

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ЛИМНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ

На правах рукописи



Сизова Людмила Николаевна

**ВЛИЯНИЕ КРУПНОМАСШТАБНОЙ АТМОСФЕРНОЙ
ЦИРКУЛЯЦИИ НА ЭЛЕМЕНТЫ ЛЕДОВО-
ТЕРМИЧЕСКОГО И ВОДНОГО РЕЖИМА
ОЗЕРА БАЙКАЛ**

25.00.27 - Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
Доктор географических наук
Шимараев М.Н.

Иркутск - 2017 г.

Содержание

Введение	4
ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗ. БАЙКАЛ	14
1.1. Географическое положение, орография, морфометрия	14
1.2. Климатические условия региона оз. Байкал	16
1.3. Гидрологическая характеристика оз. Байкал	20
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	25
2.1. Исходные материалы	25
2.1.1. Климатическая и гидрологическая информация	25
2.1.2. Показатели крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария	26
2.2. Методы	43
2.2.1. Модель множественной линейной регрессии	43
2.2.2. Оценка качества модели множественной регрессии	52
2.2.3. Метод наименьших квадратов	54
ГЛАВА 3. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК	57
3.1. Изменения климатических и гидрологических характеристик в Азиатской части России	57
3.2. Изменения климатических и гидрологических характеристик оз. Байкал в период инструментальных наблюдений	61
3.2.1. Климатические характеристики	61
3.2.2. Гидрологические характеристики	67
ГЛАВА 4. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОД ВЛИЯНИЕМ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ	79

4.1. Температура воздуха (T_a) и циркуляция атмосферы	79
4.2. Влажность воздуха (e) и циркуляция атмосферы	84
4.3. Скорость ветра (V) и циркуляция атмосферы	88
4.4. Атмосферные осадки (O_c) и циркуляция атмосферы	92
ГЛАВА 5. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОД ВЛИЯНИЕМ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ	97
5.1. Ледовые явления, температура воздуха и циркуляция атмосферы	97
5.2. Температура поверхности воды и циркуляция атмосферы	102
5.3. Речной приток и циркуляция атмосферы	104
5.3.1. Атмосферные осадки, суммарный годовой речной приток в оз. Байкал и годовые расходы воды основных притоков	104
5.3.2. Особенности связи речного притока с атмосферными осадками и температурой воздуха	107
5.3.3. Суммарный годовой речной приток оз. Байкал и циркуляция атмосферы	109
5.3.4. Циркуляция и годовые расходы основных притоков оз. Байкал	110
5.4. Оценка тенденции возможных изменений ледово- термического режима	113
Заключение	116
Список литературы	119

Введение

Актуальность работы. Основной особенностью современных изменений климата является глобальное потепление, усилившееся во второй половине XX столетия. Эти изменения нашли отражение в колебаниях экосистем глубоких озер (Scheffer at al., 2001; O'Reilly at al., 2003; Kumagai at al., 2003; Руховец и др., 2006; Anneville at al., 2007; Goldman at al., 2013; Филатов и др., 2014; 2016; O'Reilly at all, 2015).

Байкал - одно из величайших озер нашей планеты, занимающее первое место по объему пресных вод (23 000 км³). Озеро и прибрежные территории отличаются уникальным разнообразием флоры и фауны, многие виды эндемичны. С включением озера в список Мирового природного наследия ЮНЕСКО (1996 г.) повысился и его международный статус, в связи, с чем возросла актуальность исследований как всего озера и его экосистемы, так и отдельных характеристик водоема, в том числе элементов ледово-термического и водного режима оз. Байкал.

Изменение гидрологических характеристик оз. Байкал проявляется в колебании ледовых явлений, температуры верхних слоев воды, суммарного речного притока в оз. Байкал, а также отдельных притоков. В свою очередь, ледово-термический и водный режим являются важными факторами, определяющими изменения биологических компонентов экосистемы озера, возможности рационального использования энергетических, биологических, рекреационных ресурсов оз. Байкал. Важной в научном и практическом отношении задачей является выявление связи изменений климатических характеристик и гидрологических процессов с колебаниями крупномасштабной циркуляции атмосферы в Северном полушарии (Hurrell, 1995; Li, Wang, 2003; Toood, Mackay, 2003; Попова, Шмакин, 2006).

Существует множество доказательств изменения климата в Байкальском регионе. За период наблюдений 1896-2000 гг. в среднем за год температура воздуха увеличилась на 1,2 °С за 100 лет (Шимараев и др., 2002), продолжительность ледостава сократилась на 18 суток, толщина льда

уменьшалась на 2,4 см за 10 лет (Шимараев и др., 2002). По данным (Троицкая и др., 2003; Шимараев, 2007, 2008; Hampton et al., 2008) в последние 60 лет постепенно возрастала температура поверхности воды в теплый период года.

Температура воздуха и ледово-термические процессы сильно влияют на процессы в экосистеме оз. Байкал. От их изменчивости будет зависеть дальнейшее функционирование озера в XXI столетии. Ледовый покров и снег на льду играют важную роль в формировании гидрофизических полей в подледном слое, влияют на первичную продуктивность и весеннее цветение эндемичных диатомовых водорослей подо льдом оз. Байкал (Kougaev et al., 2007). Дальнейшее сокращение продолжительности зимнего ледостава может ограничить их рост (Moore et al., 2009). Из-за своей высокой прозрачности байкальский лед особенный, что является важным для фитопланктона, зоопланктона, бентоса, развитие которых начинается в конце зимы - начале весны, когда озеро еще покрыто льдом. Сокращение продолжительности зимнего ледостава может нанести вред и байкальской нерпе - хищнику, находящемуся на вершине пищевой цепи.

Изменение климата оказало заметное влияние на суммарный годовой приток в оз. Байкал. Величина тренда с 1933 до 1999 г. составила 305 м³/с за 100 лет (Шимараев и др., 2002). Дальнейшее изменение суммарного речного притока в оз. Байкал, а также отдельных притоков должно отразиться на поступлении биогенных элементов и работе ГЭС на р. Ангара.

Как известно, современное глобальное потепление проявляется в виде крупномасштабных положительных аномалий приземной температуры воздуха, повторяемость которых заметно возросла в последние десятилетия (Груза и др. 2004; 2012, Попова, Шмакин, 2006; 2010). Причиной аномалий является усиление циклонической активности в высоких широтах Евразии, связанное с изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции, которые отражаются в колебаниях индексов атмосферной циркуляции (Попова, Шмакин, 2006; 2010; Панин и др., 2010).

Существует множество работ, посвященных влиянию крупномасштабной атмосферной циркуляции на температуру воздуха (Hurrell, 1995; Hurrell, Loon, 1997; Livingstone, 1999; Cullen H.M. et al., 2002; Slonosky, Yiou, 2002; Gong, Ho, 2002; Попова, Шмакин, 2003; 2006; 2010; Латышева и др., 2010; Кошкин, Кочугова, 2011; Горбатенко и др., 2011; Papadopoulos et al., 2012), атмосферные осадки (Hurrell, 1995; Kiely, 1999; Alzen et al., 2001; Cullen et al., 2002; Alpert, 2005; Wang et al., 2006; DeCastro et al., 2006; Krokhn, Luxemburg, 2007; Ленская, Быков, 2008; Krichak, Lingis, Michaelides, 2009; Безуглова Н.Н., Зинченко Г.С., 2009; Jaagus, 2009), речной сток (Kiely, 1999; Cullen et al., 2002; DeCastro et al., 2006; Kingston, 2006; Данилович и др., 2007; Лобода, 2008; Kennedy et al., 2009; Kim et al., 2012). В работе (Бабкин и др., 2004) установлено влияние арктического колебания (АО) на направление движения атлантических циклонов. Выявлено, что АО является одним из регуляторов формирования стока крупнейших сибирских рек. Показана зависимость между северо-атлантическим колебанием (NAO) и годовым стоком р. Енисей. Обнаружено, что годовой сток р. Обь, Енисей и Лена не зависит от сибирского максимума высокого давления (Sh) (Бабкин и др., 2005). Также отмечено влияние механизмов циркуляции атмосферы на температуру воды (Dokulil et al., 2006, Katz et al., 2011), уровенный режим (Нестеров, 2011; Дроздов, 2011; Абузьяров, Нестеров, 2013), чрезвычайные гидрологические явления (Pociask-Karteczka et al., 2003; Fagherazzi et al., 2005), снежный покров и снегозапасы (Vicente-Serrano et al., 2007; Popova, 2007; Китаев, Володичева, 2009; Allen, Zender, 2011; Попова и др., 2014), ледовые явления (Parkinson, 1990; Livingstone, 1999; Yoo, D'Odorico, 2002; Bingyi, Jia, 2002; Wu, Wang, 2002; Tood, Mackay, 2003; Bonsal et al., 2006; Назарова, 2008; Ghanbari et al., 2009).

Согласно работам (Hurrell, 1995; Li, Wang, 2003; Tood, Mackay, 2003; Попова, Шмакин, 2006), крупномасштабные аномалии температуры воздуха и осадков зимой на территории Евразии вызываются изменением активности зонального переноса, характеризуемого индексами северо-атлантического и

арктического колебаний. Несмотря на важную роль зонального переноса, АО и NAO могут не в полной мере учитывать воздействие циркуляции на климат и гидрологические процессы. Поэтому для описания количества, интенсивности и траекторий циклонов в Северной Атлантике (шторм-трека) целесообразно привлечение циркуляционных механизмов ЕА (восточно-атлантического), ЕА/WR (восточно-атлантического-западно-российского), SCAND (скандинавского) и POL (полярно-евразийского) (Franzke, Feldstein, 2005; Mailier et al., 2006; Rogers, 1997). В исследовании (Панин и др., 2010) выявлено, что в изменчивости полей давления районе Сибири в зимнее время доминируют такие показатели атмосферной циркуляции, как NAO, АО, SCAND и Sh. Изменения температуры воздуха в этом регионе, как показано в работе (Горбатенко и др., 2011), сильно связаны с изменчивостью SCAND и АО и слабо с изменчивостью NAO и SOI (южное колебание).

Ранее для оз. Байкал рассматривалось влияние отдельных показателей крупномасштабной атмосферной циркуляции только на температуру воздуха зимой, ледовый режим Южного Байкала у п. Листвянка (до 1998-2007 гг.) (Livingstone, 1999; Tood, Mackay, 2003) и на температуру воды (Шимараев, 2007).

Недостаточность знаний о современных изменениях элементов ледово-термического и водного режима оз. Байкал, о влиянии крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария (Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (Barnston, Livezey, 1987)) на климатические и гидрологические показатели в регионе не только зимой, но и в другие сезоны года определили актуальность постановки работы, цели и задачи исследования.

Цель диссертационной работы: исследовать влияние крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария на элементы ледово-термического и водного режима оз. Байкал.

Задачи исследования:

- на фоне глобального изменения климата определить изменения элементов ледово-термического и водного режима оз. Байкал в период инструментальных наблюдений;
- проанализировать влияние крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария на годовые и сезонные значения метеорологических элементов;
- оценить влияние показателей крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария и температуры воздуха на ледовые явления и температуру поверхности воды в месяцы теплого периода;
- выявить влияние физико-географических факторов на формирование стока трех основных притоков в оз. Байкал. Оценить вклад циркуляции атмосферы, температуры воздуха и атмосферных осадков в изменение этих показателей.

Объект исследований - озеро Байкал.

Предмет исследований - изменения ледово-термического и водного режима оз. Байкал под влиянием крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария.

Фактический материал. Работа основана на использовании многолетних (1950-2015 гг.) месячных, сезонных и годовых значений температуры и влажности воздуха, скорости ветра, атмосферных осадков и температуры поверхности воды, сроков замерзания, вскрытия и максимальной толщины льда по данным 8-12 байкальских станций. Величины суммарного речного притока в оз. Байкал и стока рек Селенга (пункт измерений рзд. Мостовой), Баргузин (с. Баргузин), Верхняя Ангара (с. Верхняя Заимка) приняты по данным за 1901-2014 гг. и 1933-2014 гг. При описании изменений крупномасштабной циркуляции атмосферы Северного полушария использовались циркуляционные индексы с 1950 по 2015 гг. Значения индекса сибирского максимума высокого давления (Sh) для этого периода рассчитаны автором.

Методы исследования. Анализ влияния крупномасштабной атмосферной циркуляции на элементы ледово-термического и водного режима оз. Байкал выполнен с применением метода пошагового включения предикторов в пакете статистических программ STATISTICA. Определялись коэффициенты парной корреляции (r), детерминации (R^2) и множественной корреляции (R), найдена стандартная ошибка (S) - среднеквадратическое отклонение от модели. Тренды во временных рядах выделялись методом наименьших квадратов. Использовалась t - статистика Стьюдента при 5 % уровне значимости. Определен сравнительный вклад отдельных показателей циркуляции в изменчивость характеристик. По полученным уравнениям множественной линейной регрессии восстановлены ежегодные значения характеристик, которые сопоставлены с данными фактических наблюдений.

Научная новизна:

- впервые для оз. Байкал и отдельных его районов проведена оценка влияния крупномасштабной циркуляции атмосферы Северного полушария (Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (Barnston, Livezey, 1987)) на элементы ледово-термического и водного режима в 1950 - 2015 гг. в отдельные сезоны и в целом за год;

- показано, что в изменении зимней температуры воздуха, сроков замерзания и максимальной толщины льда в среднем за 1950-2015 гг. вклад SCAND и Sh значительно превосходил вклад АО и NAO. Исключение составляет только период 1970-1995 гг., когда основной вклад вносился АО и NAO. Изменение соотношения между этими показателями во времени явилось причиной цикличности в изменении температуры воздуха и ледовых характеристик;

- впервые показано, что причиной различий в тенденциях изменения стока основных притоков оз. Байкал является разная реакция их водности на потепление из-за различий природных условий в их бассейнах.

Теоретическая и практическая значимость работы. Полученные результаты дополняют представления о современном проявлении глобальных изменений климата в Байкальском регионе. Результаты могут быть использованы и при дальнейших исследованиях изменчивости состояния экосистемы озера в современный период и в будущем. Обширные данные, полученные в результате многолетних исследований и приведенные в диссертации, могут служить справочным материалом для многих специалистов. Использование аппарата множественной линейной регрессии для описания связи гидрометеорологических характеристик с механизмами циркуляции атмосферы позволяет воспроизводить межгодовые изменения, тренд и отдельные случаи аномалий изучаемых явлений. Отдельные из полученных уравнений множественной линейной регрессии (для сроков замерзания, толщины льда) имеют прогностическое значение.

Результаты исследований получены в рамках планов Лимнологического института, при выполнении базовых проектов СО РАН VII.62.1.5. «Физическая лимнология Байкала: воздействие современных изменений климата и потоков газа из донных отложений на пространственно-временную структуру физических характеристик водной толщи», № гос. рег. 01201052122, VIII.76.1.5. «Изменение абиотических и биотических характеристик экосистемы озера Байкал под влиянием природных и антропогенных факторов», № гос. рег. 01201353446, проектов РФФИ № 09-05-0022-а «Реакция Байкала на изменения климата в современный период», № 12-05-31268 мол_а «Изменчивость гидрологических процессов на Байкале под влиянием климатических воздействий» (руководитель).

Достоверность полученных результатов обоснована использованием большого объема исходных гидрометеорологических данных (1950-2015 гг.), применением апробированных методов исследования, сравнением результатов применения уравнений множественной линейной регрессии с данными наблюдений.

Апробация работы. Основные результаты исследования докладывались на 18 конференциях: ежегодной научно-теоретической конференции аспирантов и студентов (Иркутск, 2009); ежегодной международной научно-практической конференции "География: проблемы науки и образования" (Санкт-Петербург, 2010); 3-й всероссийской конференции с международным участием "Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов" (Барнаул, 2010); пятой Верещагинской Байкальской конференции (Иркутск, 2010); 10-й международной научно-практической конференции "Исследование, разработка и применение высоких технологий в промышленности" (Санкт-Петербург, 2010); XVII научной конференции молодых географов Сибири и Дальнего Востока "Природа и общество: взгляд из прошлого в будущее" (Иркутск, 2011); XVII международном симпозиуме "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы" (Томск, 2011); XII конференции молодых ученых "Взаимодействие полей и излучения с веществом" (Иркутск, 2011); девятом Сибирском совещании по климатозэкологическому мониторингу (Томск, 2011); V международной научной конференции молодых ученых и талантливых студентов "Водные ресурсы, экология и гидрологическая безопасность" (Москва, 2011); III Всероссийской научной конференции с международным участием "Экологический риск и экологическая безопасность" (Иркутск, 2012); Всероссийской конференции "Солнечная активность и природа глобальных и региональных климатических изменений" (Иркутск, 2012); международной конференции "Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии" (Иркутск, 2012); международной научно-практической конференции "Социально-экономические и экологические проблемы и перспективы международного сотрудничества России-Китая-Монголии" (Чита, 2012); VII Всероссийском Гидрологическом съезде (Санкт-Петербург, 2013); 9th Symposium of European Freshwater Sciences - SEFS 9 (Geneva, 2015); шестой Верещагинской Байкальской конференции (Иркутск, 2015).

Личный вклад автора. Автор принимал непосредственное участие в подготовке и обработке исходных материалов, анализе и обсуждении полученных результатов.

В диссертации используются результаты работ, полученные в соавторстве с М.Н. Шимараевым, Л.Н. Куимовой, В.Н. Синюковичем.

