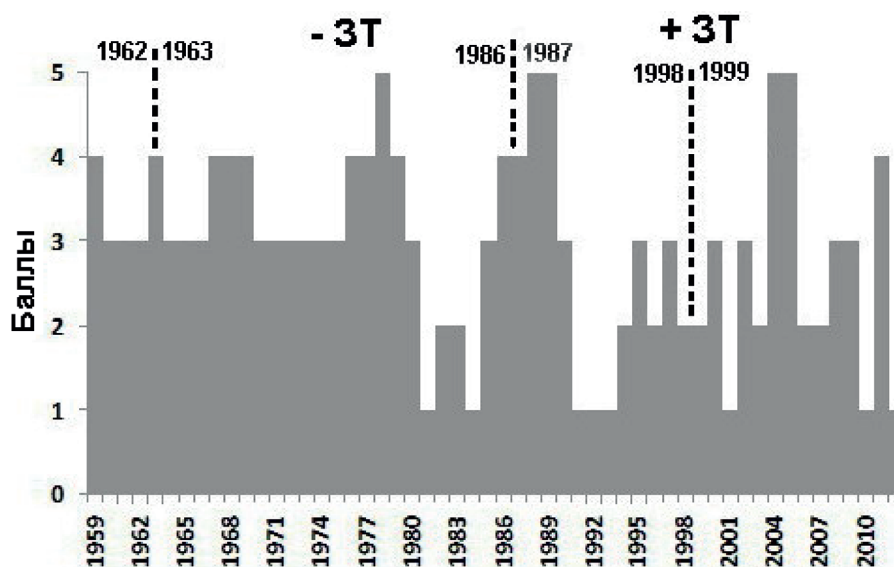


Рис. 23. Урожайность поколений западно-камчатского минтая в баллах:
1 — неурожайное; 2 — низкоурожайное; 3 — среднеурожайное; 4 — урожайное; 5 — сверхурожайное [Овсянников, 2011; Овсянников и др., 2013]

ной фазы ЗТ) отмечены низкой урожайностью. Только в период (см. рис. 2) декадного минимума ЗТ 1992–1998 гг. (т.е. во время короткой отрицательной фазы ЗТ) появились два среднеурожайных (урожайных по Овсянникову и др., 2013) поколения — 1995 г. и 1997 г. [Овсянников, 2011].

После климатического сдвига 1998/99 гг. в Северной Падифике [Minobe, 2002] урожайность ЗК минтая (да и всей северной части

моря) существенно возросла за счёт среднеурожайных поколений 2000, 2002 и 2006 гг. и сверхурожайных 2004 и 2005 гг., а также урожайного 2011 г. [Овсянников и др., 2013; Охотоморский минтай, 2013]. Это происходило на фоне возросшей кормовой базы в период охлаждения моря и повышенной ледовитости в 1998–2002 гг. [Кузнецова, 2005]. Два последних сверхурожайных поколения (2004, 2005 гг.) связаны со слабым декадным мини-

мумом ЗТ (2003–2005 гг.), а среднеурожайные поколения 2000 и 2002 гг. связаны с периодом охлаждения вод Охотского моря и его повышенной ледовитости в 1998–2002 гг. (декадный максимум ЗТ). При этом поколения 1998 и 2001 г. были самыми неурожайными [Овсянников, 2011].

Групповая встречаемость урожайных, средних и бедных поколений минтая в отрицательную фазу зимнего индекса ЗТ в период 1963–1986 гг. облегчает поиск их взаимосвязей с крупномасштабными структурами и явлениями в атмосфере (тропосфере) и в океане.

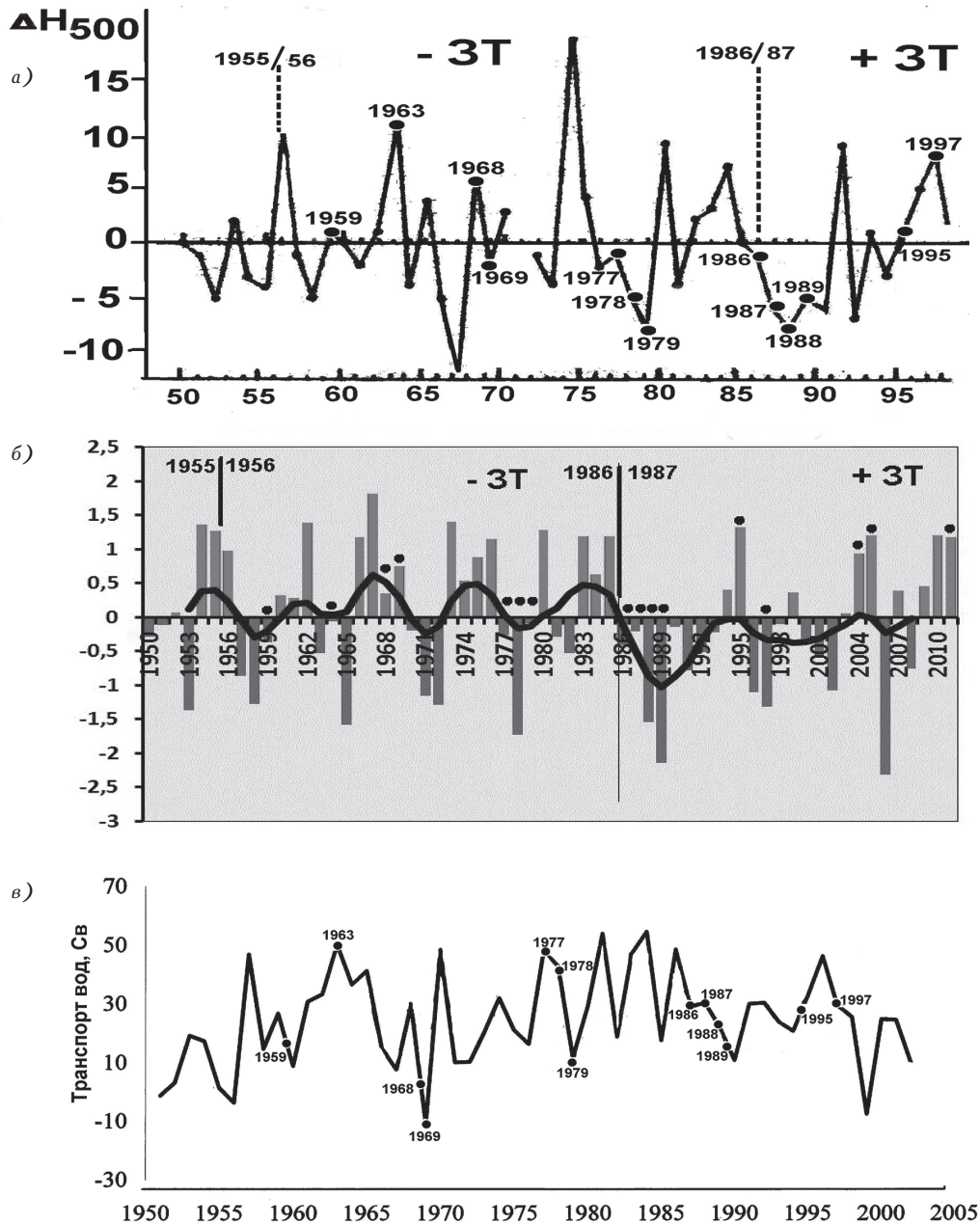


Рис. 24. Динамика январских аномалий геопотенциальных высот (а) на поверхности 500 гПа в районе Камчатки по данным аэрологических станций [Шатилина, 1998]. Указаны годы урожайных поколений ЗК минтая; б — индекс восточноазиатского муссона. Кругочками выделены годы урожайных поколений; в — межгодовые изменения зимнего транспорта вод (в Св) Восточно-Камчатским течением [Andreev, 2009]. Указаны годы урожайных поколений ЗК минтая

В качестве индикаторов этих связей нами взяты январские аномалии геопотенциала H_{500} над Камчаткой в 1950–1998 гг. [Шатилина, 1998], которые в известной мере отражают динамику средне-тропосферной Восточно-Азиатской ложбины; характер восточноазиатского зимнего муссона; изменчивость переноса вод Восточно-Камчатским течением [Andreev, 2009]; особенности циркуляции вод над западно-камчатским шельфом [Фигуркин, 2003], ледовитость.

На графике рис. 24, а проявляется различная связь урожайных поколений минтая с положительными и отрицательными аномалиями январского геопотенциала H_{500} в трёх периодах. В 1956–1970 гг. они связаны с положительными аномалиями, в 1971–1988 гг. — с отрицательными, а после 1989 г. — вновь с положительными. Это объясняется существенной перестройкой в эти периоды циркуляции атмосферы в Северном полушарии, в том числе над Охотским морем [Шатилина, Анжина, 2006, 2008].

На рис. 24, б видно, что большая часть урожайных поколений связана с отрицательными аномалиями зимнего индекса Восточно-Азиатского муссона в 1971–1989 гг. и с положительными до 1971 г. и после 1989 г., т.е. аналогично связям между геопотенциалом H_{500} и урожайностью. На рис. 24, в видна, за редким исключением (1963 г.), приуроченность урожайных поколений к годам снижения зимнего переноса Восточно-Камчатского течения.

Годы его максимального снижения сопряжены с максимальной ледовитостью. Это позволяет говорить о том, что интенсивность Восточно-Камчатского течения при холодном климатическом режиме отражала интенсивность затoka тихоокеанских вод в Охотское море.

Ледовый покров моря — интегральный показатель зимнего климатического режима, определяющий, наряду с конвекцией, вертикальный водообмен в пределах моря, величину подповерхностного стока из моря, а также интенсивность компенсационного течения у Западной Камчатки [Фигуркин, 2003].

Ледовый покров Охотского моря является составной частью морского льда в Арктике. Это хорошо видно на рис. 25, а, б. Климатический

режим 1956–1986 гг. по зимнему индексу ЗТ в его отрицательной фазе характеризуется и в Евроазиатской части Арктики, и в Охотском море повышенной ледовитостью, это характерная особенность Евроазиатской части Северного полушария. На рис. 25, б показаны урожайные поколения относительно изменений площади ледового покрова. Они появлялись как при минимальной ледовитости, так и при максимальной. В Арктике (рис. 25, в) они приурочены, как правило, к годам с максимальной ледовитостью.

Такая индифферентность урожайности к интенсивности развития ледового покрова хорошо объясняется условиями нереста. Как правило, нерест проходит в водах с умеренно отрицательной температурой. Длительные наблюдения за придонной температурой на нерестилищах (1996–2001 гг.) в ходе неоднократных ежегодных съёмок нереста показали, что нерестовые скопления избегают отрицательной температуры ниже $-1,5^{\circ}\text{C}$ [Кузнецов и др., 2008].

Такая же специфика нереста у восточно-камчатского минтая [Антонов, Золотов, 1987]: «температурный диапазон ($0,5 \div -1,36^{\circ}\text{C}$) нереста ВК минтая обычно смещён в сторону отрицательных температур».

Эти связи урожайных поколений ЗК минтая с важнейшими физическими индикаторами среды обитания позволяют следующим образом представить механизм повышенной выживаемости личинок и сеголетков ЗК минтая.

Отрицательная фаза зимнего индекса ЗТ по термическим условиям и ледовитости моря характеризуется как холодная климатическая эпоха. Судя по зимнему Восточно-азиатскому муссону для неё характерно чередование 4–5-летних периодов с повышенным и пониженным ветровым воздействием и ледовитостью. В первом случае глубина зимнего перемешанного слоя возрастала благодаря более интенсивному охлаждению, вертикальному водообмену способствовали также процессы льдообразования. За счёт этого к весне в поверхностных водах количество биогенов должно быть больше, чем при слабом или умеренном муссоне. Это обеспечивало более высокую биопродуктивность и улучшенную кормовую базу в целом для всей холодной климатической

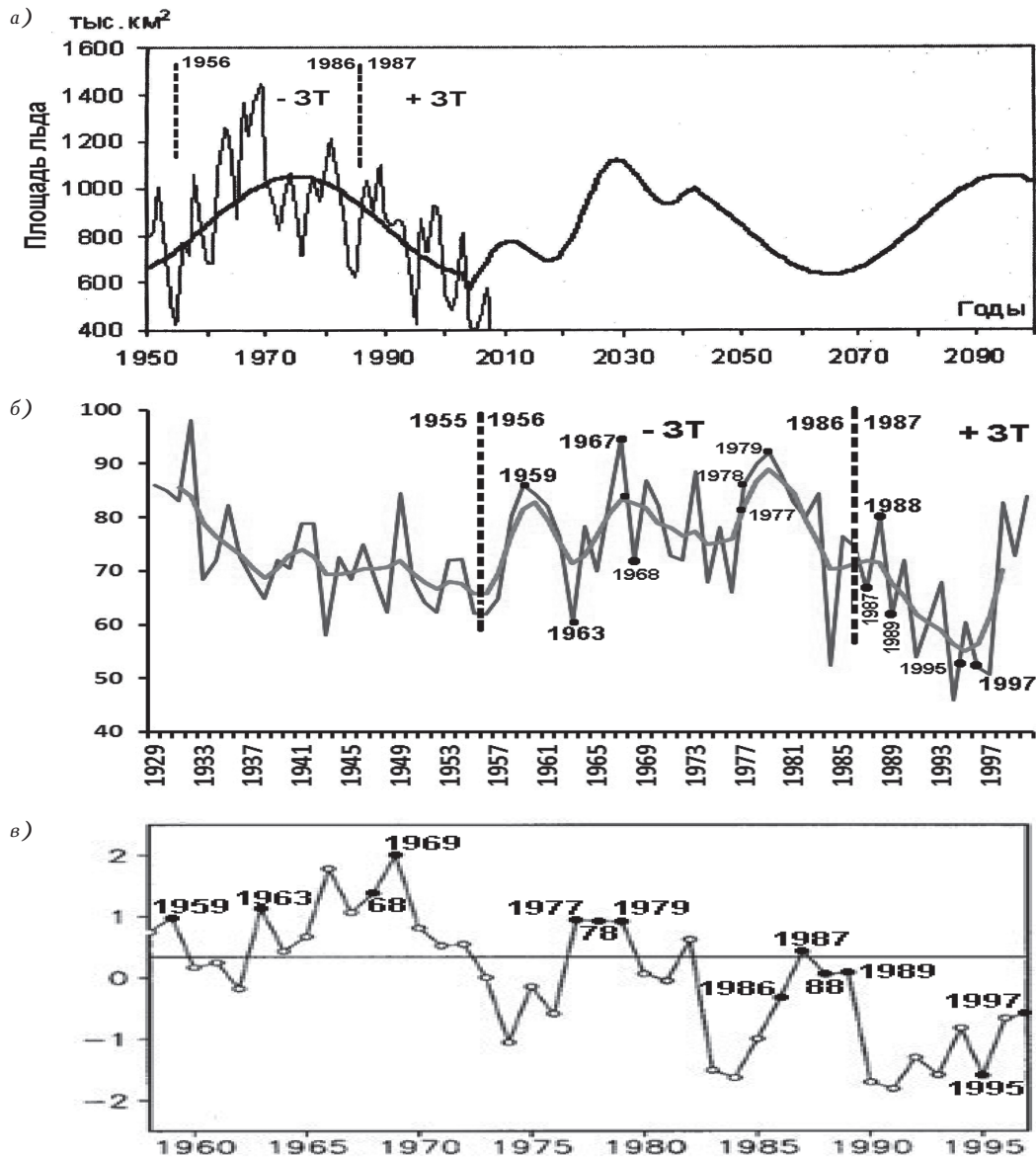


Рис. 25. Наблюдённые и smoothed значения площади льдов в арктических морях Евразийского шельфа (а) в августе и ожидаемые её значения в XXI в. [Фролов и др., 2010], границы климатических режимов СЗТО: холодный — 1956–1986 гг. (-3Т), тёплый — 1987–2017 гг. (+3Т); б — ледовитость Охотского моря в марте 1929–2009 гг. [Хен и др., 2009] и годы урожайных поколений минтая; в — ГК1 зимних аномалий морского льда в Арктике в 1958–1997 гг. [Deser et al., 2000] и годы урожайных поколений ЗК минтая