Публикации. По теме диссертационного исследования опубликована 21 работа, из них 3 статьи из списка, рекомендованного ВАК:

1. Шимараев М.Н. Зональная циркуляция атмосферы, климат и гидрологические процессы на Байкале (1968-2007 гг.) / М.Н. Шимараев, Л.Н. Старыгина (Сизова) // География и природные ресурсы. - 2010. - № 3. - С. 62-68.

2. Сизова Л.Н. Влияние циркуляции атмосферы на ледово-термические процессы на Байкале в 1950-2010 гг. / Л.Н. Сизова, Л.Н. Куимова, М.Н. Шимараев // География и природные ресурсы. - 2013. - № 2. - С. 74-82.

3. Синюкович В.Н. Особенности современных изменений притока воды в оз. Байкал / В.Н. Синюкович, Л.Н. Сизова, М.Н. Шимараев, Н.Н. Курбатова // География и природные ресурсы. - 2013. - № 4. - С. 57-63.

Основные положения диссертации, выносимые на защиту:

1. Характеристики ледово-термического режима Байкала испытывали в последние 60-70, в отдельных случаях для ледовых явлений, в последние 120 лет, колебания, связанные с вековыми и внутривековыми изменениями характеристик климата.

2. Изменение во времени соотношения между активностью АО, NAO и активностью SCAND, Sh является причиной внутривековых колебаний ледово-термических процессов.

3. Суммарный приток в оз. Байкал и сток основных рек испытывают влияние, как циркуляции атмосферы, так и местных природно-климатических условий. Причиной различий в тенденциях изменения стока основных притоков оз. Байкал является разная реакция их водности на

потепление из-за различий орографии, почв, растительности, климата в их бассейнах.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы составляет 135 страниц, включая 4 таблицы, 58 рисунков, 147 наименований из списка литературы.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность и искреннюю благодарность за помощь в проведении исследований, обсуждении и анализе полученных результатов: научному руководителю д.г.н. М.Н. Шимараеву, с.н.с. В.Л. Потемкину, к.г.н. В.Н. Синюковичу, к.г.н. Н.Г. Гранину, к.г.н. Е.С. Троицкой, гл. спец. Л.Н. Куимовой, сотрудникам лаборатории гидрологии и гидрофизики, работникам Иркутского и Забайкальского управлений по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗ. БАЙКАЛ

1.1. Географическое положение, орография, морфометрия

Байкал - одно из величайших озер нашей планеты, занимающее первое место по объему пресных вод ($23\,000\text{ км}^3$). Оно простирается на 636 км с юго-запада на северо-восток между $51^\circ 28'$ и $55^\circ 47'$ с. ш. и между $103^\circ 43'$ и $109^\circ 58'$ в. д. Средняя ширина озера достигает 49,3 км (наибольшая ширина озера в средней части - 81 км; минимальная напротив дельты р. Селенга - 27 км). Оз. Байкал является глубочайшим озером мира - максимальная и средняя глубины составляют 1642 и 731 м. Площадь водной поверхности без учета островов - $31\,722\text{ км}^2$. Длина береговой линии около - 1800 км. Площадь водосборного бассейна озера составляет $540\,000\text{ км}^2$ (рис. 1.1), из них 52 % приходится на территорию Монголии. Территория бассейна представляет собой горную местность; в ее российской части горы с высотой свыше 1000 м занимают около 49 % площади. На оз. Байкал имеется 22 острова общей площадью 716 км^2 , самые большие из них - Ольхон (690 км^2) и Большой Ушканий ($9,4\text{ км}^2$). Самые крупные заливы располагаются на восточном побережье - Баргузинский (791 км^2), Чивыркуйский (268 км^2) и Провал (196 км^2). Между о. Ольхон и западным побережьем озера находится пролив Малое Море с площадью 905 км^2 .

Прибрежные хребты западного побережья - Приморский (с отметками вершин от 700 до 1500 м над уровнем моря) и Байкальский (1500-2588 м н.у.м.) - подступают почти вплотную к озеру. Хребты восточного побережья - Хамар-Дабан (1300-2370 м н.у.м.), Улан-Бургасы (1100-2000 м н.у.м.) и Баргузинский (1500-2840 м н.у.м.) - отделены от береговой линии полого наклоненными прибрежными равнинами или невысокими предгорьями. Высота гор возрастает от южной части озера к северной.

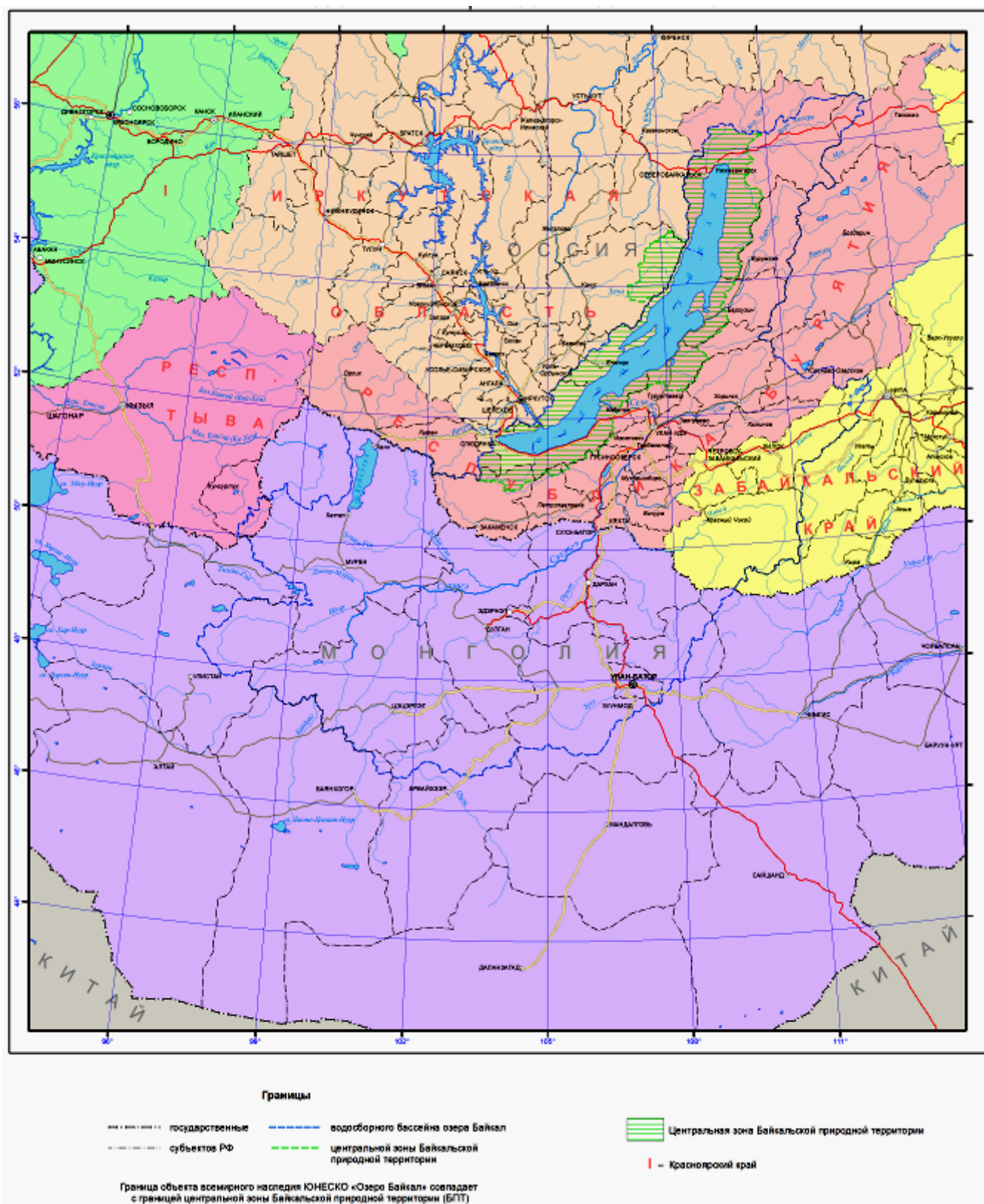


Рис. 1.1. Состав и границы бассейна оз. Байкал, масштаб 1:5000 000
(Экологический атлас бассейна озера Байкал, 2015)

Байкальская впадина асимметрична, особенно ее подводная часть. Наибольшую крутизну (до 60° , в среднем $30-35^\circ$) имеет подводный склон

западного берега. Прибрежные отмели вдоль него развиты слабо и в основном имеют абразионное (волноприбойное) происхождение. Средняя крутизна склонов восточного берега $7-10^\circ$. Вдоль него, особенно в средней части оз. Байкал, гораздо чаще встречаются прибрежные отмели. Их происхождение смешанное, абразионо-аккумулятивное. Подводные склоны расчленены многочисленными подводными каньонами, по которым происходит транспорт прибрежных наносов в абиссаль. Обширная глубоководная равнина (дно впадины) выровнена и имеет небольшой уклон к западному берегу.

Впадина озера разделена на три котловины - южную, среднюю и северную. Они разделены поднятиями дна, одно из них находится напротив дельты р. Селенга (Селенгинское поднятие), другое протянулось по направлению от о. Ольхон на Ушканьи острова (Академический хребет с вершинами на глубинах 350-400 м). Наличие поднятий исключает прямой водообмен между водными массами котловин ниже 400 м.

1.2. Климатические условия региона оз. Байкал

Географическое положение оз. Байкал почти в центре Азиатского материка, вдали от Атлантического и Тихого океанов, горный характер окружающей местности и циркуляционные факторы обуславливают континентальность климата региона с продолжительной и суровой зимой и относительно коротким теплым летом. Зимой под влиянием радиационного выхолаживания у поверхности суши формируется Азиатский (Сибирский) антициклон с высоким атмосферным давлением и холодной и ясной погодой. Его влияние ослабляют циклоны, поступающие в район Байкала с Карского моря и из южных и центральных районов Западной Сибири. Весной из-за усиливающегося прихода солнечной радиации и возрастания активности циклонов, смещающихся с запада на восток по средним широтам Сибири, действие Азиатского антициклона ослабевает. Летом устанавливается малоградиентное поле пониженного давления с увеличением выхода в район Байкала южных циклонов. Этот перенос в основном и определяет выпадение

атмосферных осадков на территории бассейна озера. Влияние муссонной циркуляции Тихого океана на атмосферные осадки отмечается лишь в самой восточной части бассейна. Осенью атмосферная активность вновь возрастает за счет циклонов западного направления и смещения по южным районам Сибири антициклонов, дополняемых при тыловых вторжениях арктического воздуха с Карского моря.

В пределах котловины оз. Байкал термическое влияние его огромной водной массы ведет к формированию особого озерного климата, имеющего черты морского (Верещагин, 1947, 1949). Высокое горное обрамление котловины значительно ограничивает его климатическое воздействие на окружающую территорию, которое ощущается лишь по долинам рек Ангара и Селенга.

Температура воздуха

Термический режим территории формируется под влиянием солнечной радиации, атмосферной циркуляции и местных физико-географических особенностей: рельефа, высоты места над уровнем моря, орографической защищенности, близости к водоемам и др.

Водная масса оз. Байкал смягчает климат в пределах озерной котловины: летом воздух над озером на 6-8 °С холоднее, а поздней осенью и в начале зимы на 5-15 °С теплее, чем над окружающей сушей. Годовые амплитуды температуры воздуха над оз. Байкал (30-38 °С) намного ниже, чем за пределами котловины (41-50 °С).

В распределении температуры воздуха над акваторией озера проявляются две особенности. Термическое влияние водной массы на нижние слои воздуха приводит к тому, что летом с удалением от берегов в озеро температура воздуха понижается, а осенью и в начале зимы возрастает, с локализацией самых низких (высоких) ее значений над глубоководными центральными районами озера. Вторая особенность связана с его большой широтной протяженностью (почти на 4 градуса) и проявляется в понижении температуры воздуха над озером с юга на север. Эти различия усиливаются

зимой и летом до 2,1-2,9 °С и ослабевают весной и осенью до 1-1,9 °С.

Влияние водной массы на нижние слои атмосферы ведет летом к образованию инверсий температуры на высотах до 500 м над поверхностью озера. Осенью инверсии сменяются неустойчивой стратификацией, а влияние озера распространяется до высоты 2,5 км (Верболов и др. 1965).

Влажность воздуха

Влажность воздуха тесно связана с температурными условиями, особенностями атмосферной циркуляции и состоянием подстилающей поверхности. В качестве характеристики влажности воздуха обычно используют упругость водяного пара (парциальное давление водяного пара), содержащегося в воздухе.

В годом ходе влажность воздуха достигает наименьших значений в январе, наибольших - в июле, а на некоторых байкальских метеостанциях (Большой Ушканий, Байкальское и др.) - в августе (Ладейщиков и др., 1977).

В холодное время года влажность воздуха в котловине оз. Байкал значительно больше, чем на окружающей территории, особенно в ноябре-декабре, когда озеро еще открыто и испарение с поверхности наиболее значительно, а температура воздуха в котловине выше, чем над окружающей сушей. После наступления ледостава различия во влажности между котловиной оз. Байкал и окружающей территорией сглаживаются, но, тем не менее, влажность в котловине остается несколько выше (1,4 гПа). В летнее время, наоборот влажность над озером несколько меньше, особенно, над его открытой частью и составляет 11-12 гПа в период максимума - в августе.

Атмосферные осадки

Режим атмосферных осадков определяется главным образом условиями атмосферной циркуляции и характером подстилающей поверхности.

Осадки над югом Восточной Сибири в течение года связаны в основном с циклонами западного происхождения; в Забайкалье часть осадков в летний период может вызываться действием муссонной циркуляции (Тихоокеанским муссоном) (Ладейщиков и др., 1977).

Значительное влияние на образование и распределение осадков на рассматриваемой территории оказывает рельеф, сложность и разнообразие высот которого приводят к тому, что осадки здесь распределяются крайне неравномерно (от 200 мм (за год) в районе Малого моря до 1400 мм (за год) на Хамар-Дабане). Осадки, выпадающие на акваторию самого озера, составляют от 200 до 500 мм в год (Афанасьев, 1960, 1976).

Преобладающая часть осадков (от 70-80 % на склонах прибрежных гор и до 80-90 % на побережье и зеркале озера) выпадает в период с апреля по октябрь с максимумом (17-30 % от годовой величины) обычно в июле.

На некоторых станциях (Давша, Большой Ушканий остров, Усть-Баргузин) в ноябре-декабре осадки незначительно возрастают из-за дополнительного (до 10 %) притока влаги за счет большого испарения с водной поверхности озера. В холодный период года атмосферные осадки незначительны. Количество их несколько повышено на склонах и вершинах хребтов Хамар-Дабан и Баргузинского. Минимум осадков (до 1-3 % от годовой величины) отмечается обычно в феврале.

Ветровой режим

Ветровой режим в пределах оз. Байкал формируется под влиянием атмосферной циркуляции, особенностей рельефа территории и термических различий озера и окружающей суши. Протяженность озера с юго-запада на северо-восток определяет направление основных ветров над его акваторией - вдоль оз. Байкал и по нормали от берега и озера (Верболов и др., 1965).

В период с мая по декабрь (безледный период) наибольшее значение имеют поперечные западные и северо-западные ветры (СЗ) с западного побережья (местные названия «горная», «сарма») и продольные - юго-западные (ЮЗ, «култук») и северо-восточные (СВ, «верховик» и «баргузин»). Ветры с восточного и юго-восточного побережья (ЮВ, «шелонник») имеют небольшую повторяемость. Также редко одновременное сочетание северо-западного и юго-западного ветров. Повторяемость слабых и неустойчивых по направлению ветров составляет около 33 % от общего числа наблюдений.

Все типы полей ветра имеют выраженный сезонный ход. С мая по сентябрь преобладают неустойчивые ветры, а с октября по декабрь резко возрастает роль северо-западных и отчасти северо-восточных ветров. В соответствии с изменением интенсивности планетарной циркуляции годовой ход скорости ветра над прилегающей к озеру территорией характеризуется весенним (апрель-май) и более слабым осенним (сентябрь-октябрь) максимумами. Над оз. Байкал, из-за возрастания термобарических контрастов между озером и окружающей сушей в конце года, осенний максимум более выражен и смещен на ноябрь-декабрь. Наибольшие скорости достигаются при ветрах СЗ направления и наблюдаются обычно в позднеосенний период. В это время штормовые ветры достигают наибольшей силы при скорости свыше 20 м/с, иногда 40 м/с.

В пределах котловины среднемесячные и годовая скорости ветра выше в Среднем и Южном Байкале и понижены, в Северном Байкале. Это связано с преобладанием выхода циклонов и тыловых вторжений на южную и среднюю части озера и с большей степенью орографической защищенности северной котловины.

Сезонные контрасты в температуре и атмосферном давлении между озером и сушей вызывают, как и на побережье морей, местную муссонно-бризовую циркуляцию с преобладанием летом потоков с озера на берег, а поздней осенью и в начале зимы - с берегов в сторону озера. Хорошо выражена горно-долинная циркуляция, связанная с неодинаковым прогревом (охлаждения) воздуха на разных по высоте участках горных долин на прибрежных склонах и долин крупных рек (Верхняя Ангара, Баргузин).

1.3. Гидрологическая характеристика оз. Байкал

Температура поверхности воды

По акватории оз. Байкал наблюдается неравномерное распределение температуры поверхности воды (рис. 1.2), с максимальными значениями в августе (в открытых районах 8-11 °С).