эпохи [Кузнецова, 2005]. В первую декаду этой эпохи урожайные поколения были связаны либо с умеренными ветрами (около нормы), либо с ветрами чуть больше нормы. Во вторую декаду они были связаны с аномально слабыми ветрами, и их урожайность возросла (рис. 23). Как правило, в весенний период за редким исключением ветровой режим либо сохраняется на уровне зимнего, либо существенно умень-

шается из-за ослабления Алеутского минимума в мае.

Связь большинства урожайных поколений либо с минимальным переносом Восточно-Камчатского течения, либо с трендом на его понижение свидетельствует о том, что в эти годы Западно-Камчатское течение тоже должно ослабляться. Это обуславливало большую устойчивость антицикло-

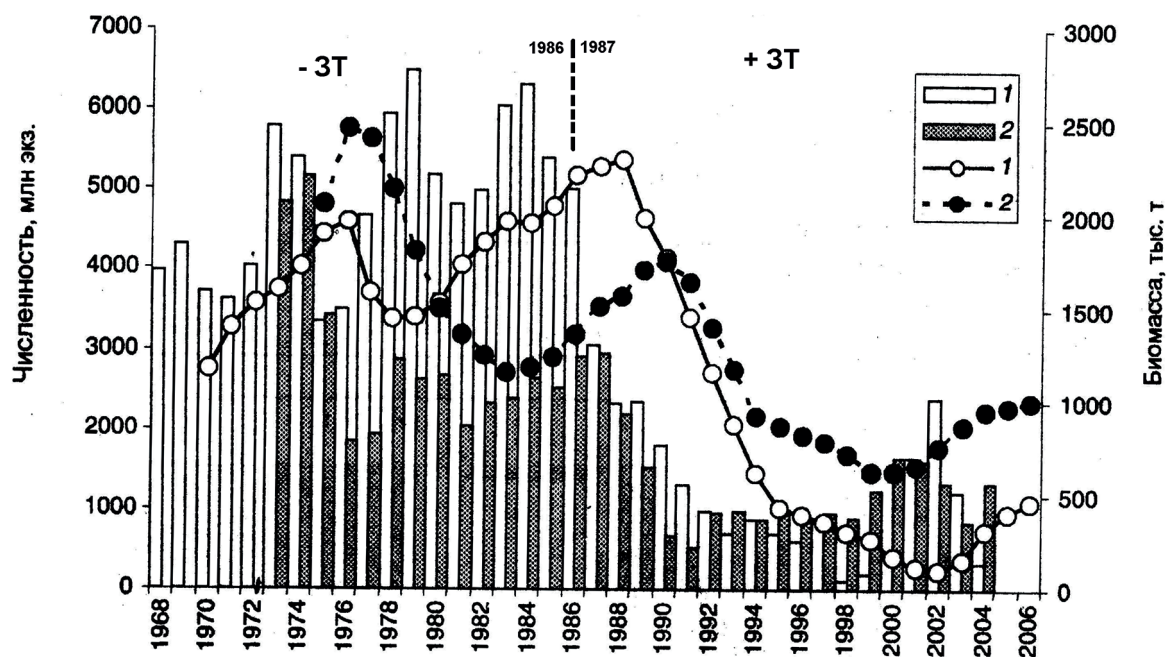


Рис. 26. Многолетние изменения западно-беринговоморского (1) и восточно-камчатского минтая (2): численности поколений в возрасте 2 года (столбики) и общей биомассы (линии, аналогично 1 и 2) [Буслов, 2008]

нальных круговоротов в районе основных нерестилищ вдоль Западной Камчатки. В ледовитые годы этому способствовало и развитие Компенсационного течения [Фигуркин, 2003].

Повышенной выживаемости способствовали в эти годы также более ранние прогрев вод, их стратификация и начало цветения. Как было установлено при изучении восточно-беринговоморского минтая (рис. 19), этот фактор — один из важных, определяющих выживаемость личинок и сеголетков.

Тесную связь с климатическими режимами СЗТО демонстрируют (рис. 26) также популяции западно-беринговоморского (ЗБ) и восточно-камчатского (ВК) минтая [Буслов, 2008; Khen et al., 2013]. Частота урожайных и средних поколений была высокой в 1963–1986 гг., резко снижалась в 1990-е гг. и вновь возрастала после климатического сдвига в 1998/99-х гг.

Условия среды, которые этому способствовали, лучше всего изучены в западной части Берингова моря [Khen et al., 2013]. Авторы показали, что период с середины 1960-х до конца 1980-х гг. характеризовался интенсив-

ным водообменом с Тихим океаном, который резко снизился в 1990-х гг. В последнюю декаду вновь отмечается рост водообмена. Именно на период интенсивного обмена приходится рост запаса западно-беринговоморского минтая в 1963–1986 гг., что на 15 лет раньше начала роста запаса восточно-беринговоморского минтая (1978). Это указывает на задержку в развитии минтаевых эпох на востоке моря, где действует климатическая система СВТО под контролем ТСА, в то время как на западе климатические режимы определяются колебаниями индекса ЗТ.

Рост водообмена с Тихим океаном с началом минтаевого периода показывает, что основным фактором, определившим увеличение урожайности ЗБ минтая, является изменение гидродинамических условий в районах нереста. Подтверждением этому служит новое возрастание водообмена с Тихим океаном с середины 2000-х гг. и связанное с ним появление средних урожайных и урожайных поколений [Буслов, 2008].

Динамика запаса восточно-камчатского минтая имеет определённые отличия в связи с региональными океаническими особенно-

стями расположения его нерестилищ [Буслов, 2008; Буслов и др., 2004].