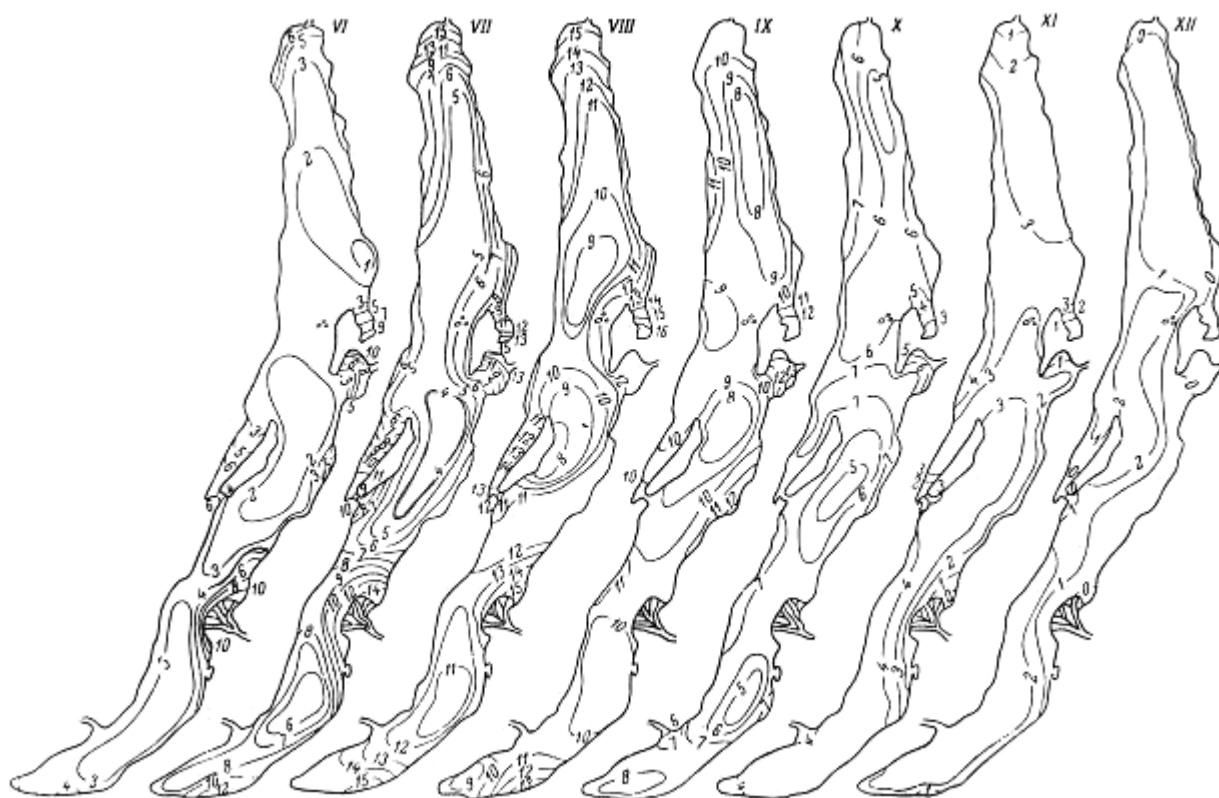


Рис. 1.2. Распределение температуры поверхности воды с июня по декабрь (Верболов и др, 1965)

В прибрежных участках температура воды повышается до 15-16 °С, отепляющее влияние на которую оказывает теплый сток притоков оз. Байкал. В связи с чем в прогреваемых мелководных заливах Чивыркуйском, Посольском Соре, Провал, Мухорском, Баргузинском и других, а также в придельтовых участках рек, температура поверхности воды может прогреваться до 20 °С и выше. В январе-феврале наблюдаются минимальные температуры 0,2-0,5 °С. Ветровая деятельность, влияющая на температурный режим прибрежных участков оз. Байкал приводит к сгону поверхностных вод и подъему более холодных или теплых глубинных. Таким изменениям температур присуща небольшая продолжительность. Осредненная в среднем за год температура поверхности воды составляет 4,0 °С.

Ледовый режим оз. Байкал

Ледовый режим оз. Байкал очень своеобразен. Озеру присуще позднее замерзание и позднее вскрытие (позднее замерзание обусловлено

значительными теплозапасами воды, а позднее вскрытие - континентальностью климата и значительной толщиной льда).

Оз. Байкал ежегодно покрывается на 4-6 месяцев ледовым покровом. Образование льда начинается в небольших и мелких заливах в конце октября - начале ноября, в открытых частях Северного Байкала в декабре, а в Южном и Среднем Байкале в конце декабря - январе. Формирование сплошного ледяного покрова занимает от нескольких дней до нескольких недель в зависимости от погодных условий и продолжается дольше вблизи западного побережья из-за сноса образующегося льда западными ветрами к восточному побережью. Полный ледостав наступает раньше в заливах вдоль восточного побережья и на севере озера и позднее вдоль западного побережья и на юге озера.

Максимальная толщина льда в конце марта - начале апреля обычно достигает 70-90 см. В разные годы в южной части озера она может меняться от 50 до 130 см, а на севере озера до 130-140 см. Обычно более толстый лед образуется в мало заснеженных прибрежных западных районах и на севере озера, уменьшаясь к заснеженным районам у восточного побережья.

С конца марта - начала апреля из-за усиления притока солнечного тепла и оттепелей снежный покров и лед начинают постепенно разрушаться. Этот процесс протекает быстрее у западного берега и медленнее на участках с заснеженным и мало прозрачным льдом вблизи восточного побережья. На севере озера он начинается почти на месяц позже, чем на юге озера.

Взлом льда начинается вдоль западного побережья Южного и Среднего Байкала в конце апреля - начале мая и во второй половине мая эти участки озера освобождаются ото льда. Из-за ветрового дрейфа остатков льда к восточному берегу вблизи последнего эти процессы обычно запаздывают на 10-20 дней. В Северном Байкале взлом льда приходится обычно на конец мая, а полное очищение - на начало июня.

Речной сток

В оз. Байкал впадает от 330 до 500 рек. Такое расхождение связано с отсутствием единого критерия выделения рек.

Площадь водосбора оз. Байкал составляет 588 092 км², из которой 299 тыс. км² находится на территории России, а 289 тыс. км² - на территории Монголии.

Река Селенга - самый крупный приток оз. Байкал (расход воды у разъезда Мостового - 910 м³/с), приносящий 28,7 км³ в год, или около 50 % всех речных вод, поступающих в озеро. Река берет свое начало в Монголии от слияния рек Идэр и Мурен. Полная площадь ее бассейна составляет 447 060 км², или 78 % от общей водосборной площади озера, причем большая ее часть находится на территории Монголии. Длина реки равна 1024 км. В пределах России наибольшей приточностью отличается правобережье, где впадают довольно крупные реки Чикой, Хилок, Уда. Слева р. Селенга принимает р. Джида и р. Темник. Основной источник питания - дожди. Половодье начинается обычно в апреле и характеризуется слабо выраженной волной. При впадении в оз. Байкал р. Селенга образует обширную дельту, прорезанную большим количеством рукавов.

Река Верхняя Ангара - второй по водности приток оз. Байкал со среднегодовым расходом воды 258 м³/с. Объем стока 8,13 км³ в год. Берет начало на Байкало-Витимском водоразделе в отрогах Делюн-Уранского и Северо-Муйского хребтов, течет по широкой заболоченной Верхне-Ангарской котловине и впадает в северную оконечность оз. Байкал, образуя совместно с р. Кичера обширную дельту - Верхне-Ангарский сор, изобилующий многочисленными рукавами, протоками, озерами, болотами. Длина реки 452 км. Площадь водосбора 21 800 км². Основные притоки р. Верхняя Ангара - слева р. Чуро, справа - р. Котера и р. Светлая. Главный источник питания - дожди.

Река Баргузин берет начало на склонах Икатского и Баргузинского хребтов. Протекает по широкой Баргузинской котловине и впадает в одноименный залив оз. Байкал. Длина реки 480 км, среднегодовой расход воды у пос. Баргузин $122 \text{ м}^3/\text{с}$. Годовой объем стока $3,8 \text{ км}^3$. Бассейн р. Баргузин асимметричен, основные притоки р. Гарга, р. Аргада и р. Ина впадают слева.

По характеру водного режима реки бассейна оз. Байкал относятся к типу рек с половодьем, дождевыми паводками и продолжительной зимней меженью. Большая часть стока проходит в теплое время года. Зимний межennyй сток незначителен и не превышает в общем годовом объеме 2-5 %. Неравномерное распределение стока в течение года определяется своеобразием климатических условий в теплое и холодное время года, а также широким распространением многолетнемерзлых пород, затрудняющих накопление естественных ресурсов подземных вод. В теплое время года формируются дождевые паводки, обусловленные циклонической деятельностью атмосферы. В этот период реки имеют повышенную водность и неустойчивый режим. В холодный период из-за постоянных низких температур и незначительного количества осадков реки большей части бассейна оз. Байкал, за исключением его северных и прибайкальских районов, имеют низкую водность. Большинство малых и средних рек бассейна р. Селенга перемерзают. В это время года наблюдается продолжительная устойчивая межень.

В бассейне р. Селенга и южных районах бассейна оз. Байкал в формировании стока рек преобладает дождевое питание, а в низовьях р. Селенга, бассейне р. Верхняя Ангара и северных районах бассейна оз. Байкал - снеговое.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Исходные материалы

2.1.1. Климатическая и гидрологическая информация

В работе использовались данные следующих метеорологических станций: Танхой, Бабушкин, Большое Голоустное, Исток Ангары, порт Байкал, Маритуй и п. Листвянка в Южном Байкале; Узур, Хужир, Солнечная, Большой Ушканий в Среднем; Байкальское, Нижнеангарск, Томпа в Северном Байкале (рис. 2.1).

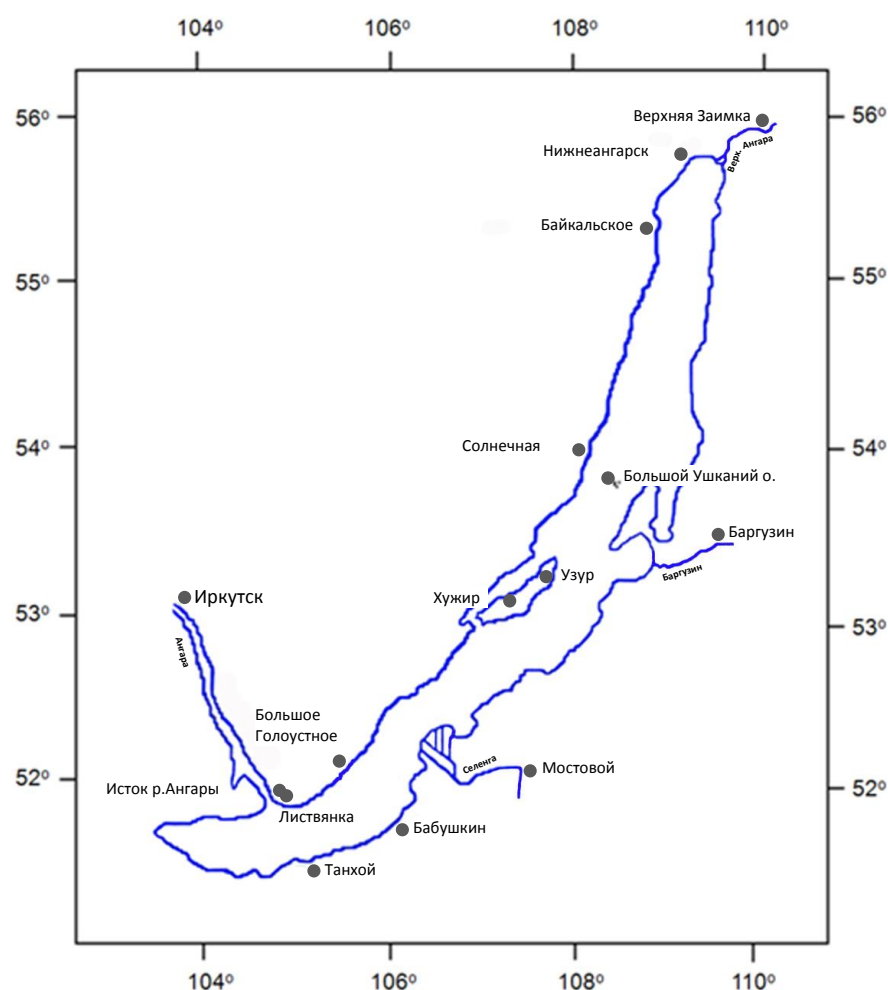


Рис. 2.1. Схема байкальских станций

Месячные, сезонные и годовые значения температуры и влажности воздуха, скорости ветра и количества осадков принимались по данным 8-9 байкальских метеостанций для периода с 1950 по 2015 гг. Атмосферные осадки в бассейнах р. Селенга, р. Баргузин и р. Верхняя Ангара в 1966-2015

гг. характеризуются с некоторым приближением данными метеостанций Улан-Удэ, Баргузин, Нижнеангарск.

Температура поверхности воды характеризуется наблюдениями на 9 гидрологических постах с 1950 по 2014 гг., информация использована в виде средних ее значений за период весенне-летнего прогрева май-сентябрь, для станции Нижнеангарск с июня по октябрь.

Величины суммарного речного притока в оз. Байкал и стока рек Селенга (пункт измерений рзд. Мостовой), Баргузин (с. Баргузин), Верхняя Ангара (с. Верхняя Заимка) приняты по данным за 1901-2014 гг. и 1933-2014 гг.

Характеристики ледовых явлений рассмотрены для трех участков озера. Первый включал 6 станций в Южном Байкале, второй 3 станции в центральной части озера на границе Среднего и Северного Байкала и третий - 3 станции на севере озера. Для каждого участка по наблюдениям в 1950-2015 гг. рассчитаны средние сроки замерзания и разрушения льда, его максимальная толщина.

Годовая глобальная температура воздуха температура характеризуется наблюдениями в 1880-2015 гг.

Информационной базой исследования явились гидрологические и метеорологические данные Иркутского и Забайкальского управлений по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды; Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации - Мирового центра данных (Архив..., 2016); Национального управления по воздухоплаванию и исследованию космического пространства - NASA (Национальное управление по воздухоплаванию..., 2015); данные архива погоды (Погода и климат, 2016).

2.1.2. Показатели крупномасштабной атмосферной циркуляции Северного полушария

Атмосферная циркуляция представляет собой часть климатической системы, а ее изменение - один из признаков изменения климата, как в

глобальном масштабе, так и в масштабе полушария или региона. Для анализа климатической изменчивости циркуляции атмосферы в Северном полушарии используют типизации Г.Я. Вангенгейма - А.А. Гирса (Вангенгейм, 1935; Гирс, 1971), Б.Л. Дзердзеевского (Дзердзеевский, 1975), А.Л. Каца (Кац, 1960). Для характеристики циркуляции атмосферы широко применяют количественные показатели (индексы). Несовершенство многих типизаций атмосферных процессов заключается в том, что они не учитывают интенсивность атмосферной циркуляции. Именно для этой цели необходимо использовать циркуляционные индексы.

Впервые понятие об индексе циркуляции, рассчитанного для полушария, было предложено К.-Г. Россби (Rossby, 1939). Блинова Е.Н. (Блинова, 1943) решила задачу о движении волновых возмущений в термобарическом поле бароклинной атмосферы на вращающейся сферической Земле. Вительс Л.А. (Вительс, 1965) рекомендовал в качестве индексов, характеризующих интенсивность циркуляции, среднюю глубину циклонов и среднюю мощность антициклонов. Кацем Л.А. (Кац, 1960) была предложена система индексов, позволяющая оценить и зональную, и меридиональную составляющие циркуляции. Кроме перечисленных интегральных индексов циркуляции в последнее время для мониторинга климатических изменений и отражения влияния этих изменений на окружающую среду все большее внимание уделяется использованию индексов циркуляции, рассчитанных в Центре прогнозов климата Национального управления по исследованию океана и атмосферы США (NOAA) (Национальное управление..., 2016), получивших широкое признание как инструмент для изучения крупномасштабной атмосферной циркуляции и долгосрочного прогноза погоды. Эти циркуляционные индексы получены либо путем вычисления разности нормированных значений давления на уровне моря (SLP), либо путем разложения по естественным ортогональным функциям колебаний поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа (1000 гПа для АО) для внетропической

зоны Северного полушария. Впервые для описания изменчивости атмосферной циркуляции в полушарном масштабе такой подход был применен А. Г. Барнстоном и Р. Е. Ливзи (Barnston, Livezey, 1987) и позволил выявить ряд циркуляционных мод ("Northern Hemisphere Teleconnection Patterns"), или "механизмов", которые получили широкое признание как инструмент для изучения изменений крупномасштабной циркуляции и долгосрочного прогноза погоды (Panagiotopolous, 2002). Центр прогноза климата NOAA проводит мониторинг этих циркуляционных механизмов и вычисление соответствующих индексов на основе данных реанализа NCEP/NCAR и системы усвоения данных CDAS. Преимущество такого подхода в том, что характеристики изменчивости поля давления выделяются объективно, являются статистически независимыми и позволяют установить место каждого механизма относительно вклада в общую изменчивость. В данном исследовании для описания крупномасштабной атмосферной циркуляции использовались многолетние (1950-2015 гг.) колебания индексов циркуляции, рассчитанные в Центре прогнозов климата Национального управления по исследованию океана и атмосферы США (NOAA) (Национальное управление..., 2016).

Для анализа приняты следующие циркуляционные механизмы: арктическое (АО) и северо-атлантическое (NAO) колебания, восточно-атлантический (ЕА), восточно-атлантический-западно-российский (ЕАWR) циркуляционный механизм, полярно-евразийский (POL), западно-тихоокеанский (WP), скандинавский (SCAND), тихоокеанско-северо-американский (PNA). Дополнительно использован индекс сибирского максимума высокого давления (Sh), рассчитанный автором путем осреднения и стандартизации данных по приземному давлению в период с декабря по февраль в 1950-2015 гг. по данным 7 станций для территории 40-65 ° с.ш., 80-120 ° в.д. Полученные значения индекса близки к рассчитанным по данным 11 станций (Panagiotopolous et al., 2005), но только до 2002 г. Это оправдало

использование рассчитанных автором индексов Sh применительно к региону исследования.

Области распространения циркуляционных индексов в зимний период, ограниченные по широте и долготе, а также в рамках федеральных округов Российской Федерации схематично изображены на рис. 2.2. (Панин и др., 2010).

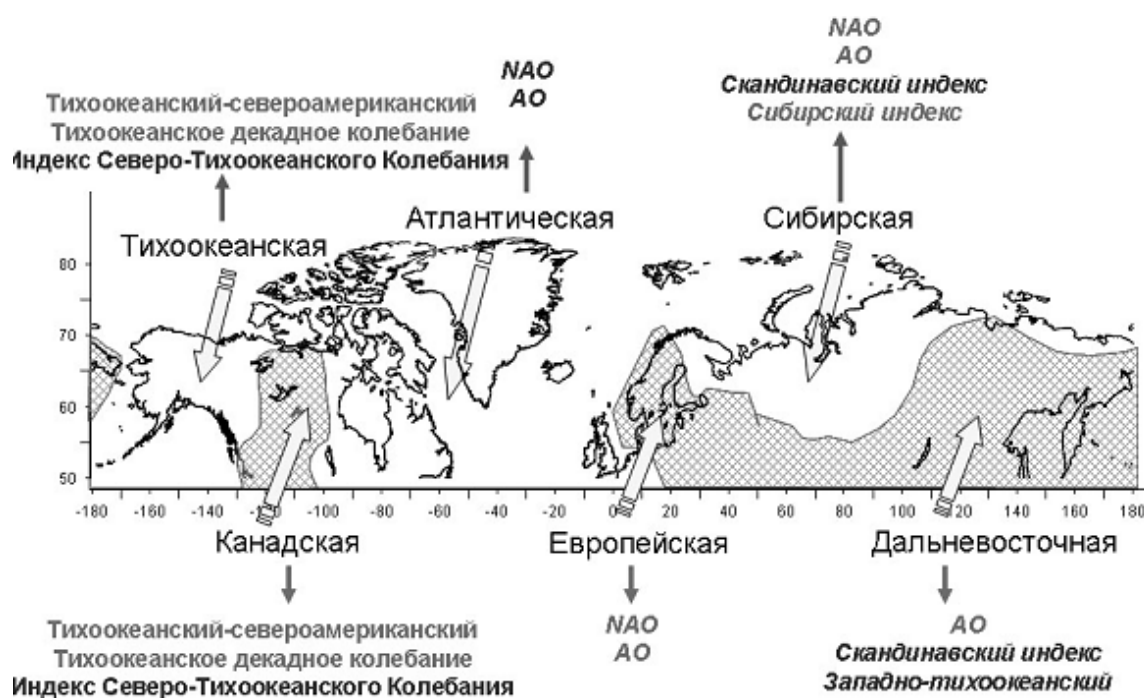


Рис. 2.2. Схема расположения циркуляционных индексов в зимний период (Панин и др., 2010)

Согласно рисунку 2.2 на Байкальской территории в зимнее время года доминируют АО, SCAND, PNA.

Также в работе Панина и др., 2010 приведена взаимосвязь зимней температуры воздуха и зимних индексов атмосферной циркуляции (рис. 2.3). Согласно данного исследования на территории в районе озера Байкал прослеживается влияние АО и SCAND.

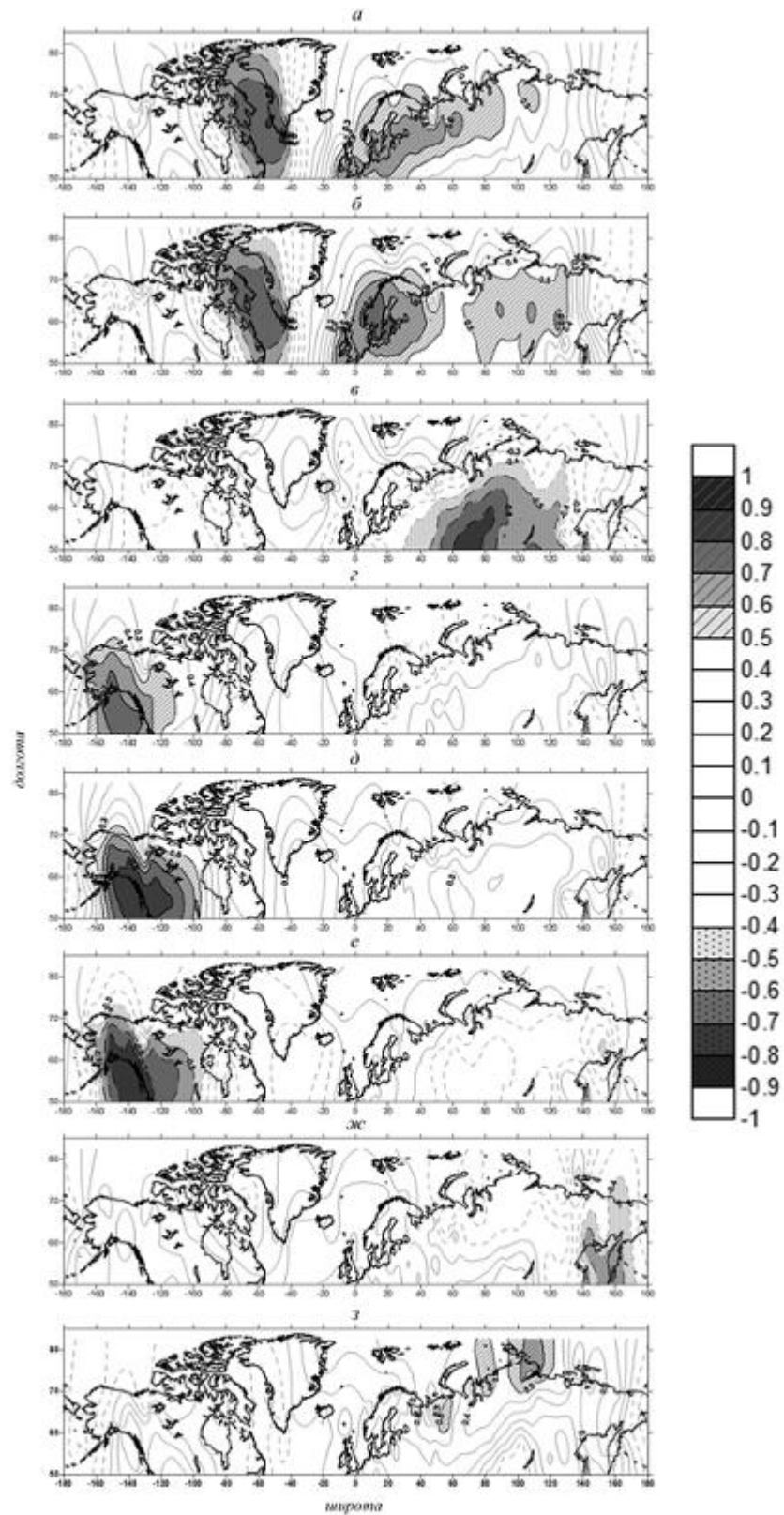


Рис. 2.3. Взаимосвязь зимней температуры воздуха и зимних индексов атмосферной циркуляции: а) NAO, б) AO, в) SCAND, г) PDO, д) PNA, е) NPI, ж) WP, з) Sh (Панин и др., 2010)

Взаимная коррелированность индексов крупномасштабной атмосферной циркуляции учитывалась при использовании парной корреляции. При анализе связи во все сезоны и в целом за год обнаружены значимые коэффициенты корреляции (r) только между АО и NAO ($r=-0,56 \div -0,79$). Рассчитанный автором индекс Sh также был прокоррелирован с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции, значимых связей выявлено не было.

Приведем краткое описание основных циркуляционных механизмов для Северного полушария.

1. Арктическое колебание (Arctic Oscillation - AO)

Термин «арктическое колебание» введен для исследования глобальных процессов аномалий циркуляции в стратосфере Северного полушария (Thompson, Wallace, 1998), где также как и в нижней тропосфере имеет место постоянное перекачивание массы атмосферы между полюсом и средними широтами (в ту и другую стороны).

Исследователи Thompson и Wallace (1998, 2000) показали, что первая ведущая мода межгодовых вариаций давления и геопотенциала на 1000 гПа в области севернее 20° с. ш. тесно связана с ведущей модой изменчивости стратосферного вихря Арктики, поэтому эта мода была названа арктической осцилляцией (Arctic Oscillation - AO).

Значения индекса АО определяются как первая компонента разложения по естественным ортогональным функциям месячных значений стандартизированных полей аномалий давления на уровне 1000 гПа для Северного полушария ($20-90^\circ$ с.ш.) (рис. 2.4).

Значения индекса за период с 1950 года по настоящее время регулярно публикуются на сайте Национального управления по исследованию океана и атмосферы США (NOAA) (Национальное управление..., 2016). Этот индекс характеризует градиент давления между средними широтами и полярной областью, определяет интенсивность зональной циркуляции в тропосфере и циркуляционного вихря в стратосфере.

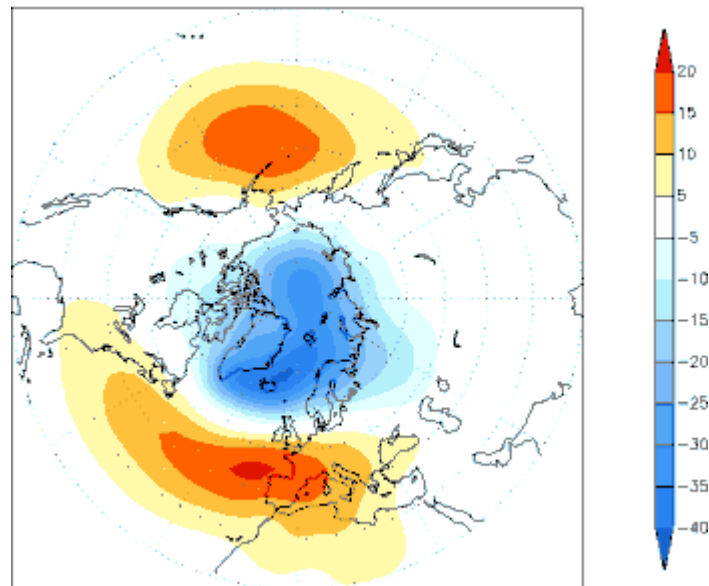


Рис. 2.4. Арктическое колебание (АО) - первая эмпирическая ортогональная функция средних месячных аномалий давления высоты 1000 гПа (относительно средней месячной нормы за 1979-2000 гг.). Объясняемая дисперсия 19 % (Национальное управление..., 2016)

В 1988-1990 гг. наблюдается значительный скачек АО (рис. 2.5) (Yasunaka, Hanawa, 2001), а в 2010 г. за всю историю наблюдений зафиксировано самое минимальное значение индекса.

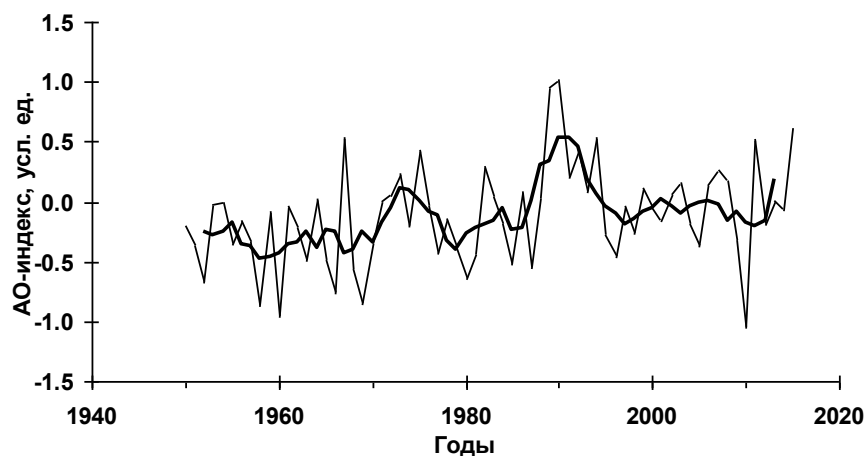


Рис. 2.5. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов АО

Влияние арктического колебания на погодные условия наиболее сильно выражено в зимнее время. При положительных значениях индекса преобладают сильные западные ветры, несущие теплый и влажный воздух на Евразию. Наоборот, в периоды отрицательных значений наблюдается похолодание и уменьшение количества осадков (рис. 2.6).

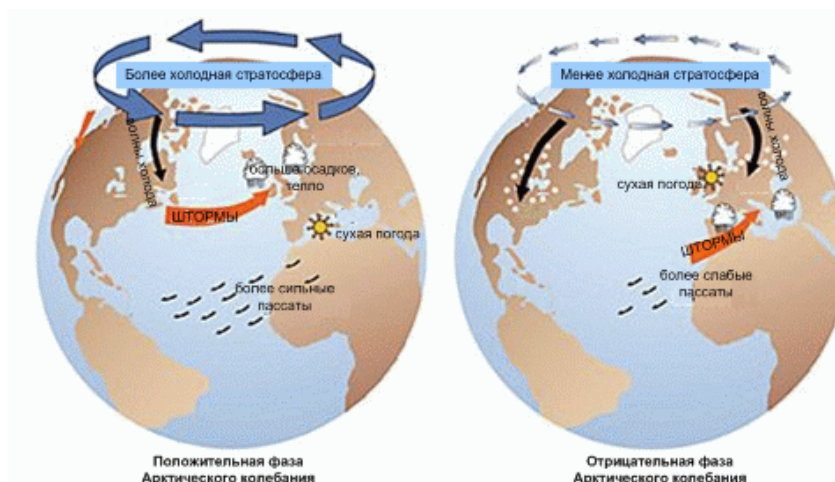


Рис. 2.6. Схема преобладающих погодных условий при разных фазах арктического колебания (Интернет-журнал..., 2016)

2. Северо-атлантическое колебание (North Atlantic Oscillation - NAO)

Северо-атлантическое колебание (NAO) - одна из наиболее известных teleconnection patterns, действующая во все сезоны года (Barnston, Livezey, 1987).

Существует несколько вариантов расчета NAO. Один из них - нормированная разность давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом (Смирнов и др., 1998; Полонский, Башарин, 2003; Мохов, 2006). Годовой цикл разностей давления в этих двух центрах действия атмосферы (Мониторинг общей циркуляции, 2012) достигают максимума зимой (до 27 гПа) и минимума летом (до 14 гПа). Эта особенность годового цикла разностей давления определяет информативность NAO (как правило, часто используются именно зимние циркуляционные индексы).

В качестве индекса NAO используются также индекс, полученный путем разложения по естественным ортогональным функциям колебаний поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа для внетропической зоны Северного полушария (Национальное управление..., 2016). Данный вариант NAO отражает колебания интенсивности зонального переноса над внетропической зоной Северной Атлантики, поле соответствующей естественной ортогональной функции представляет собой диполь, расположенный в этой части Северного полушария, с отрицательным очагом на севере и положительным на юге Северной Атлантики (Попова, Шмакин, 2010). Данный вариант NAO - более крупномасштабный (на первую естественную ортогональную приходится 69 % дисперсии поля аномалий давления) (Мохов, 2006), поэтому значения именно этого индекса используются в работе.

При положительной фазе NAO происходит усиление зонального переноса, смещение в северо-восточном направлении траекторий циклонов и ослабление их активности над Европой. При отрицательной фазе NAO наблюдается обратная тенденция (Нестеров, 1998; Полонский, Башарин, 2003; Hurrell, 2003; Бардин, Полонский, 2005).

Средние значения индекса северо-атлантического колебания вычисляются за каждый месяц, а также за каждый календарный сезон. Хотя взаимосвязь между центрами действия атмосферы проявляется в течение всего года, амплитуда колебания максимальна в зимний сезон, когда атмосфера динамически наиболее активна, поэтому наиболее популярны значения индекса, рассчитываемые за зимний и весенний сезоны.

Согласно многочисленным исследованиям, северо-атлантическое колебание в значительной степени определяет погоду (интенсивность и траектории циклонов и штормов, аномалии осадков, приземной температуры воздуха и других характеристик). Поэтому есть основания полагать, что NAO оказывает влияние не только в пределах Атлантического океана, но, являясь частью глобальной циркуляции, имеет связь с колебаниями всего Северного

полушария, следовательно, тенденции климатических изменений невозможно правильно объяснить без этого индекса.

По сравнению с АО, NAO рассматривается часто как его региональное проявление (Thompson, Wallace, 1998; Kerr, 1998; Li, Wallace, 2000; Deser, 2000).

Во второй половине XX века наблюдается значительный рост NAO с середины 1960-х до начала 1990-х годов (рис. 2.7), что хорошо согласуется с результатами работы Нестерова (2010).