В связи с ожидаемым наступлением нового климатического режима, характеризующегося отрицательной фазой зимнего индекса ЗТ в период $2017 \pm 2-3$ года, можно полагать, что урожайность поколений этих основных популяций минтая в СЗТО повысится. Признаки повышения урожайности минтая прослеживаются с середины 2000-х гг. во всех трёх запа-сах.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ЮЖНОГО КОЛЕБАНИЯ (ЮК) НА СОСТОЯНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПОПУЛЯЦИИ ЮЖНО-ТИХООКЕАНСКОЙ СТАВРИДЫ И АНТАРКТИЧЕСКОГО КРИЛЯ

Южно-тихоокеанская ставрида. Условно очаги нереста южно-тихоокеанской ставриды можно разделить на три крупных района — восточный (прилегающий к исключительной экономической зоне Чили), центральный и западный (почти до 170° з.д.). Располагаются они между 30° и 40° ю.ш., т.е. в Субтропической фронтальной зоне (СФЗ). Промысел ставриды происходил между 35° и 52° ю.ш. [Промысловое описание..., 1992; Чернышков, Дерябин, 2008]. Главной особенностью СФЗ, где происходит нерест ставриды, можно считать смену знака аномалий поверхностной

температуры воды в зависимости от теплового состояния экваториальных вод, т.е. от фазы развития явления Эль-Ниньо — Ла-Нинья. Состояние тихоокеанской экваториальной системы служит одним из главных факторов глобальных колебаний климата. В случае развития явления Эль-Ниньо (ЭН) атмосферой поглощается огромное количество избыточного тепла, которое ведёт к перестройке атмосферной циркуляции, смене режима ветров и погоды, обострению аномальных явлений. Последствия развития Ла-Нинья (ЛН), как правило, не столь катастрофичны, однако также могут быть отнесены к явлениям субпланетарным. Особо ярко всё это проявляется в Южной части Тихого океана (ЮТО) и в тихоокеанском секторе Антарктики [Масленников, 2011]. Явления ЭН (тёплая фаза процесса) сопровождаются повышением температуры воды в восточной части тихоокеанского сектора Антарктики и её понижением как раз в поясе между 30° и 50° ю.ш. Соответственно, в случае явлений ЛН (холодная фаза экваториального процесса) наблюдается обратная картина, т.е. понижение температуры воды в Антарктике и её рост в водах обозначенного выше пояса между 30° и 50° ю.ш.

Ранее было установлено, что в течение длительного периода (со второй половины 1970-х и вплоть до второй половины 2000-х гг.) на-

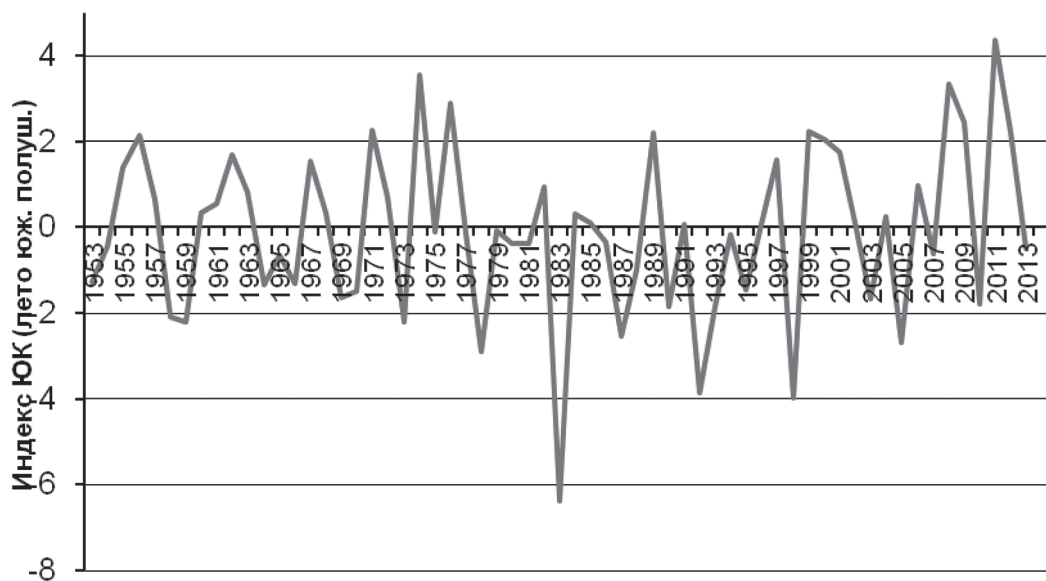


Рис. 27. Изменения летнего (лета южного полушария) индекса ЮК

блюдались высокая численность и биомасса тихоокеанской ставриды (до 20–40 млн т.). С 1978 по 1991 г. советским промысловым флотом было выловлено 13,9 млн т. ставриды [Чернышков, Дерябин, 2008]. Характерно, что такое обилие рыбы было подтверждено и результатами учётной съёмки, проведённой специалистами ФГУП «Атлант-НИРО» в 2002 г. Однако, съёмка 2009 г. показала резкое снижение численности и биомассы рыбы чуть ли не на порядок.

Сопоставление данных по запасу ставриды с климатическими данными в некоторой степени даёт ответ на вопрос о причинах таких колебаний. В ходе летнего индекса Южного колебания (ЮК) как показателя состояния экваториальной системы можно выделить три очевидных временных периода, характеризующихся разным характером развивающихся процессов (рис. 27). Период с 1953 по 1977 гг. можно обозначить как «равновесный» в отношении интенсивности и повторяемости процессов ЭН и ЛН (с некоторым предпочтением развития событий ЛН). В период с 1978 по 2007 г. явно преобладали пониженные величины индекса ЮК, т.е. вся система отличалась большей повторяемостью развития явления ЭН. После 2007 г. система вступила в новую эпоху, характеризующуюся большей повторяемостью повышенных величин индекса ЮК, сопровождающегося снижением вероятности развития тёплой фазы колебаний (Эль-Ниньо) и, напротив, ростом вероятности развития их холодной фазы (Ла-Нинья).

Таким образом, мы можем заключить, что намечается явная связь между колебаниями климатического режима и обилием океанической южно-тихоокеанской ставриды. Она может быть сформулирована следующим образом:

— отсутствие положительных результатов в поиске скоплений ставриды до 1977 г. объясняется соответствующей климатической эпохой, характеризующейся тогда большей частью положительными аномалиями температуры воды в зоне её нереста в СФЗ в ставридном поясе;

— после 1977 г. наступила эпоха Эль-Ниньо, что привело к охлаждению вод в зоне нереста, создавшем благоприятные условия для нереста и выживаемости личинок и моло-

ди ставриды, росту её численности и биомассы. Это был период интенсивного промысла рыбы;

— явления Ла-Нинья сопровождаются, как мы отметили выше, повышением температуры воды в зоне нереста ставриды. Эпоха преобладания ЛН наступила в 2007 г. Положительные аномалии температуры воды там при этом достигали +1,5...+2,0 °С. А в случаях очень интенсивных событий, как это происходило, например, в сезон 2010–2011 гг., аномалии возросли до +3,5 °С. Как оказалось, такие условия приводят к снижению выживаемости личинок ставриды и её биомассы, что мы и наблюдаем в настоящее время. Повышенная температура воды приводит к устойчивой стратификации и снижению биопродуктивности в СФЗ в зоне нереста ставриды;

— согласно многочисленным прогностическим разработкам, вплоть до мая 2014 г. на экваторе будет существовать нейтральный тип климатических процессов, сопровождающийся незначительными по величине аномалиями (разного знака) температуры воды в зоне нереста ставриды. В дальнейшем, учитывая характерную черту наступившей эпохи — большую вероятность развития процессов в сторону холодной фазы Ла-Нинья, можно полагать, что биомасса ставриды будет характеризоваться пониженными величинами. По нашим предположениям это будет происходить в ближайшие 15–20 лет.

Антарктический криль. Этот массовый вид макрозоопланктона является основным звеном в трофической цепи многих антарктических животных. Его биомасса обеспечивает огромные потребности в пище рыб, тюленей, пингвинов и летающих птиц, усатых китов. Соответствует этой потребности и наиболее реальная оценка биомассы криля, которая лежит в пределах 300–500 млн т. Зависимость расселения и распределения криля от изменчивости поля течений (в разных пространственных масштабах) очевидна. Как пассивный мигрант криль дрейфует с течениями и подвержен в силу этого всем соответствующим такому дрейфу отклонениям, задержкам, циркуляциям и пульсациям. Из этого вытекают два вывода. Первый заключается в том, что в жизненном цикле криля огромную роль играет его распределение в разных пространственных

масштабах. Второй вывод можно сформулировать следующим образом: криль — весьма благоприятный объект для изучения, поскольку должен чётко реагировать на изменения направленности переноса масс и, следовательно, на климатические колебания.