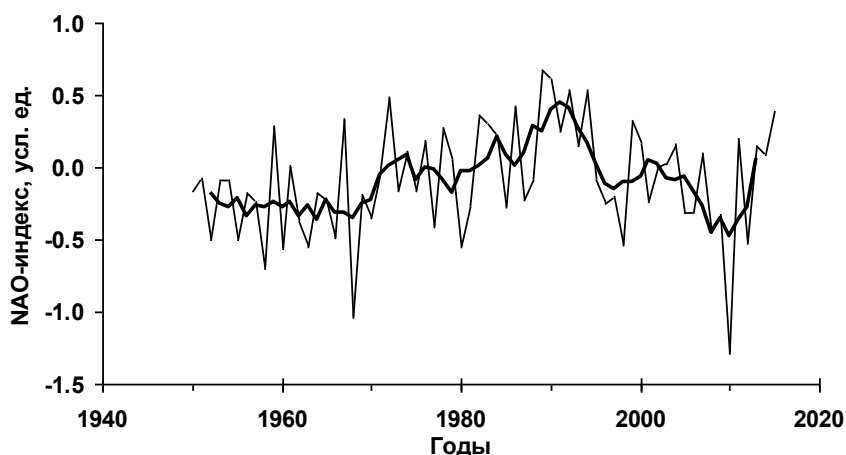


Рис. 2.7. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов NAO

3. Восточно-атлантический-западно-российский механизм (*East Atlantic/Western Russia - EAWR*)

Восточно-атлантический - западно-российский механизм (EAWR) - это один из трех известных teleconnection patterns, который действует на территории Евразии на протяжении всего года. Эта мода была отнесена ко второй Евразийской моде авторами Barnston и Livezey (1987). Положительной (отрицательной) фазе EAWR соответствует область пониженного (повышенного) давления и противоположная аномалия температуры воздуха на востоке Европейской территории России и на западе Сибири (Котляков и др., 2015). Годовой ход индекса EAWR представлен на рис. 2.8.

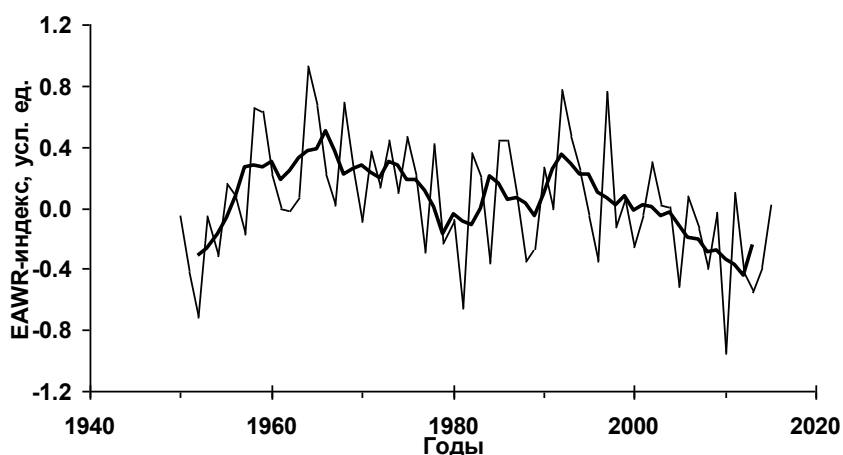


Рис. 2.8. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов EAWR

4. Восточно-атлантический механизм (*East Atlantic- EA*)

Восточно-атлантический механизм (EA) является второй известной модой низкочастотной изменчивости над северной Атлантикой и выступает как ведущий во все месяцы. Считается, что EA структурно подобно NAO, и состоит из северно-южного диполя аномальных центров охватывающих северную Атлантику от востока к западу. Аномальные центры EA смещаются на юго-восток к близким узловым линиям NAO. По этой причине EA часто интерпретируется как "смещаемое на юг" северо-атлантическое колебание. Однако в более низких широтах центр содержит сильную субтропическую связь в близости с модуляциями в интенсивности и местоположении субтропического гребня. Эта субтропическая связь отличает EA от ее NAO аналога. Восточно-атлантический механизм, приведенный на сайте NOAA подобен механизму EA, показанному в исследовании Barnston и Livezey (1987), но четко отличается от EA, первоначально определенного Wallace и Gutzler (1981).

Восточно-атлантический механизм охватывает три центра, которые расположены в районах Канарских островов, Великобритании и Черного моря. При положительной фазе степень меридиональности циркуляции атмосферы увеличивается с появлением мощного гребня на востоке

Северной Атлантики и сопряженной с ним ложбины, протянувшейся с акватории Баренцева моря на юг в направлении западной части Средиземного моря. При отрицательной фазе, наоборот усиление зонального переноса в восточной части Северной Атлантики и над территорией Западной Европы. Центры действия атмосферы, связанные с EAWR, прослеживаются во все сезоны года и незначительно меняют географическое положение.

ЕА модель показывает сильную изменчивость в 1950-2015 гг., причем отрицательная фаза преобладает в течение 1950-1976 гг., а положительная в 1977-2015 гг. (рис. 2.9).

Нестеровым Е.С. проведено сравнение индексов NAO и ЕА (Нестеров, 2009), которым выявлено, что наиболее длительное различие в индексах ЕА и NAO за 1950-2007 гг. наблюдалось в 1996-2007 гг., когда ЕА существенно превосходил NAO (Нестеров, 2010). Причина этого заключается в изменении характеристик циклогенеза и траекторий циклонов в Северной Атлантике, в сдвиге к северу траекторий циклонов, смещающихся из Северной Атлантики на Европу, что привело к повышению температуры в Скандинавии и на Кольском полуострове в 1996-2007 гг. по сравнению с 1984-1995 гг. (Нестеров, 2009).

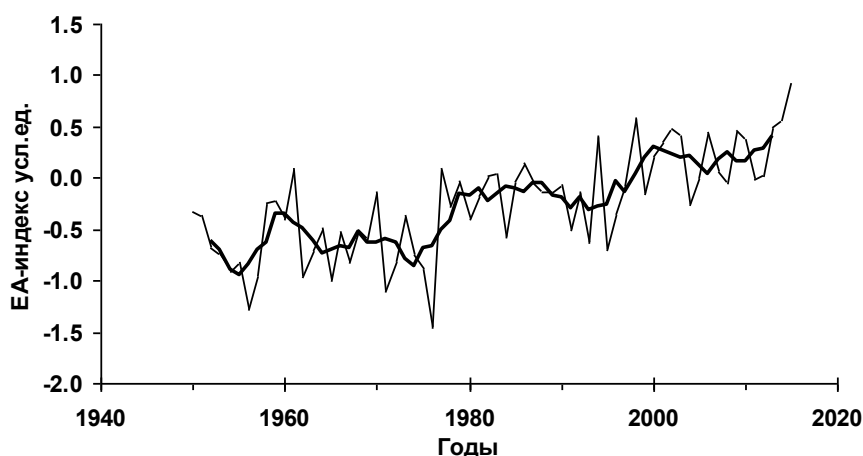


Рис. 2.9. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов ЕА

5. Полярно-евразийский механизм (*Polar/Eurasia - POL*)

Полярно-евразийский механизм (POL) проявляется во все сезоны года. Положительная фаза POL состоит из отрицательных высотных аномалий над полярной областью, и положительных аномалий над северным Китаем и Монголией. Эта мода связана с колебаниями в интенсивности циркумполярной циркуляции, с положительной фазой, отражающей усиленный циркумполярный вихрь и отрицательной фазой, отражающей более слабый, чем средний полярный вихрь. Полярно-евразийский механизм может показывать сильную низкочастотную изменчивость (рис. 2.10).

Для зимы во внетропической зоне Евразии POL, так же как и NAO для Северо-Атлантического сектора, является показателем интенсивности зональной циркуляции (Попова, Шмакин, 2006, 2009, 2010).

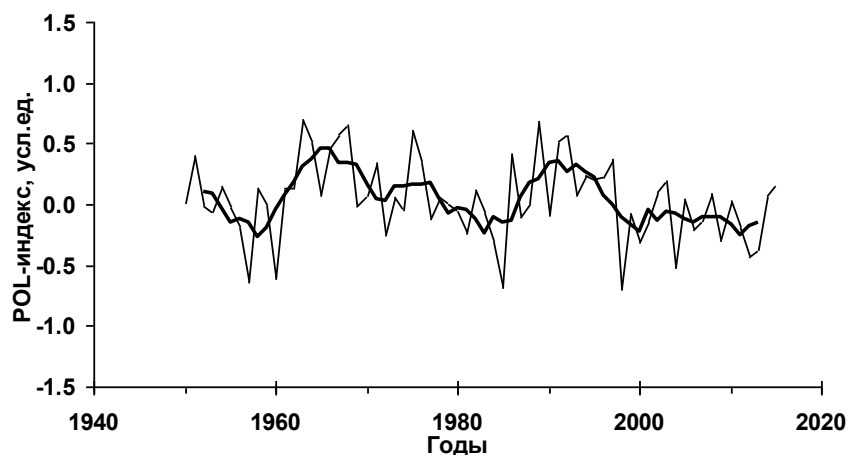


Рис. 2.10. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов POL

6. Западно-тихоокеанский механизм (*West Pacific - WP*)

WP является основной модой низкочастотной изменчивости над северной частью Тихого океана во все месяцы, и был впервые описан авторами Barnston и Livezey (1987) и Wallace и Gutzler (1981). Для Северо-Тихоокеанского сектора WP отражает режим усиления зонального переноса (Попова, 2009; Попова, Шмакин, 2010; Котляков и др., 2015). Этот индекс,

главным образом, описывает интенсивность зонального переноса между Алеутской депрессией и Гонолульским антициклоном, при этом для северной оконечности Дальнего Востока с ним связано усиление меридиональной составляющей. Для положительной (отрицательной) фазы WP характерна устойчивая область пониженного (повышенного) давления, охватывающая в летний сезон почти всю Европейскую территорию России (Котляков и др., 2015). Годовой ход механизма WP представлен на рис. 2.11.

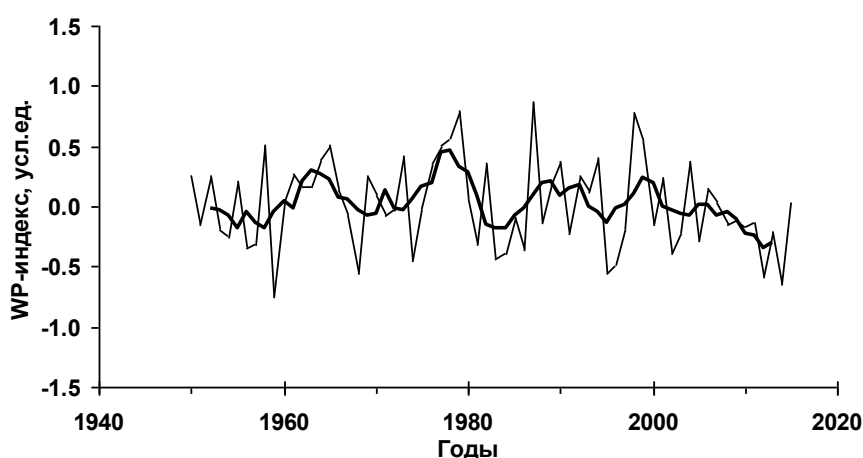


Рис. 2.11. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов WP

7. Скандинавский механизм (*Scandinavia - SCAND*)

Скандинавский механизм (SCAND) состоит из основного циркуляционного центра над Скандинавией, с более слабыми центрами противоположного знака над западной Европой и восточной Россией/западной Монголией. Авторами Barnston и Livezey (1987) SCAND предварительно был отнесен к модели Евразия-1. Положительная фаза SCAND связана с положительными аномалиями по высоте, иногда отражающими основные блокирующие антициклоны над Скандинавией и западной Россией, в то время как отрицательная фаза связана с отрицательными высотными аномалиями в этих регионах.

В годовом ходе SCAND можно выделить 2 полных цикла с 1950 по 1963 гг., и с 1964 по 1981 гг., после 1982 г. отмечается снижение в интенсивности SCAND (рис. 2.12).

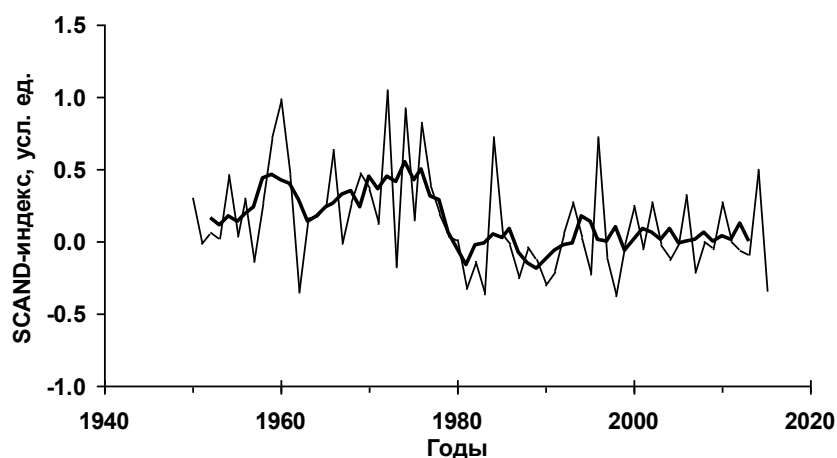


Рис. 2.12. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов SCAND

SCAND отражает колебания блокировки зонального переноса над Северной Евразией. Положительная фаза SCAND характеризуется мощным антициклональным очагом с центром на севере Скандинавии, по восточной периферии которого происходит вторжение арктического воздуха на Западную Сибирь и восток Европейской территории России (Попова, 2009; Попова, Шмакин, 2010; Котляков, 2015).

8. Тихоокеанско-северо-американский механизм (*Pacific/North American - PNA*)

Индекс PNA для Северо-Тихоокеанского сектора отражает режим блокировки зонального переноса. Положительная фаза PNA сопровождается усилением зональной составляющей вдоль северного побережья Азии и активизацией выноса воздушных масс с юга в районе Урала (Попова, 2009; Попова, Шмакин, 2010). Годовой ход PNA представлен на рис. 2.13.

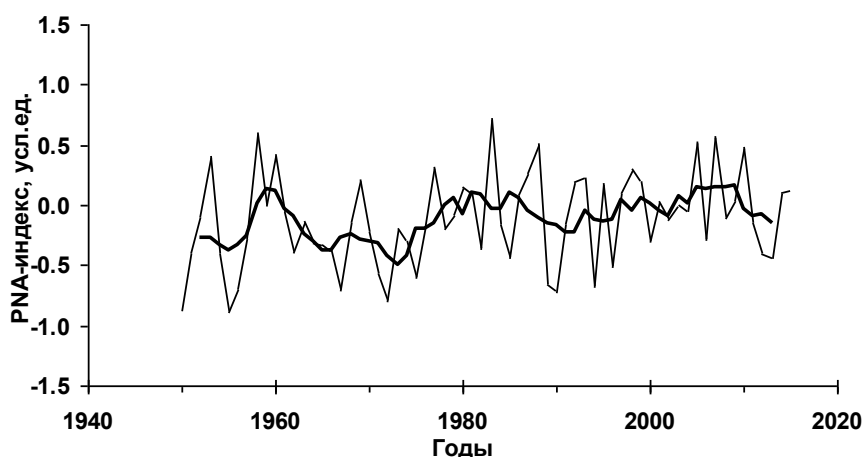


Рис. 2.13. Средние годовые (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов PNA

9. Индекс сибирского максимума высокого давления (*Sh*)

Азиатский антициклон (центральноазиатский антициклон, монгольский антициклон, сибирский антициклон, азиатский максимум) - область высокого давления, которая находится над Азией в течение почти всего зимнего периода. Среднее давление в центре азиатского антициклона в январе превышает 1030 гПа, а также может повышаться до 1080 гПа. Азиатский антициклон приносит очень холодную (в приземных слоях) и малоснежную зиму во внутриматериковые районы Азии. В летние периоды на смену антициклону приходит азиатская депрессия.

Азиатский антициклон является одним из наиболее мощных циркуляционных и синоптических объектов, определяющих погодные и климатические условия холодного периода не только на Азиатском материке, но и далеко за его пределами (Cohen et al., 2001), включая Африку, Тихий, Индийский океан и др. (Хуторянская, 2002).

Координаты центра Азиатского антициклона располагаются в пределах от 30 до 79 ° с.ш. и от 30 до 143 ° в.д. Число замкнутых изобар варьирует от 1 до 7, в среднем равняется трем. Принято выделять три центра азиатского максимума: Монгольский, Якутский и Зауральско-Западно-Сибирский. Наиболее высокое атмосферное давление отмечается, когда центр азиатского антициклона находится на территории Монголии, а наиболее низкие

температуры, когда он расположен на территории Якутии (Латышева и др., 2011).

Индекс Сибирского максимума высокого давления Sh был получен автором путем осреднения и стандартизации доступных данных по приземному давлению в период с декабря по февраль для территории $40-65^{\circ}$ с.ш., $80-120^{\circ}$ в.д. (метеостанции: Туруханск, Ербогачен, Енисейск, Минусинск, Киренск, Иркутск, Чита) (Архив..., 2016). Полученные значения индекса близки к рассчитанным по данным 11 станций (Panagiotopoulos et al., 2005), но только до 2002 г. Это оправдало использование рассчитанных автором индексов Sh применительно к региону исследования.

Многими исследователями отмечается снижение интенсивности Sh, начиная со второй половины 1960-х гг. - начала 1970 гг. (рис. 2.14) (Panagiotopoulos et al., 2005; D'Arrigo et al., 2005; Шимараев, 2008; Латышева и др., 2011).

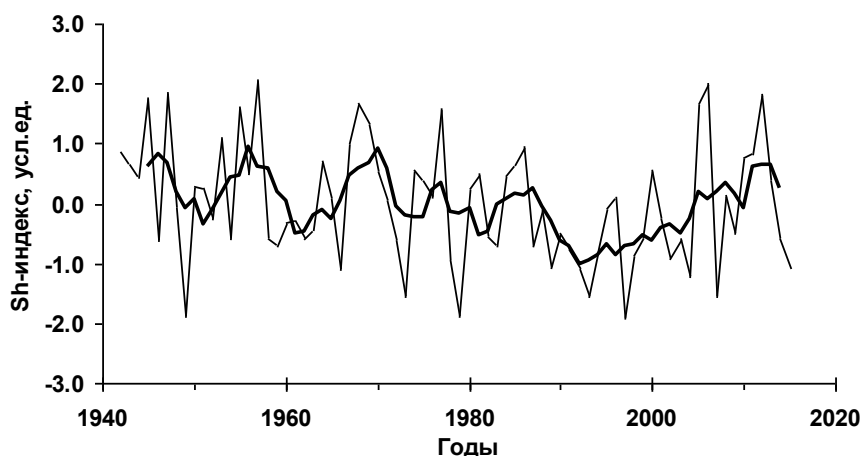


Рис. 2.14. Средние за декабрь-февраль (тонкая линия) и 5-летние сглаженные (толстая линия) значения индексов Sh

По отношению к середине XX в. приземное давление в якутском очаге к концу столетия понизилось в среднем на 12, в монгольском - на 22, а в уральском - на 24 гПа (Латышева и др., 2004). Указанное ослабление азиатского максимума происходило на фоне усиления зонального переноса и

более частых интрузий теплых масс воздуха на материк (Синюкович, Латышева, 2006). Также обнаружено влияние на Sh зимней арктической осцилляции (АО) (Wu, Wang, 2002; Кошкин, Кочугова, 2011). Когда зимнее АО находится в положительной фазе, наблюдается ослабление азиатского антициклона. Если же АО в отрицательной фазе, то может наблюдаться усиление азиатского антициклона. Sh и АО находятся в противофазе (Wu, Wang, 2002).

2.2. Методы

2.2.1. Модель множественной линейной регрессии

При исследовании различных природных явлений, значения которых во времени или пространстве представляются в виде последовательности значений случайных величин, часто встречаются ситуации, когда одна случайная величина, например Y (предиктант), каким-либо образом определена по отношению к нескольким или множеству случайных величин: $X_1, X_2, \dots, X_m$ (предикторов). Эта определенность, или взаимосвязь, используется для описания различных природных явлений в виде регрессионной математической модели. Эта модель позволяет провести полный статистический анализ исследуемого явления в его связи с внешней средой. Такой анализ является основой для физической интерпретации и практического использования математической модели, особенно для прогнозов.

Термин "регрессия" (лат. "regression" - отступление, возврат к чему-либо) введен английским психологом и антропологом Ф. Гальтоном и связан только со спецификой одного из первых конкретных примеров, в котором это понятие было использовано.

К настоящему времени опубликовано значительное число работ, в которых множественный регрессионный анализ применялся для идентификации математических моделей гидрометеорологических процессов. Задачи исследования многофакторных связей обычно решаются в

два этапа. На первом этапе определяется степень влияния каждого фактора и их совокупности на исследуемое явление. На втором этапе по известным функциям влияния каждой переменной величины определяется неизвестное значение или значения исследуемого процесса (решение задачи интерполяции или экстраполяции) (Шелутко, 1991).

Рассмотрим общий случай. Предположим, что мы имеем n опытов, в каждом из которых наблюдаются величины $Y, X_1, X_2, \dots, X_m$, где $X_1, X_2, \dots, X_m$ - факторы, или предикторы, от которых может зависеть Y -предиктант.

В процессе наблюдений

Y изменяется: $Y_1, Y_2, Y_3, \dots, Y_n$,

X_1 – $X_{11}, X_{12}, X_{13}, \dots, X_{1n}$,

X_2 – $X_{21}, X_{22}, X_{23}, \dots, X_{2n}$,

.....,

X_m – $X_{m1}, X_{m2}, X_{m3}, \dots, X_{mn}$,

т. е. факторы X_{hj} , где $h = 1, 2, 3, 4, \dots, m$; $j = 1, 2, 3, 4, \dots, n$.

Парные коэффициенты корреляции между Y и каждым из факторов в общем виде можно записать в следующем виде

$$r_{hy} = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \cdot (x_{hi} - \bar{x}_h)}{n \sigma_y \sigma_h}, \quad (2.1)$$

где $h = 1, 2, \dots, m$.

Парный коэффициент корреляции между факторами

$$r_{hj} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{hi} - \bar{x}_h) \cdot (x_{ji} - \bar{x}_j)}{n \sigma_h \sigma_j}, \quad (2.2)$$

где $h, j = 1, 2, \dots, m$.

Уравнение линии связи (линейной)

$$y - \bar{y} = \sum_{j=1}^m a_j (x_j - \bar{x}_j), \quad (2.3)$$

Коэффициенты линейной связи наилучшим образом можно найти методом наименьших квадратов

$$\Phi = \sum_{i=1}^n [y_i - \bar{y} - \sum_{j=1}^m a_j (x_{ji} - \bar{x}_j)]^2 = \min.$$

Дифференцируя последнее уравнение по каждому неизвестному a_j , получаем систему m уравнений

$$\frac{\partial \Phi}{\partial a_j} = 2 \sum_{i=1}^n \left[y_i - \bar{y} - \sum_{j=1}^m a_j (x_{ji} - \bar{x}_j) \right] \cdot [-(x_{hi} - \bar{x}_h)] = 0$$

или

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m a_j (x_{ji} - \bar{x}_j) \cdot (x_{hi} - \bar{x}_h) = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \cdot (x_{hi} - \bar{x}_h).$$

Учитывая уравнения (2.1) и (2.2), имеем

$$\sum_{j=1}^m a_j r_{hj} n \sigma_h \sigma_j = r_{hy} n \sigma_y \sigma_h$$

Разделив обе части последнего уравнения на $n \sigma_h$, получаем

$$\sum_{j=1}^m a_j r_{hj} \sigma_j = r_{hy} \sigma_y$$

Разделим обе части последнего выражения на σ_y

$$\sum_{j=1}^m a_j r_{hj} \frac{\sigma_j}{\sigma_y} = r_{hy} \quad (2.4)$$

Обозначим:

$$a_j \frac{\sigma_j}{\sigma_y} = \beta_j, \text{ откуда}$$

$$a_j = \beta_j \frac{\sigma_y}{\sigma_j} \quad , \quad j = 1, 2, 3, \dots, m \quad (2.5)$$

Система уравнений (2.4) примет вид

$$\sum_{j=1}^m \beta_j r_{hj} = r_{hy}, \text{ T. e.}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \beta_1 r_{11} + \beta_2 r_{12} + \beta_3 r_{13} + \beta_4 r_{14} + \dots + \beta_m r_{1m} = r_{1y}, \\ \beta_1 r_{21} + \beta_2 r_{22} + \beta_3 r_{23} + \beta_4 r_{24} + \dots + \beta_m r_{2m} = r_{2y}, \\ \dots\dots\dots, \\ \beta_1 r_{m1} + \beta_2 r_{m2} + \beta_3 r_{m3} + \beta_4 r_{m4} + \dots + \beta_m r_{mm} = r_{my}. \end{array} \right.$$

В последней системе $r_{11} = r_{22} = r_{33} = r_{44} = \dots = r_{mm} = 1$,

неизвестные $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots, \beta_m$.

Определитель системы имеет вид

$$\mathbf{D} = \begin{vmatrix} 1 & \mathbf{r}_{12} & \dots & \mathbf{r}_{1m} \\ \mathbf{r}_{21} & 1 & \dots & \mathbf{r}_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \mathbf{r}_{m1} & \mathbf{r}_{m2} & \dots & 1 \end{vmatrix}.$$

Если $D \neq 0$, то находим определители $D_1, D_2, D_3, \dots, D_m$ путем последовательной замены соответствующих столбцов определителя столбцом свободных членов.

Неизвестные коэффициенты определяем

$$\beta_1 = \frac{D_1}{D}, \quad \beta_2 = \frac{D_2}{D}, \quad \beta_3 = \frac{D_3}{D}, \quad \dots, \quad \beta_m = \frac{D_m}{D}.$$

Подставляя найденные β_j в (2.5), определим все a_j в так называемом сигмальном масштабе.

Подставив a_j в (2.3), найдем уравнение линейной связи

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_m x_m,$$

где $a_0 = \bar{y} - a_1 \bar{x}_1 - a_2 \bar{x}_2 - \dots - a_m \bar{x}_m$.

Множественный коэффициент линейной корреляции имеет вид

$$R = \sqrt{\beta_1 r_{1y} + \beta_2 r_{2y} + \beta_3 r_{3y} + \dots + \beta_m r_{my}}.$$

Во всех системах уравнений коэффициенты β_j выражены через σ_j и σ_y . Поэтому говорят, что уравнения записаны в сигмальном масштабе (Аргучинцева, 2007). Применение σ -масштаба позволяет выявить наиболее влияющие факторы на прогнозируемую величину. Согласно свойству сигмального масштаба коэффициенты $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots, \beta_m$ показывают весомость, степень влияния каждого фактора. Так например, если отношение $\frac{|\beta_1|}{|\beta_2|} > 1$, то можно утверждать во сколько раз фактор X_1 влияет на изменение величины Y больше (сильнее), чем фактор X_2 . Кроме того, знак перед коэффициентом β_j показывает направленность действия соответствующего j -го фактора: знак «+» - с увеличением фактора имеет тенденцию в среднем возрастать Y - предиктант; знак «-» указывает на обратное влияние, т. е. с увеличением фактора X_j предиктант Y имеет тенденцию в среднем убывать.

С увеличением учета числа факторов коэффициенты β_j могут по абсолютной величине уменьшаться, т. е. дополнительный фактор уточняет влияние других величин. Например, мы рассмотрели влияние на Y двух величин X_1 и X_2 и нашли коэффициенты β_1 и β_2 . Если при включении нового фактора X_3 , величины β_1 и β_2 почти не изменились по абсолютной величине, то влияние фактора X_3 несущественно и его нецелесообразно включать в рассмотрение. Если β_1 и β_2 изменились, то влияние X_3 желательно учитывать.

Множественный коэффициент корреляции иногда называют совокупным коэффициентом корреляции. Квадрат множественного коэффициента корреляции принято называть коэффициентом детерминации (R^2).

Формула расчета множественного коэффициента корреляции записана в сигмальном масштабе в самом общем виде, т. е. для любого количества факторов.

Свойства множественного коэффициента корреляции:

1) $0 \leq R \leq 1$, в отличие от парного коэффициента корреляции множественный не показывает направленность действия факторов, так как он только положительный (направленность факторов характеризуют коэффициенты β_j).

2) $R = 1$ - связь между рассматриваемыми величинами функциональная.

3) $R = 0$ - Y не может быть линейно связан с X_j . Нелинейная связь может иметь место.

Важнейшим этапом построения регрессионной модели (уравнения регрессии) является установление в анализе исходной информации математической функции. Сложность заключается в том, что из множества функций необходимо найти такую, которая лучше других выражает реально существующие связи между анализируемыми признаками. Выбор типов

функции может опираться на теоретические знания об изучаемом явлении, опыт предыдущих аналогичных исследований, или осуществляться эмпирически - перебором и оценкой функций разных типов и т.п.

Также при построении уравнений множественной регрессии особое внимание уделяется отбору наиболее существенных факторов, воздействующих на результирующий признак. Этот этап построения модели множественной регрессии производится на основе качественного, теоретического анализа в сочетании с использованием статистических приемов.

Сначала на основании содержательного анализа составляется перечень показателей, которые предполагается включить в модель. Затем проводится сбор статистической информации и предварительный анализ данных. После чего осуществляется сравнительная оценка и отсев части факторов. Это достигается анализом парных коэффициентов корреляции, для чего составляется матрица парных коэффициентов корреляции, измеряющих тесноту связи каждого фактора с результирующим признаком и между собой.

После того как с помощью корреляционного анализа выявлено наличие статистически значимых связей между переменными и оценена степень их тесноты, можно переходить к математическому описанию конкретного вида зависимостей с использованием регрессионного анализа.

Одним из условий регрессионной модели является предположение о линейной независимости объясняющих переменных, т.е. решение задачи возможно лишь тогда, когда столбцы и строки матрицы исходных данных линейно независимы. Для гидрометеорологических показателей это условие выполняется не всегда, в связи с чем может возникать высокая взаимная коррелированность объясняющих переменных, которая приводит к линейной зависимости нормальных уравнений. Такая взаимная коррелированность может проявляться в двух формах:

- функциональной, в которой определитель матрицы равен нулю. Это приводит к невозможности решения соответствующей системы нормальных

уравнений и получения оценок параметров регрессионной модели;

- стохастической, когда между хотя бы двумя объясняющими переменными существует тесная корреляционная связь. В этом случае определитель матрицы не равен нулю, но очень мал. Интерпретация параметров уравнения регрессии при этом затруднена, так как некоторые из его коэффициентов могут иметь неправильные с точки зрения гидрометеорологии знаки и неоправданно большие значения. Оценки параметров ненадежны, обнаруживают большие стандартные ошибки и меняются с изменением объема наблюдений (не только по величине, но и по знаку), что делает модель непригодной для анализа и прогнозирования.

Высокая взаимная коррелированность объясняющих переменных может возникать в силу разных причин. Например, несколько независимых переменных могут иметь общий временной тренд, относительно которого они совершают малые колебания.

Существует несколько способов для определения наличия или отсутствия высокой взаимной коррелированности объясняющих переменных:

- анализ матрицы коэффициентов парной корреляции. Явление высокой взаимной коррелированности объясняющих переменных в исходных данных считают установленным, если коэффициент парной корреляции между двумя переменными больше 0,8;

- исследование матрицы. Если определитель матрицы близок к нулю, это свидетельствует о наличии взаимной коррелированности объясняющих переменных.

В настоящее время разработаны различные методы устранения или уменьшения взаимной коррелированности объясняющих переменных. Самый простой из них (но не всегда самый эффективный) состоит в том, что из двух объясняющих переменных, имеющих высокий коэффициент корреляции (больше 0,8), одну переменную исключают из рассмотрения. При этом какую переменную оставить, а какую удалить из анализа, необходимо решать

исходя из понимания физики процессов. Если ни одной из переменных нельзя отдать предпочтение, оставляют ту из них, которая имеет больший коэффициент корреляции с зависимой переменной.

Другой метод устранения или уменьшения взаимной коррелированности объясняющих переменных - использование стратегии шагового отбора, реализованной в ряде алгоритмов пошаговой регрессии.

Наиболее широкое применение получили следующие схемы построения уравнения множественной регрессии:

1. Метод включения - дополнительное введение фактора;
2. Метод исключения - отсев факторов из полного его набора.

В соответствии с первой схемой признак включается в уравнение в том случае, если его включение существенно увеличивает значение множественного коэффициента корреляции. Это позволяет последовательно отбирать факторы, оказывающие существенное влияние на результативный признак даже в условия взаимной коррелированности объясняющих переменных системы признаков, отобранных в качестве аргументов. При этом первым в уравнение включается фактор, наиболее тесно коррелирующий с Y , вторым - тот фактор, который в паре с первым из отобранных дает максимальное значение множественного коэффициента корреляции, и т.д. Существенно, что на каждом шаге получают новое значение множественного коэффициента корреляции (больше чем на предыдущем шаге); тем самым определяется вклад каждого отобранного фактора в объясненную дисперсию Y .

Вторая схема пошаговой регрессии основана на последовательном исключении факторов с помощью t -критерия. Она заключается в том, что после построения уравнения регрессии и оценки значимости всех коэффициентов регрессии из модели исключают тот фактор, коэффициент при котором незначим и имеет наименьшее значение t -критерия. После этого получают новое уравнение множественной регрессии и снова производят оценку значимости всех оставшихся коэффициентов регрессии. Если и среди

них окажутся незначимые, то вновь исключают фактор с наименьшим значением t-критерия. Процесс исключения факторов останавливается на том шаге, при котором все регрессионные коэффициенты значимы.

Ни одна из этих процедур не гарантирует получения оптимального набора переменных. Однако при практическом применении они позволяют получить достаточно хорошие наборы существенно влияющих факторов.

Анализ влияния крупномасштабной атмосферной циркуляции на элементы ледово-термического и водного режима оз. Байкал выполнен с применением метода пошагового включения предикторов (метод включения) в пакете статистических программ STATISTICA. Определялись коэффициенты парной корреляции (r), коэффициенты детерминации (R^2) и множественной корреляции (R). Найдена стандартная ошибка (S) - среднеквадратическое отклонение от модели. Дополнительно определен сравнительный вклад отдельных индексов циркуляции в изменчивость характеристик. По полученным уравнениям множественной линейной регрессии восстановлены ежегодные значения, которые сопоставлены с данными фактических наблюдений.

2.2.2. Оценка качества модели множественной регрессии

Найденное уравнение, даже после учета вышеизложенных моментов, подвергается определенным проверкам. Анализ адекватности регрессионной модели преследует цель оценить, насколько построенная теоретическая модель взаимосвязи признаков отражает фактическую зависимость между этими признаками, и тем самым оценить практическую пригодность синтезированной модели связи.