Существование популяции криля (или отдельных её субъединиц) поддерживается циклическим дрейфом в пределах крупномасштабных приматериковых циклонов, обеспечивающих возврат (с восточными ветвями циклонов) части рачков в основу ареала, необходимой для успешного воспроизводства. Цикличность дрейфа — один из важнейших моментов приспособления популяции к динамическим условиям среды [Беклемишев, 1969], заключающегося, в частности, в гарантированном обеспечении возможности массового приноса особей в период их созревания в районы, благоприятные для образования скоплений. Поскольку основные места нереста криля приурочены к северным ветвям циклонов, а массовый вынос туда зрелых рачков происходит с западными ветвями, то понятна важность знания колебаний меридиональной направленности переноса масс. Это, по существу, должно определять объём выноса криля и, следовательно, успех воспроизводства, да и, помимо того, количество криля в районах промысла.

Как было показано выше (в разделе о тихоокеанской ставриде), колебания поверхностной температуры воды в тихоокеанском секторе Антарктики зависят от развития экваториальных процессов. Её реакция на явления ЭН и ЛН соответствует знаку самого явления, т.е. при ЭН (тёплой фазе) температура воды в тихоокеанском секторе Антарктики повышается, при ЛН (холодной фазе) она понижается. Нами было установлено, что именно развитие холодной фазы ЛН является наиболее благоприятным условием для воспроизводства и распределения антарктического криля в тихоокеанском секторе и западной части атлантического сектора [Масленников, 2003]. Действительно, похолодание в восточной части тихоокеанского сектора есть признак увеличения направленности переноса масс с юга на север. Это подтверждается более широким распространением дрейфующего льда. Такое

развитие событий приводит к более массовому приносу зрелых особей криля в традиционные места его нереста, расположенные вблизи Ю. Шетландских о-вов, далее они переносятся на восток к Ю. Оркнейским о-вам и на северо-восток к о-ву Ю. Георгия. Вообще массовый перенос особей криля в традиционные места его нереста на участках Вторичной фронтальной зоны Антарктики (ВФЗА) и формирование там концентраций (т.е. все аспекты распределения) предопределяют, главным образом, промысловую обстановку. Помимо того, широкое распространение дрейфующего льда способствует снабжению криля на ранних стадиях его развития криофильным фитопланктоном. Таким образом, наступившая в 2007 г. новая климатическая эпоха в южном полушарии будет весьма благоприятна для промысла антарктического криля. Это уже сказывается на его общем вылове, который довольно сильно увеличился в последние годы. Более детальные сведения о временной и пространственной структуре колебаний промысловой продуктивности в Антарктике содержатся в работе В. В. Масленникова и др. [Наст. сборник].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования взаимодействия климатических и океанических процессов Северной Атлантики и Северной Пацифики, а также тропической зоны Тихого океана и её южной части (ЮТО) и вод Антарктики в период 1950–2012 гг. определено будущее состояние климата в этих основных промысловых регионах российского и мирового рыболовства. На основе выявленных корреляционных связей между урожайностью популяций массовых гидробионтов с десятилетними и многодекадными климатическими режимами, выделенными по климатическим и океанологическим индексам (АМО, САК, АО, ЭТ, ТСА, ОСТК, ТДО, ЭНЮК), определено их будущее состояние.

В Северо-Восточной Атлантике (СВА) популяция норвежской весенне-нерестующей сельди (НВС) до середины 2020-х гг., возможно, будет пополняться отдельными урожайными поколениями. Тренд на снижение биомассы запаса сохранится. В популяции СВА трески по климатическим условиям

в ближайшее 15–20 лет должны появляться урожайные поколения при условии быстрого снижения (за счёт интенсивного промысла) очень высокого современного промыслового запаса. В СЗТО запасы тихоокеанских лососей после $2017 \pm 2-3$ г. должны существенно сократиться (в 2–3 раза). Однако при сохранении нынешнего уровня его нерационального использования ожидается сокращение в 4–5 раз относительно высоких уловов в последние годы. Урожайность поколений основных запасов минтая в СЗТО должна возрастать в ближайшие 15–20 лет.

Популяция океанической южно-тихоокеанской ставриды в ближайшие 15–20 лет сохранится на низком уровне.

Запасы антарктического криля возрастут и будут более доступны для промысла.

ЛИТЕРАТУРА

- Антонов Н. П., Золотов О. Г. 1987. Особенности размножения восточно-камчатского минтая // Популяционная структура, динамика численности и экология минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 123–132.
- Беклемишев К. В. 1969. Экология и биогеография пелагиали. М.: Наука. 290 с.
- Биология и промысел норвежской весенне-нерестующей сельди и путассу Северо-Восточной Атлантики // Тр. IV Советско-норвежского симпозиума. Берген, 12–16.06.1989. Мурманск: ПИНРО. 507 с.
- Бойцов В. Д. 2006. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и её прогнозирование. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 292 с.
- Бойцов В. Д. 2008. Долгопериодные колебания температуры воздуха в Северной Атлантике и Северо-Европейском бассейне // Известия РГО. Т. 140. Вып. 2. С. 6–11.
- Бойцов В. Д. 2009. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и её воздействие на биотические компоненты экосистемы. Автореф. дисс. д-ра геогр. наук. СПб. 49 с.
- Бойцов В. Д. 2012. Межгодовые колебания гидрометеорологических характеристик в Баренцевом море, Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане и их сопряженность // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 9. № 2. С. 61–95.
- Бондаренко М. В., Кровнин А. С., Серебряков В. П. 2003. Ранжирование урожайности поколений и коэффициентов выживания поколений в раннем онтогенезе промысловых рыб Баренцева моря для определения биологических ориентиров и оценки изменчивости среды. М.: Изд-во ВНИРО. 187 с.
- Бочков Ю. А., Терещенко В. В. 1992. Современные многолетние изменения гидрометеорологических условий в Баренцевом море и их биологические последствия // Экологические проблемы Баренцева моря: Сб. научн. трудов ПИНРО. Мурманск: Изд-во ПИНРО. С. 225–243.
- Булатов О. А. 1987. Икра и личинки минтая в восточной части Берингова моря // Популяционная структура, динамика численности и экология минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 100–114.
- Булатов О. А. 1988. Межгодовая изменчивость запасов восточно-беринговоморского минтая // Изменчивость поколений и методы прогнозирования запасов рыб в северной части Тихого океана. Владивосток: ТИНРО. С. 4–16.
- Буслов А. В. 2005. Рост минтая и размерно-возрастная структура его популяций. Петропавловск-Камчатский. 200 с.
- Буслов А. В. 2008. Минтай восточного побережья Камчатки: современное состояние запасов и рекомендации по рациональной эксплуатации // Известия ТИНРО. Т. 152. С. 3–17.
- Буслов А. В., Тепнин О. Б., Дубинина А. Ю. 2004. Некоторые особенности экологии нереста и эмбриогенеза восточно-камчатского минтая // Изв. ТИНРО. Т. 138. С. 228–298.
- Давыдов И. В. 1984. О сопряженности развития океанологических условий в основных рыбопромысловых районах дальневосточных морей // Изв. ТИНРО. Т. 109. С. 3–16.
- Давыдов И. В. 1989. К вопросу о долгосрочном рыбохозяйственном прогнозировании в дальневосточных морях // Долгопериодная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. М.: ВНИРО. С. 153–177.
- Жадин Е. А. 2004. Озон и изменения приземной температуры // Метеорология и гидрология. № 10. С. 64–73.
- Зверькова Л. М. 2003. Минтай: биология, состояние запасов. Монография. Владивосток: ТИНРО-Центр. 248 с.
- Зюльева Ю. А., Жадин Е. А. 2009. Анализ трёхмерных потоков Элиассена — Пальма в нижней стратосфере // Метеорология и гидрология. № 8. С. 5–14.
- Ижевский Г. К. 1967. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб // Тр. ВНИРО. Т. LXII. С. 20–32.
- Карпенко В. И., Андриевская Л. Д., Коваль М. В. 2013. Питание и особенности роста тихоокеанских