Оценка соответствия построенной регрессионной модели исходным (фактическим) значениям признаков X и Y выполняется по следующим этапам:

- 1) оценка статистической значимости коэффициентов уравнения a_0 , a_j и определение их доверительных интервалов для заданного уровня надежности;

2) определение практической пригодности построенной модели на основе оценок линейного коэффициента корреляции r и коэффициента детерминации R^2 ;

3) проверка значимости уравнения регрессии в целом по F-критерию Фишера.

Оценка статистической значимости параметров с применением t-распределения Стьюдента и F-критерия Фишера.

- t-распределение (Стьюдента)

Достоверным признавался параметр, выборочное значение t-статистики которого превышает табличное (теоретическое) ее значение при 5 %-ном уровне значимости (Сикан, 2007).

Если Z - нормированная нормально распределенная случайная величина, а U - независимая от Z случайная величина, подчиненная распределению χ^2 с ν степенями свободы, тогда случайная величина $t = Z\sqrt{\nu/U}$ подчиняется распределению Стьюдента (У. Госсета) с ν степенями свободы. Это распределение также называется t-распределением.

Плотность вероятности t-распределения определяется равенством

$$f_{\nu}(t) = c(\nu) [1 + t^2 / \nu]^{-(\nu+1)/2},$$

где $c(\nu)$ - параметр, зависящий от числа степеней свободы.

$$c(\nu) = \Gamma[(\nu + 1) / 2] / [\sqrt{\nu\pi} \Gamma(\nu / 2)],$$

где Γ - гамма-функция; π - число "пи".

- F-распределение (Фишера)

Если Z и U независимые случайные величины, обладающие χ^2 -распределением с ν_1 и ν_2 степенями свободы, то случайная величина

$F = (Z / \nu_1) / (U / \nu_2)$ имеет распределение Фишера с ν_1 и ν_2 степенями свободы. Это распределение также называется F-распределением.

Плотность вероятности F-распределения имеет вид

$$f(F) \begin{cases} c_1(\nu_1, \nu_2) F^{\frac{\nu_1-2}{2}} / \left(1 + \frac{\nu_1}{\nu_2} F\right)^{\frac{\nu_1}{2}} & \text{при } x > 0 \\ 0 & \text{при } x \leq 0 \end{cases}$$

где $c_1(\nu_1, \nu_2)$ - параметр, зависящий от ν_1 и ν_2 ,

$$c_1(\nu_1, \nu_2) = \left(\frac{\nu_1}{\nu_2}\right)^{\frac{\nu_1}{2}} \Gamma\left[\frac{\nu_1 + \nu_2}{2}\right] / \left[\Gamma\left(\frac{\nu_1}{2}\right) \Gamma\left(\frac{\nu_2}{2}\right)\right].$$

Отношение выборочных дисперсий S_1^2/S_2^2 для выборок длиной m и n будет иметь F-распределение с числом степеней свободы $\nu_1=(m-1)$ и $\nu_2=(n-1)$.

2.2.3. Метод наименьших квадратов

Для выделения многолетних тенденций применялся метод наименьших квадратов. Суть метода - найти коэффициенты гипотезируемой зависимости таким образом, чтобы сумма квадратов отклонений эмпирических точек предиктанта от их теоретически рассчитанных была наименьшей. Данный метод применен для линейного вида связи (Аргучинцева, 2007; Сикан, 2007).

Имеется n наблюдений за двумя величинами $X: x_1, x_2, \dots, x_n$ и $Y: y_1, y_2, \dots, y_n$. Предложим, что между случайными величинами (x_i, y_i) , где $i=1 \div n$ существует линейная зависимость.

$$y = ax + b. \quad (2.6)$$

Коэффициенты a, b в этой зависимости - неизвестны. Найдем их согласно требованиям метода наименьших квадратов:

$$\Phi = \sum_{i=1}^n (y_{i \text{ теор}} - y_{i \text{ эмп}})^2 = \min ,$$

где $y_{i \text{ теор}}$ - рассчитанные теоретические значения, $y_{i \text{ эмп}}$ - эмпирические (наблюдаемые) значения величины Y . Иначе последнее равенство можно записать.

$$\Phi = \sum_{i=1}^n (ax_i + b - y_i)^2 = \min . \quad (2.7)$$

Выполняя условие экстремума (минимума), продифференцируем (2.7) по неизвестным a и b . Получим нормальную систему уравнений.

$$\begin{cases} \frac{\partial \Phi}{\partial a} = 2 \sum_{i=1}^n (ax_i + b - y_i) x_i = 0 \\ \frac{\partial \Phi}{\partial b} = 2 \sum_{i=1}^n (ax_i + b - y_i) = 0 \end{cases} \quad \text{или} \quad (2.8)$$

$$\begin{cases} a \sum_{i=1}^n x_i^2 + b \sum_{i=1}^n x_i = \sum_{i=1}^n x_i y_i \\ a \sum_{i=1}^n x_i + b n = \sum_{i=1}^n y_i \end{cases}$$

Решая (2.8), найдем

$a = \frac{D_1}{D}$, $b = \frac{D_2}{D}$, где D - определитель системы; D_1 и D_2 - определители, полученные из определителя D путем замены соответственно первого и второго столбца столбцом свободных членов системы (2.6). Для обеспечения единственности решения определитель системы должен быть не равен нулю ($D \neq 0$). Подставив найденные коэффициенты a и b в уравнение (2.6), найдем теоретическое уравнение связи. С помощью среднего

квадратического отклонения можно оценить погрешность полученных расчетных значений

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_{i \text{ теор}} - y_{i \text{ эмп}})^2}{n}}.$$

ГЛАВА 3. СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

3.1. Изменения климатических и гидрологических характеристик в Азиатской части России

Температура воздуха

С середины 1970-х годов средняя температура приземного воздуха на территории Российской Федерации повышается со средней скоростью $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие, что более чем в два с половиной раза превышает скорость глобального потепления. Во временном ряде среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха, осредненных по территории России (рис. 3.1), период после 1976 г. характеризуется наиболее интенсивным потеплением (Второй оценочный доклад..., 2014).

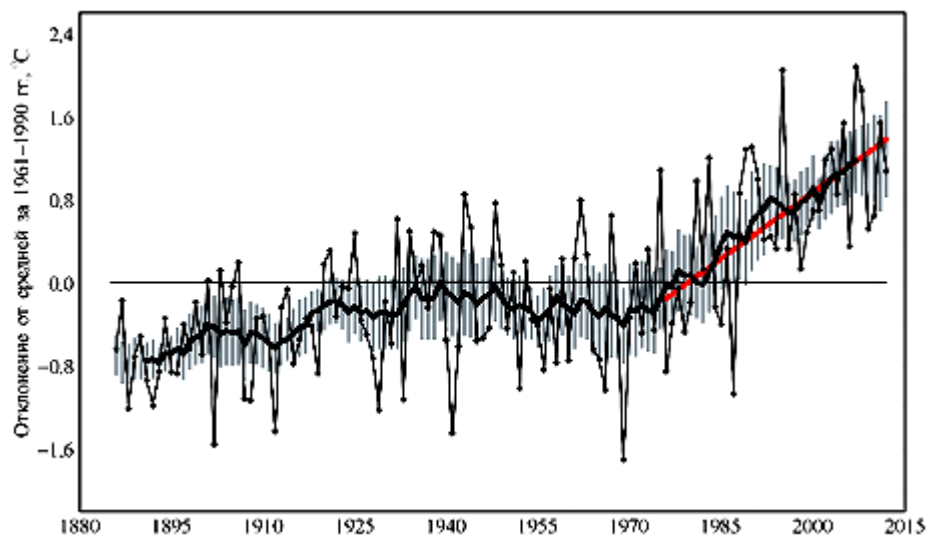


Рис. 3.1. Изменения аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха, осредненных по территории России, в течение 1886-2012 гг.

Аномалии рассчитаны как отклонения от средних за 1961-1990 гг. Текущие (тонкая линия) и 11-летние сглаженные (толстая линия) значения. Вертикальными отрезками показан 95 % доверительный интервал для 11-летних средних. Красная линия - тренд за 1976-2012 гг.
(Второй оценочный доклад..., 2014)

В 1976-2012 гг. на территории России по данным наблюдений в целом тенденция замедления темпов потепления не прослеживается. Изменение оценок трендов температуры зимы от 1976-2006 к 1976-2013 гг. свидетельствуют об усилении похолодания в зимние месяцы на юге Западной Сибири и постепенном распространении этой тенденции на всю Азиатскую часть России.

На Азиатской территории России (АТР) (например Прибайкалье и Забайкалье) за период 1976-2012 гг. в целом за год и во все сезоны, кроме зимы, имеет место потепление. Суммарное среднегодовое увеличение температуры составило $0,32^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Потепление наиболее существенно в летний и весенний периоды $0,52\div 0,53^{\circ}\text{C}/10$ лет (Второй оценочный доклад..., 2014).

Атмосферные осадки

В целом по территории России в 1976-2012 гг. отмечается некоторое увеличение средних годовых сумм осадков ($0,8$ мм/месяц за 10 лет) (Второй оценочный доклад..., 2014). Тренд описывает 24 % суммарной межгодовой изменчивости. Изменения осредненных годовых сумм осадков отмечаются на фоне интенсивных межгодовых флуктуаций. Положительный тренд наблюдается и в отдельные сезоны. Тенденция к увеличению осадков наиболее выражена весной.

Тренд средних годовых сумм осадков в регионе Прибайкалья и Забайкалья в 1976-2012 гг. составляет $1,1$ мм/месяц за 10 лет и описывает 14 % межгодовой изменчивости. Зимой в Азиатской части России сохраняется тенденция к уменьшению осадков и к увеличению их в остальные сезоны. Летом зафиксировано уменьшение осадков на юге Восточной Сибири (от Забайкалья до Дальнего Востока) (Второй оценочный доклад..., 2014).

Речной сток

Годовой сток. На Азиатской территории России очень сильное увеличение водности в 1978-2005 гг. (на 20-40 %) отмечалось на реках, сток

которых формируется на восточном склоне Уральских гор в широтной зоне 56-60° с.ш. (левые притоки р. Тобол и р. Иртыш) (Оценочный доклад..., 2008). Увеличение водности наблюдалось также и на значительной части бассейна р. Лена, особенно в последнее десятилетие XX века. Так, за 1991-2000 гг. годовой сток в бассейне р. Вилюй превысил норму на 25-30 %. Сток в бассейнах рек Витим, Олекма и Амга, а также в верхней части бассейна р. Алдан увеличился на 10-20 %. Годовой сток в бассейнах рек северо-востока АТР (бассейны рек Анабар, Оленек, Яна, Индигирка) увеличился на 5-15 %. Незначительное уменьшение стока в пределах 5 % произошло в 1978-2005 гг. в бассейне р. Верхний Енисей.

Зимний сток. Основной особенностью современных изменений сезонного стока рек является увеличение в последние десятилетия их водности в зимний сезон практически на всей территории России (Оценочный доклад..., 2008). На АТР значимые тренды увеличения зимнего стока (40-70 %) отмечаются на левобережных притоках р. Иртыш. В последние 20-25 лет сток зимней межени превысил норму в бассейне р. Лена, а также на реках тундровой и лесотундровой зон Сибири на 10-30 %. В бассейне р. Енисей и на реках Забайкалья увеличение стока в холодный период составило преимущественно 10-20 %. Однако на большинстве рек перечисленных бассейнов положительные тренды являются статически незначимыми.

Весенний сток. В последние десятилетия отмечается уменьшение весеннего стока рек в большинстве регионов России. На АТР уменьшение стока весеннего половодья на 10-25 % в последние два десятилетия произошло в бассейне р. Обь и на 5-15 % на реках Забайкалья. С другой стороны, объем весеннего половодья увеличился на 15-25 % на притоках рек Тобол, Иртыш и на 10-20 % на ряде притоков р. Лена (Витим, Олекма, Амга), и в бассейнах рек Оленек и Колыма (Оценочный доклад..., 2008).

Летне-осенний сток. Для Азиатской территории России изменения летне-осеннего стока неоднозначны. Наиболее значительное увеличение

стока (на 25-50 %) произошло на реках, где наблюдалось увеличение зимнего стока - это левобережные притоки рек Иртыш и Тобол, а также реки бассейна р. Лена (Витим, Олекма, Амга), где сток увеличился на 10-20 %, и реки Северо-Востока (Оленек, Яна, Индигирка) - на 15-30 %.

Скорость ветра

Средняя годовая скорость ветра за 1936-2006 гг. почти на всей территории России уменьшилась, особенно сильно на Европейской территории России, где коэффициенты линейных трендов скорости ветра составили $-0,3 \div -0,6$ м/с за 10 лет (Оценочный доклад..., 2008). Наибольшие отрицательные значения коэффициентов линейных трендов числа штилей (-60 и более за 10 лет) приходятся на север Западной и Центральной Сибири и на Забайкалье. Резкое уменьшение повторяемости штилей в некоторых из этих районов (север Центральной и Восточной Сибири, Забайкалье) в сочетании с большой долей штилей в общем числе измерений приводит к росту, а не к уменьшению среднегодовой скорости ветра.

Выводы

1. В АТР в целом за год и во все сезоны, кроме зимы, имеет место потепление. За период 1976-2012 гг. суммарное среднегодовое увеличение температуры составило $0,3$ °C за 10 лет. Потепление наиболее существенно в летний и весенний периоды $0,5$ °C/10 лет.

2. Тренд средних годовых сумм осадков в регионе Прибайкалья и Забайкалья в 1976-2012 гг. составляет $1,1$ мм/месяц за 10 лет и описывает 14 % межгодовой изменчивости. В Азиатской части России зимой сохраняется тенденция к уменьшению осадков и к увеличению их в остальные сезоны.

3. На АТР наблюдается разнонаправленное поведение речного стока. Отмечаются значимые тренды увеличения зимнего стока. Весной и в летне-осенний период наблюдается как увеличение, так и уменьшение стока.

4. За 1936-2006 гг. почти на всей территории России средняя годовая скорость ветра уменьшилась.

3.2. Изменения климатических и гидрологических характеристик оз. Байкал в период инструментальных наблюдений

3.2.1. Климатические характеристики

Температура воздуха. Региональные изменения температуры воздуха в Восточной Сибири, в том числе в регионе оз. Байкал, в целом отражают положительную тенденцию изменения температуры Северного полушария на протяжении второй половины XIX - начала XXI века (рис. 3.2). За период наблюдений по данным метеостанции Бабушкин (1896-2015 гг.) годовая температура увеличилась со средней скоростью 1,4 °C за 100 лет.

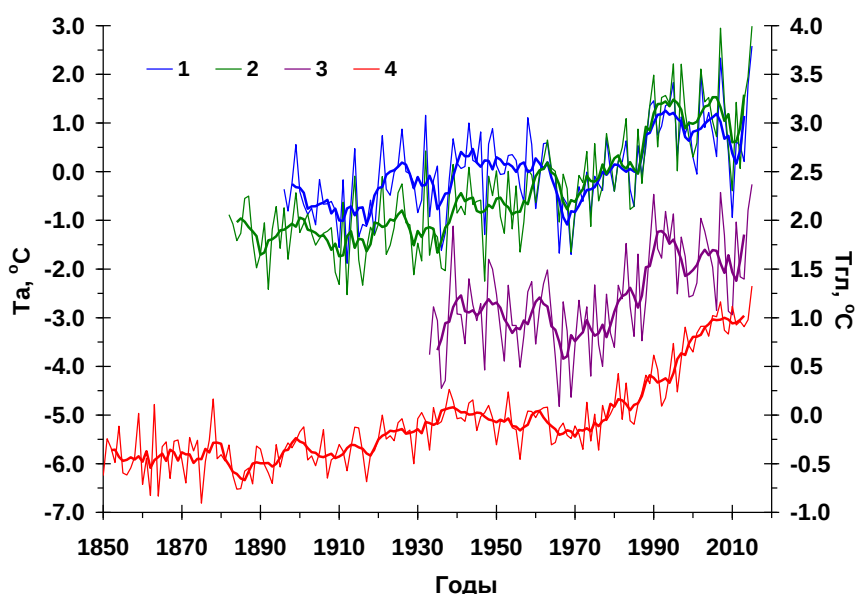


Рис. 3.2. Годовая температура воздуха на метеостанциях Бабушкин (1), Иркутск (2), Нижнеангарск (3) (T_a) и в Северном полушарии ($T_{гл}$) (4) от начала постоянных измерений до 2015 г. Текущие и 5-летние сглаженные значения

Таким образом, темпы роста потепления в районе оз. Байкал в 2 раза превосходили темпы роста температуры Северного полушария (тренд годовых значений которой за последние 100 лет составил 0,7 °C), но были ниже, чем над окружающей сушей (в г. Иркутск тренд температуры воздуха составил 2,3 °C за 100 лет), что могло быть следствием значительной тепловой инерции огромной водной массы озера (23000 км³), влияние

которой на окружающее пространство ограничивается пределами горного обрамления озера (Верболов и др., 1965).

Общей особенностью хода температуры воздуха Северного полушария и температуры в районе оз. Байкал является ее понижение от 1950-х к началу 1970-х годов и значительное повышение в последующем, которое происходило в целом для Северного полушария и для всей территории России до 2015 г. На Байкале рост температуры сменился после 1995 г. ее заметным снижением до 2010 г. Такой характер изменения температуры фиксируется на юге и севере озера (метеостанция Нижнеангарск), а также в г. Иркутске (рис. 3.2).