- лососей в морских водах. Петропавловск-Камчатский: КамчатНИРО. 304 с.
- Качина Т. Ф. 1979. О динамике численности сельди и минтая в морях Дальнего Востока // Рыбное хозяйство. № 3. С. 7–9.
- Качина Т. Ф., Сергеева Н. П. 1981. Динамика численности восточно-охотоморского минтая // Экология, запасы и промысел минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 19–27.
- Кляшторин Л. Б., Любушин А. А. 2005. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности. М.: ВНИРО. 235 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.
- Котенёв Б. Н., Кузнецов В. В., Кузнецова Е. Н. 1998. Запас восточно-охотоморского минтая *Theragra chalcogramma* и его распределение в нерестовый период // Вопросы ихтиологии. Т. 38. № 6. С. 776–786.
- Котенёв Б. Н., Родионов С. Н. 2009. О проблеме многодекадных климатических режимов в северной части Тихого океана // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 6. № 1. С. 60–98.
- Котенёв Б. Н., Богданов М. А., Кровнин А. С., Мурыш Г. П. 2010. Изменения климата и динамика вылова дальневосточных лососей // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 7. № 1. С. 60–92.
- Котенёв Б. Н., Кровнин А. С., Кивва К. К., Богданов М. А., Мордасова Н. В., Мурыш Г. П. 2012. Низкочастотные изменения зимних климатических условий в северо-западной части Тихого океана в 1950–2012 гг. // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 9. № 2. С. 33–60.
- Кузнецов В. В., Котенёв Б. Н., Кузнецова Е. Н. 2008. Популяционная структура, динамика численности и регулирование промысла минтая в северной части Охотского моря. М.: ВНИРО. 174 с.
- Кузнецова Н. А. 2005. Питание и пищевые отношения nekтона в эпипелагиали северной части Охотского моря. Владивосток: ТИНРО-Центр. 236 с.
- Кушинг Д. Х. 1979. Морская экология и рыболовство. М.: Пищевая промышленность. 228 с.
- Масленников В. В. 2003. Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. М.: Изд-во ВНИРО. 296 с.
- Масленников В. В. 2011. Колебания температуры воды в тихоокеанском секторе Антарктики и процессы Эль-Ниньо — Ла-Нинья // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 8. № 2. С. 122–133.
- Овсянников Е. Е. 2009. Оценка урожайности поколений минтая в северной части Охотского моря // Изв. ТИНРО-Центра. Т. 157. С. 67–80.
- Овсянников Е. Е. 2011. Динамика пространственного распределения икры и молоди минтая в северной части Охотского моря. Автореф. дисс. канд. биол. наук. Владивосток. 20 с.
- Овсянников Е. Е., Овсянникова С. Л., Шейбак А. Ю. 2013. Динамика и структура запасов минтая в северной части Охотского моря в 2000-е годы // Изв. ТИНРО. Т. 172. С. 133–148.
- Охотоморский минтай (путинный прогноз). 2013 / А. А. Байталюк (рук.), А. В. Смирнов (ред.), В. И. Таразанов (сост.). Владивосток: ТИНРО-Центр. 57 с.
- Петросяну М. А., Семёнов Е. К., Гущина Д. Ю., Соколихина Е. В., Соколихина Н. Н. 2005. Циркуляция атмосферы в тропиках: Климат и изменчивость. М.: МАКС Пресс. 670 с.
- Промысловое описание «ставридного пояса» южной части Тихого океана. 1992. М.: ЦКФ ВМФ. 183 с.
- Радченко В. И. 2001. Динамика численности горбуши *Oncorhynchus gorbusha* в бассейне Охотского моря в 90-е годы // Биология моря. Т. 27. № 2. С. 91–101.
- Родионов С. Н., Кровнин А. С. 1991. Влияние термических условий на численность восточно-берингоморского минтая // Рыбное хозяйство. № 3. С. 21–24.
- Селивёрстов А. С. 1974. Некоторые факторы, влияющие на мощность поколений атлантическо-скандинавской сельди. Автореферат дисс. канд. биол. наук. М.: ВНИРО. 24 с.
- Серобаба И. И. 1968. Нерест минтая в северо-восточной части Берингова моря // Вопр. ихтиологии. Т. 8. Вып. 6. С. 992–1003.
- Серобаба И. И. 1974а. О размножении минтая в восточной части Берингова моря // Изв. ТИНРО. Т. 75. С. 47–55.
- Серобаба И. И. 1974б. Экология нереста берингоморского минтая // Вопр. ихтиологии. Т. 14. Вып. 4. С. 635–548.
- Серобаба И. И. 1977. Сведения о популяционной структуре минтая Берингова моря // Вопр. ихтиологии. Т. 17. Вып. 2. С. 247–260.
- Серобаба И. И. 1979. Воспроизводительная способность минтая из восточной части Берингова моря в связи с изменением его численности // Биология моря. № 3. С. 74–77.
- Смирнов А. В. 2005. Влияние некоторых биотических и абиотических факторов на выживаемость охотоморского минтая в раннем онтогенезе // Вопросы рыболовства. Т. 6. № 2 (22). С. 278–297.
- Соколовский А. С., Глебова С. Ю. 1985. Долгопериодные флуктуации численности минтая в Беринговом море // Изв. ТИНРО. Т. 110. С. 38–42.

- Треска Баренцева моря: биология и промысел. 2003 / В. Д. Бойцов, Н.И. Лебедь, И.Я. Пономаренко, В.П. Пономаренко, В.В. Терещенко, В.Л. Третьяк, М.С. Шевелев., Н.А. Ярагина. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 206 с.
- Тунеголовец В.П. 2007. Циклоническая деятельность над северо-западной частью Тихого океана и дальневосточными морями и оценка её влияния на деятельный слой // Дальневосточные моря России / Отв. ред. В.А. Акуличев. Кн. 1. Океанические исследования. М.: Наука. С. 60–96.
- Фадеев Н.С. 1984. Распределение икры минтая в северной части Охотского моря // Рыбное хозяйство. № 12. С. 22–25.
- Фадеев Н.С. 1986. Распределение икры и личинок минтая в северной части Охотского моря // Биология моря. № 6. С. 15–22.
- Фадеев Н.С. 2001. Урожайность поколений северо-охотоморского минтая // Вопросы рыболовства. № 2. С. 299–318.
- Федоров С.С. 1962. Атлантическо-скандинавские сельди и их распределение. М.: ВНИРО. 64 с.
- Федоров С.С. 1965. Динамика численности морских сельдей в связи с проблемами их рационального использования. М.: ВНИРО. 133 с.
- Фигуркин А.Л. 2003. Океанологические условия шельфа и склона Охотского моря в холодную половину года и их влияние на нерест минтая. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Владивосток. 24 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. 2010. Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (85). С. 52–61.
- Хен Г.В. 1987. Межгодовые изменения температуры воды в юго-восточной части Берингова моря и её роль в урожайности восточно-беринговоморского минтая // Популяционная структура, динамика численности и экология минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 209–220.
- Хен Г.В., Басюк Е.О., Устинова Е.И., Фигуркин А.Л., Шатилина Т.А. 2009. Особенности гидрологических условий в дальневосточных морях в 2008–2009 гг. // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 6. № 2. С. 22–46.
- Чернышков П.П., Дерябин Н.Н. 2008. 30 лет со времени открытия и освоения ресурсов пелагических рыб в южной части Тихого океана // Рыбное хозяйство. № 5. С. 30–33.
- Шатилина Т.А. 1998. Долгопериодная изменчивость атмосферной циркуляции над дальневосточным регионом и её влияние на термический режим и динамику вод // Изв. ТИНРО. Т. 124. С. 681–707.
- Шатилина Т.А., Анжина Г.И. 2006. Изменчивость параметров азиатской и дальневосточной депрессий во второй половине XX столетия // Изв. ТИНРО. Т. 164. С. 247–258.
- Шатилина Т.А., Анжина Г.И. 2011. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948–2010 гг. // Изв. ТИНРО. Т. 167. С. 146–159.
- Шунтов В.П., Васильков В.П. 1981. Долгопериодные флуктуации численности северо-тихоокеанских сардин // Вопросы ихтиологии. Т. 21. Вып. 6. С. 963–975.
- Шунтов В.П., Васильков В.П. 1982. Долгопериодные флуктуации численности северо-тихоокеанских сардин. Часть 2 // Вопросы ихтиологии. Т. 22. Вып. 2. С. 187–199.
- Шунтов В.П., Волков А.Ф., Темных О.С., Дулепова Е.П. 1993. Минтай в экосистемах дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО. 426 с.
- Шунтов В.П., Темных О.С. 2008. Тихоокеанские лососи в морских и океанических системах. Монография. Т. 1. Владивосток: ТИНРО-Центр. 481 с.
- Шунтов В.П., Темных О.С. 2011. Тихоокеанские лососи в морских и океанических системах. Монография Т. 2. Владивосток. ТИНРО-Центр. 473 с.
- Ярыгина Н.А. 2006. Биология размножения атлантической трески (на примере популяций Баренцева моря). Автореф. дисс. д-ра биол. наук. Петрозаводск. 41 с.
- Alheit J, Hagen E. 1997. Longterm Climate Forcing Of European Herring And Sardine Populations // Fisheries Oceanography. 6. № 2. P. 130–139.
- Andreev A. G. 2009. Interannual Variations of the East-Kamchatka and East-Sakhalin Currents Volume Transports and Their Impact on the Temperature and Chemical Parameters in the Okhotsk Sea // PICES Scientific Report. № 36. P. 21–43.
- Arneberg P., Titov O., Filin A., Stiansen J.E. 2013. Joint Norwegian-Russian Environmental Status Report on the Barents Sea Ecosystem. Update for Current Situation for Climate, Phytoplankton, Zooplankton and Fisheries in 2011. IMR/PINRO. Joint Report Series. № 3. 58 p.
- Bailey K. M. 2000. Shifting Control of Recruitment of Walleye Pollock *Theragra Chalcogramma* after a Major Climatic and Ecosystem Change // Marine Ecology Progress Series. № 198. P. 215–224.
- Bailey K., Francis R., Schumacher J. 1986. Recent Information on the Causes of Variability in Recruitment of Alaska Pollock in the Eastern Bering Sea: Physical Condition and Biological Interaction // Bull. INPFC. № 47. P. 155–165.
- Beamish R.J. [ed.] 1995. Climate Change and Northern Fish Populations // Can. Spec. Publ. Fish Aquat. Sci. 121. 739 p.

- Beaugrand G. 2003. Long-Term Changes in Copepod Abundance and Diversity in the North-East Atlantic in Relation to Fluctuations in the Hydroclimatic Environment // *Fisheries Oceanography*. № 12. P. 270–283.
- Bulatov O.A. 1989. Reproduction and Abundance of Spawning Pollock in the Bering Sea // *Proc. Intern. Sci. Symp. on Bering Sea Fish*. Seattle, WA. P. 40–46.
- Chiba Sanae, Maki N. Alta, Kazuaki Tadokoro, Toshiro Saino, Hiroya Sugisaki, Kaoru Nakata. 2008. From Climate Regime Shifts to Lower-Trophic Level Phenology: Synthesis of Recent Progress in Retrospective Studies of the Western North Pacific // *Progress in Oceanography*. № 77. P. 112–126.
- Cury P., Roy C. 1989. Optimal Environmental Window and Pelagic Fish Recruitment Success in Upwelling Areas // *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*. № 46. P. 670–680.
- Deser C., Walsh J.E., Timlin M.S. 2000. Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends // *Journal of Climate*. Vol. 13. P. 617–633.
- Dickson R.R., Kelly P.M., Colebrook J.M., Wooster W.S., Cushing D.H. 1988. North Winds and Production in the Eastern North Atlantic // *J. of Plankton Research*. № 10. P. 151–169.
- Di Lorenzo, Schneider E.N., Cobb K.M., Franks J.S., Chhak K., Miller A.J., McWilliams J., Bograd S.J., Arango H., Curchitser E., Powell T.M., Riviere P. 2008. North Pacific Gyre Oscillation Links Ocean Climate and Ecosystem Change // *Geophys. Res. Lett.* 35. L08607, doi:10.1029/2007GL032838,
- Dragesund O., Hamre J., Ultang O. 1980. Biology and Population Dynamics of the Norwegian Spring-Spawning Herring // *Rapport et Proces-Verbaux des Reunions du Conseil International pour l'Exploration de la mer*. № 177. P. 43–71.
- Drinkwater K.F. 2006. The Regime Shift of the 1920s and 1930s in the North Atlantic // *Progress in Oceanography*. № 68. P. 134–151.
- Drinkwater K.F., Schrum C., Brander K.M. (Eds.) 2010. Cod and Future Climate Change // *ICES Cooperative Research Report*. № 305. 88 p.
- Francis R.S., Hare S.R., Hollowed A.B., Wooster W.S. 1998. Effects of Interdecadal Climate Variability on the Oceanic Ecosystems of the NE Pacific // *Fisheries Oceanography*. № 7. P. 1–21.
- Funamoto T. 2011. Causes of Walleye Pollock (*Theragra chalcogramma*) Recruitment Decline in the Northern Sea of Japan: Implications for Stock Management // *Fisheries Oceanography*. № 20:2. P. 95–103.
- Furevik T., Nilsen J.E.Ø. 2005. Large-Scale Atmospheric Circulation Variability and its Impacts on the Nordic Seas Ocean Climate — a Review. American Geophysical Union. The Nordic Seas: An Integrated Perspective, Geophysical Monograph Series, 158. Vol. 158. P. 105–136.
- Hollowed A.B., Hare S.R., Wooster W.S. 2001. Pacific Basin Climate Variability and Patterns of Northeast Marine Fish Production // *Progress in Oceanography*. № 49. P. 257–282.
- Honda M., Nakamura H., Ukita J., Kousaka I., Takeuchi K. 2001. Interannual Seesaw between the Aleutian and Icelandic Lows. Part 1: Seasonal Dependence and Life Cycle // *J. Climate*. № 14. P. 1029–1042.
- Hunt Jr., Stabeno P., Walters G., Sinclair F., Brodeur R.D., Napp J.M., Bond N.A. 2002. Climate Change and Control of the Southeastern Bering Sea Pelagic Ecosystem // *Deep-Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography*. № 49. P. 5821–5853.
- Jakobsson J. 1980. The North Icelandic Herring Fishery and Environment Conditions, 1960–1968 // *Rapport et Proces-Verbaux des Reunions du Conseil International pour l'Exploration de la mer*. № 177. P. 460–465.
- Ianelli, J.N., S. Barbeaux, G. Walters and N. Williamson. 2003. Eastern Bering Sea Walleye Pollock Assessment // In: *Stock Assessment and Fishery Evaluation Report for the Groundfish Resources of the Bering Sea/Aleutian Islands regions*. North Pac. Fish. Mgmt. Council, Anchorage, AK, section 1:39–126.
- Kerr R.A. 2000. A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries // *Science*. № 298. P. 1984–1986.
- Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I. 2013. Hydrography and Biological Resources in the Western Bering Sea // *Deep-Sea Research. II*, 94. P. 106–120.
- King J.R. (ed.). 2005. Report of the Study Group on Fisheries and Ecosystem Responses to Recent Regime Shifts // *PICES Scientific Report*. № 28. P. 1–162.
- Klyashtorin L., Borisov V., Lyubushin A. 2009. Cyclic Changes of Climate and Major Commercial Stocks of the Barents Sea // *Marine Biology Research*. № 5. P. 4–17.
- McKinnell S.M., Dagg M.J. (eds.). 2010. Marine Ecosystems of the North Pacific Ocean, 2003–2008 // *PICES Special Publication*. № 4. 393 p.
- Malmberg S.A. 1969. Hydrographic Changes in the Waters between Iceland and Jan Mayen in the Last Decade // *Jokull*. № 19. P. 30–43.
- Mehl, S., Aglen, A., Alexandrov, D.I., Bogstad, B., Dingsor, G.E., Gjøsater, H., Johannessen, E., Korsbrekke, K., Murashko, P.A., Prozorkevich, D.V., Smirnov, O.V., Staby, A., and Wenneck, T. de Lange. 2013.

- Fish investigations in the Barents Sea winter 2007–2012. IMR-Pinro Joint Report Series 1–2013, 97 pp.
- Minobe S. 2002 Interannual to Interdecadal Changes in the Bering Sea and Concurrent 1998/99 changes over the North Pacific // *Progress in Oceanography*. № 55. P. 45–64.
- Mueter F.J., Palmer M.C., Norcross B.L. 2004. Environmental Predictors of Walleye Pollock Recruitment on the Eastern Bering Sea Shelf. Pollock Conservation Cooperative Research Center, University of Alaska, Fairbanks, 78 pp.
- Mueter F.J., Ladd C., Palmer M.C., Norcross B.L. 2006. Bottom-up and Top-down Controls of Walleye Pollock (*Theragra chalcogramma*) on the Eastern Bering Sea Shelf // *Progress in Oceanography*. № 68. P. 152–183.
- Nakken O. (ed.). 2008. Norwegian Spring-Spawning Herring & Northeast Arctic Cod. Tapir Academic Press. 177 p.
- Ohtani K., Azumaya T. 1995. Influence of Interannual Changes in Ocean Conditions on the Abundance of Walleye Pollock in the Eastern Bering Sea // In: R.J. Beamish (ed.). *Climate Change and Northern Fish Populations*. Can. Spec. Publ. Fish Aquat. Sci. 121. P. 87–95.
- Ottersen G., Stenseth N.C. 2001. Atlantic Climate Governs Oceanographic and Ecological Variability in the Barents Sea // *Limnology and Oceanography*. № 46. P. 1774–80.
- Ottersen G., Stenseth N.C., Hurrell J.W. 2004. Climate Fluctuations and Marine Systems a General Introduction to the Ecological Effects // In: N.C. Stenseth, G. Ottersen, J.W. Hurrell, A. Belgano (eds.). *Marine Ecosystems and Climate Variation: the North Atlantic*. Oxford: Oxford University Press. P. 3–14.
- Overland J., Rodionov S., Minobe S., Bond N. 2008 North Pacific Regime Shifts: Definitions, Issues and Recent Transitions // *Progress in Oceanography*. № 77. P. 92–102.
- Pope J.G. 1972. An Investigation of the Accuracy of Virtual Population Analysis Using Cohort Analysis // *Int. Comm. Northwest Atl. Fish, Res. Bull.* № 9. P. 65–74.
- Quinn II, T.J., Niebauer H.J. 1995. Relation of Eastern Bering Sea Walleye Pollock Recruitment to Environmental and Oceanographic Variables // In: Beamish R.J. (ed.). *Climate Change and Northern Fish Population*. Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences. Vol. 121. National Res. Council of Canada, Ottawa. P. 497–507.
- Rijnsdorp A.D., Peck M.A., Engelhard G.H. et al. (eds.). 2010. Resolving Climate Impacts on Fish Stocks // ICES Cooperative Research Report. № 301. 371 pp.
- Rodionov S.N., Bond N.A., Overland J.E. 2007. The Aleutian Low, Storm Tracks, and Winter Climate Variability in the Bering Sea // *Deep-Sea Research II*. Vol. 54. P. 2560–2577.
- Skjoldal H.R. (ed.). 2004. The Norwegian Sea Ecosystem. Tapir Academic Press. 559 pp.
- Stiansen J.E., Korneev O., Titov O., Arneberg O. (ed.). 2009. Joint Norwegian-Russian Environmental status 2008. Report on the Barents Sea Ecosystem. Part II. Complete Report. IMR/PINRO. Joint Report Series. № 3. 375 pp.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M. 1998. The Arctic Oscillation Signature in the Wintertime Geopotential Height and Temperature Fields // *Geophys. Res. Lett.* № 25. P. 1297–1300.
- Wespestad V.G., Fritz L.W., Ingraham W.J., Megrey B.A. 2000. On Relationships between Cannibalism, Climate Variability, Physical Transport, and Recruitment Success of Bering Sea Walleye Pollock (*Theragra chalcogramma*) // *ICES J. Mar. Sci.* № 63. P. 272–278.
- Wyllie-Echeverria T. 1996. The Relationship between the Distribution of One-Year-Old Walleye Pollock, *Theragra chalcogramma*, and Sea-Ice Characteristics // NOAA Technical Report NMFS. Vol. 126. P. 47–56.
- Yeh, S. — W., Kung Y. — J., Noh Y., Miller A.J.. 2011. The North Pacific Climate Transitions of the Winters 1976/77 and 1988/89 // *J. Climate*. № 24. P. 1170–1183.

On Future State of Mass Hydrobiont Populations in Highly-Productive Areas of the World Ocean

B. N. Kotenev, A. S. Krovnin, V. V. Maslennikov, N. V. Mordasova

Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (FSUE VNIRO, Moscow)

The long-term linkages between climatic and oceanic processes in the North Atlantic, North Pacific, South Pacific (SP), and Antarctic waters for the 1950–2012 period have been studied. Based on the revealed relationships between year class strength of mass hydrobiont populations in these regions and climate variations, their state for the next few decades was assessed. In the Northeast Atlantic (NEA), the population of Norwegian spring-spawning herring (NSSH) will possibly be recruited with some strong year classes until the mid-2020s. However, the tendency toward decrease in stock biomass will continue. The biomass of Northeast Arctic cod (NEA cod) will increase, owing to appearance of strong year classes. In the Northwest Pacific, after 2017–2020 there will be two- or threefold (even four- or fivefold, under the present level of poaching) decline of the Asian salmon stocks. The main walleye pollock stocks will increase after 2017 due to appearance of stronger year classes. In the South Pacific, the oceanic horse mackerel population will remain at a low level during the next 15–20 years. The Antarctic krill stocks will grow and become more available for commercial exploitation.

Key words: climate regimes, climatic and oceanic indices, Norwegian spring-spawning herring, Northeast Arctic cod, Asian salmon, walleye pollock, strong year class, South Pacific horse mackerel, Antarctic krill.