Анализ показывает, что в изменении годовой температуры в районе оз. Байкал хорошо выделяются короткие (2-7 лет) и длительные (внутривековые) циклы, продолжительностью около 20 лет, с выраженными фазами повышения и понижения (рис. 3.2). В XX столетии наблюдаются два полных цикла (1912-1936 гг. и 1937-1969 гг.) и фазы двух неполных циклов - понижения с 1896 до 1911 гг. и подъема с 1971 г. до 1995 гг. (Куимова, Шерстянкин, 1998). Фаза подъема в конце столетия отличается от аналогичных фаз в полных циклах аномально большей продолжительностью (около 25 лет) и величиной роста температуры воздуха (на $2,1^{\circ}\text{C}$) (Шимараев и др., 2002). В период 1996-2010 гг. тренд температуры воздуха становится отрицательным. В 2011-2015 гг. наметилась тенденция повышения температуры. Несмотря на наблюдаемые тенденции в 2002, 2007 и 2015 гг. отмечались максимальные значения годовой температуры воздуха за весь период наблюдений.

Наиболее значительное потепление приходилось на зиму и весну (соответственно на $1,8$ и $1,6^{\circ}\text{C}$ за 100 лет), летом и осенью скорость его была меньше (соответственно $1,3$ и $1,4^{\circ}\text{C}$) (рис. 3.3). Тренды температуры во все сезоны и в целом за год достаточно устойчивы - их достоверность превышает 5 % уровень значимости. Из отдельных месяцев максимальными приращениями температуры ($2,0^{\circ}\text{C}$) выделяются январь и май,

минимальными (0,2-0,5 °C) август и октябрь; в марте, июле и декабре приращение было 0,8 °C, в феврале и ноябре 1,2 °C, в апреле, июне, сентябре 0,7-0,9 °C. Внутривековая цикличность проявляется во все сезоны. Вместе с тем близость характеристик циклов (их границы, продолжительность самих циклов и фаз повышения и понижения) отмечается только для годовых, весенних и летних температур. Осенью и зимой циклы менее выражены, границы их не совпадают с циклами, отмеченными для весны и лета.

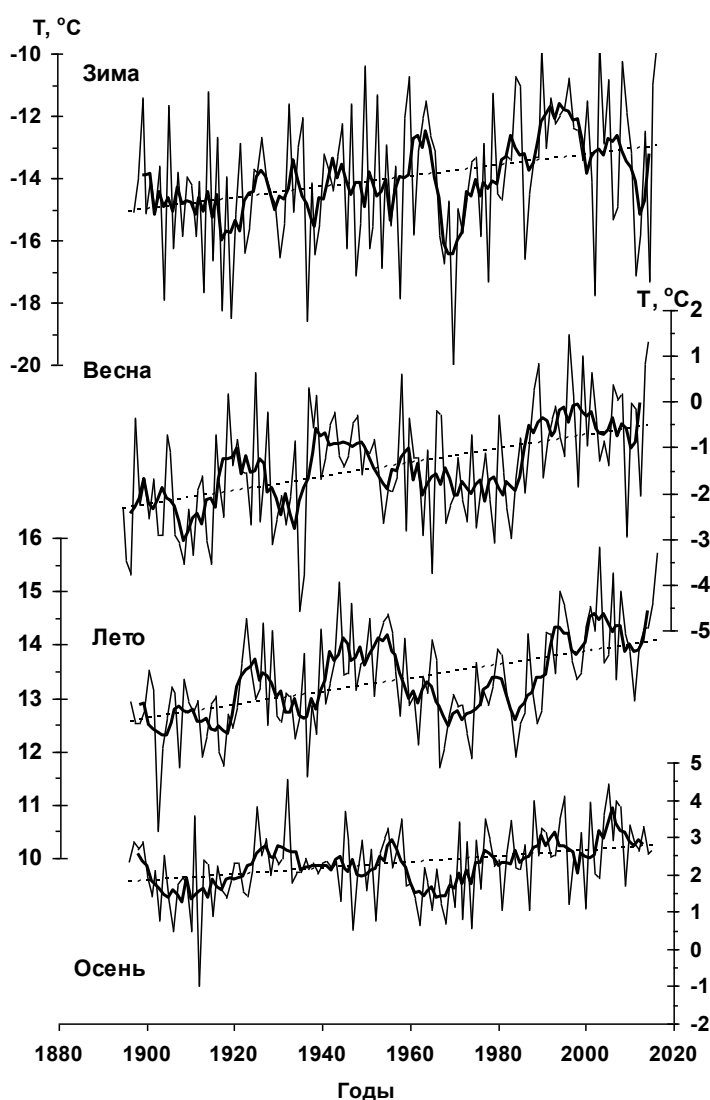


Рис. 3.3. Изменение сезонной температуры воздуха на метеостанции Бабушкин в Южном Байкале в 1896-2015 гг. текущие (тонкая линия), 5-летние сглаженные (толстая линия) значения и линейный тренд

Потепление с начала 1970-х до середины 1990-х годов оказалось общим для всех сезонов и месяцев. Потепление в зимние месяцы в этот

период, как и в целом за все столетие, внесло наибольший вклад в повышение средней годовой температуры воздуха.

Скорость ветра. За последние 60-65 лет над котловиной оз. Байкал, как и над всей территорией России (Оценочный доклад..., 2008), происходило уменьшение годовых и сезонных значений скорости ветра (рис. 3.4).

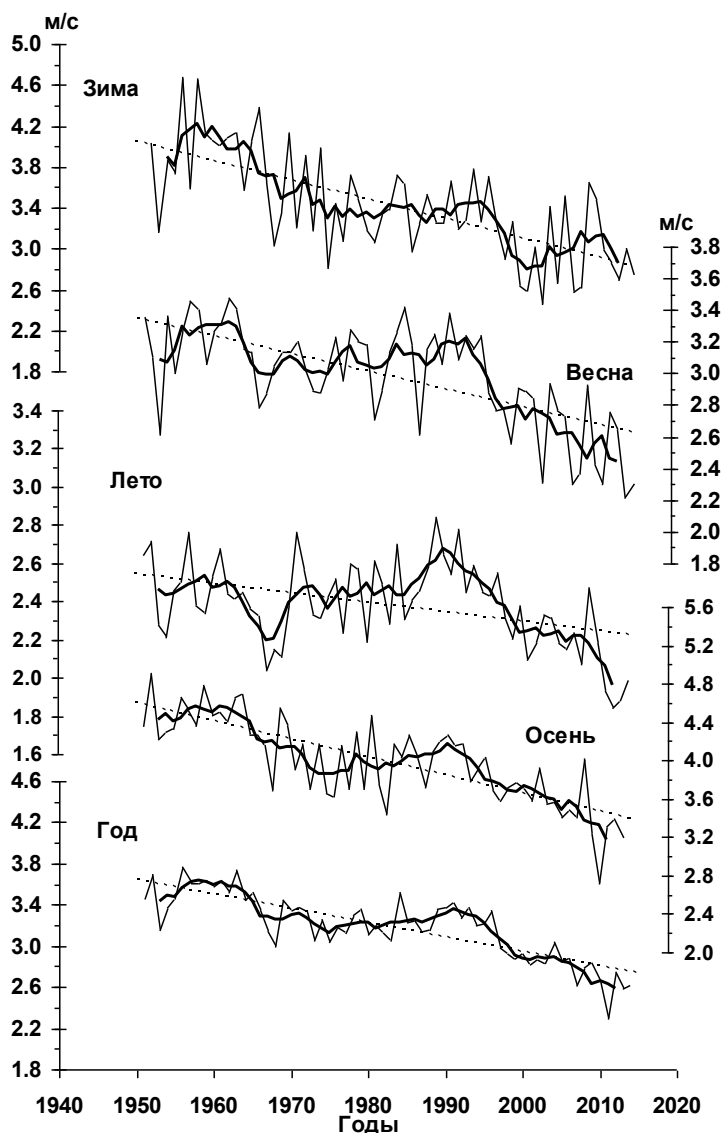


Рис. 3.4. Изменение сезонной и годовой скорости ветра, осредненной по данным байкальских метеостанций в 1951-2015 гг. текущие (тонкая линия), 5-летние сглаженные (толстая линия) значения и линейный тренд

Годовая, весенняя и летняя скорости ветра уменьшались со средней скоростью 0,1 м/с за 10 лет, а скорости ветра зимой и осенью понижались в 2

раза быстрее. Тренды во все сезоны и в целом за год достаточно устойчивы - их достоверность превышает 1 % уровень значимости. Во все сезоны очень заметны внутривековые колебания скорости ветра, особенно в период с начала 1970-х до начала 1990-х гг.

Атмосферные осадки. Вследствие сложной физической природы явления и неоднородности инструментальных наблюдений изменения атмосферных осадков изучены значительно хуже, чем изменения температуры воздуха. Это связано с тем, что до 1966 г. данные об атмосферных осадках, как правило, считаются неоднородными из-за переноса отдельных метеостанций, смены приборов наблюдений, введения поправки на смачивание осадкомеров. После 1966 г. методика измерений и обработки осадков не изменялась, и их ряды можно считать однородными.

Общей тенденцией изменения атмосферных осадков на акваторию оз. Байкал за весь период наблюдений в 1951-2015 гг. на фоне значительного роста температуры воздуха было увеличение с небольшим положительным трендом (рис. 3.5), что характерно для всех регионов Сибири и в целом для территории России (Доклад..., 2011; 2014). Статистически значимый тренд ($p < 0,05$) обнаруживается только для весенних осадков и составляет 1,8 мм/10 лет.

В межгодовой изменчивости атмосферных осадков, выпадающих на акваторию оз. Байкал, практически отсутствуют одновременные долговременные тенденции. Обнаруженные тренды обладают временной неустойчивостью, причиной которой является характерный для атмосферных осадков циклический характер их колебаний. Смена влажных и сухих периодов определяет знак и величину тенденций.

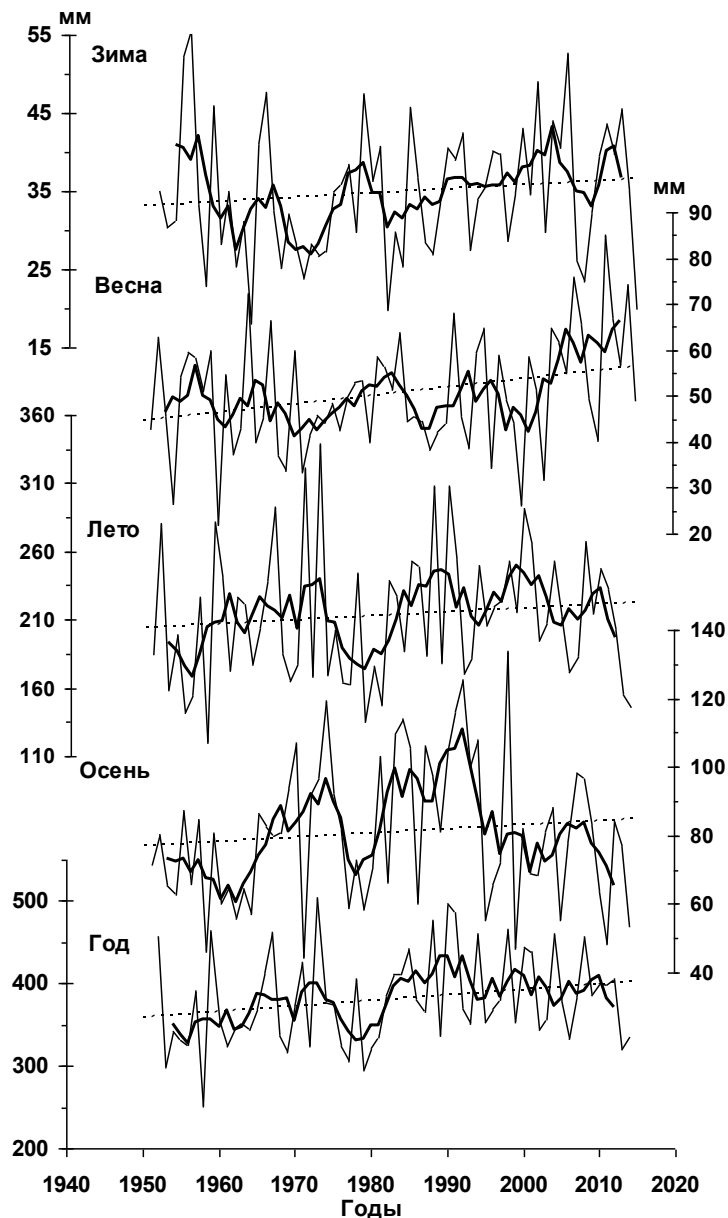


Рис. 3.5. Изменение сезонных и годовых атмосферных осадков, осредненных по данным байкальских метеостанций в 1951-2015 гг. Текущие (тонкая линия), 5-летние сглаженные (толстая линия) значения и линейный тренд

В бассейнах рек Баргузин и Селенга в 1966-2015 гг. отмечался небольшой отрицательный тренд годовых атмосферных осадков (рис. 3.6), тогда как в котловине оз. Байкал и бассейне р. Верхняя Ангара имел место слабый положительный тренд (тренды статистически незначимы).

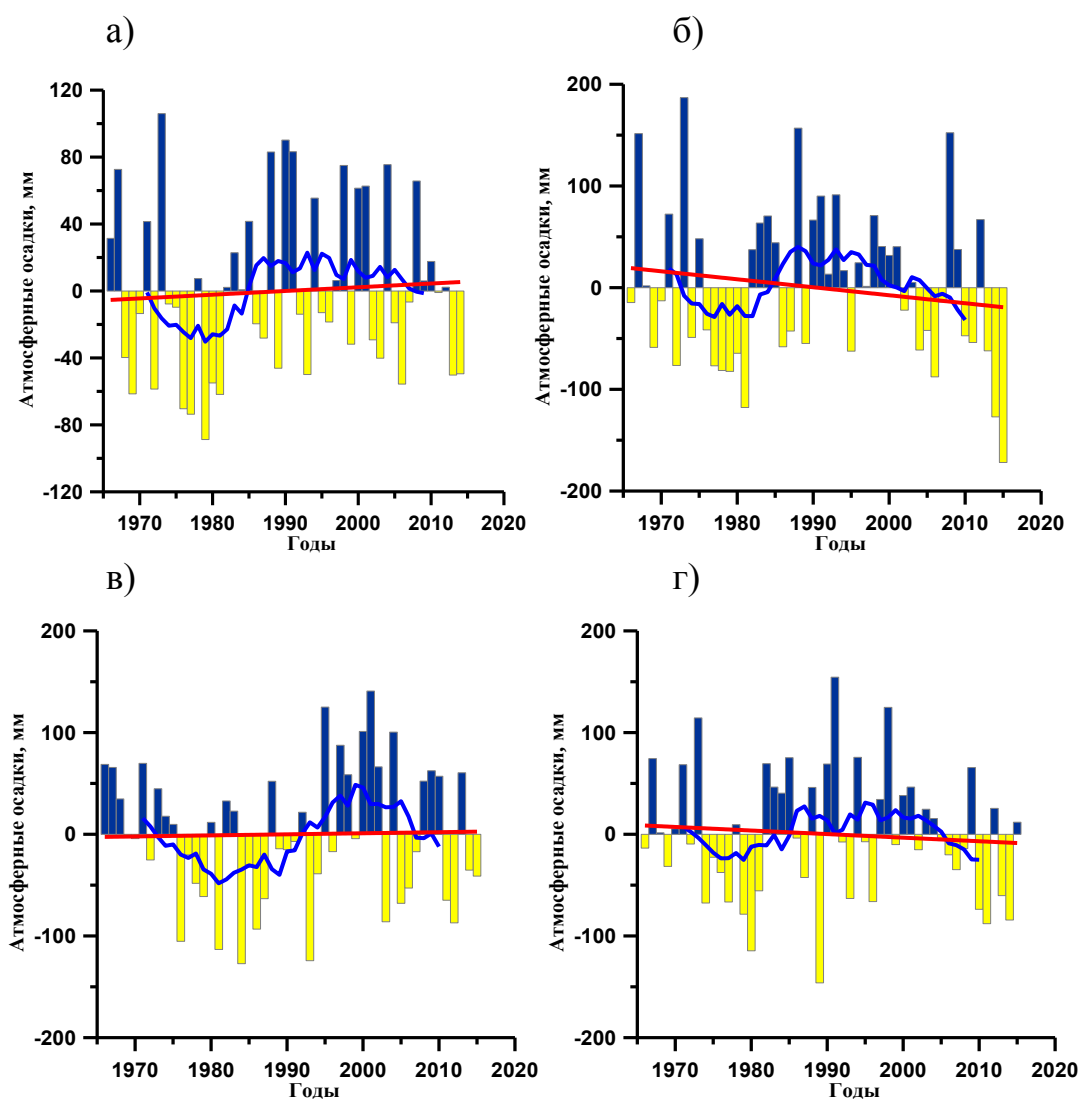


Рис. 3.6. Годовые атмосферные осадки, осредненные по данным байкальских метеостанций (а), на станции Баргузин (б), Нижнеангарск (в) и Улан-Удэ (г) в отклонениях от среднего за 1966-2015 гг. Текущие и 11-летние сглаженные значения

3.2.2. Гидрологические характеристики

Ледовые явления. Изменение климата оказало заметное влияние на ледовый режим озера. Данные непрерывных наблюдений с 1869 по 2015 гг. в п. Листвянка в Южном Байкале, восстановленные по опубликованным и рукописным источникам за XIX столетие В.М. Сокольниковым (Верболов и др., 1965), указывают на начавшееся еще в 70-е годы XIX века и продолжавшееся в XX веке "смягчение" ледовых условий. Оно проявлялось в более позднем наступлении ледостава и раннем вскрытии озера (рис. 3.7).

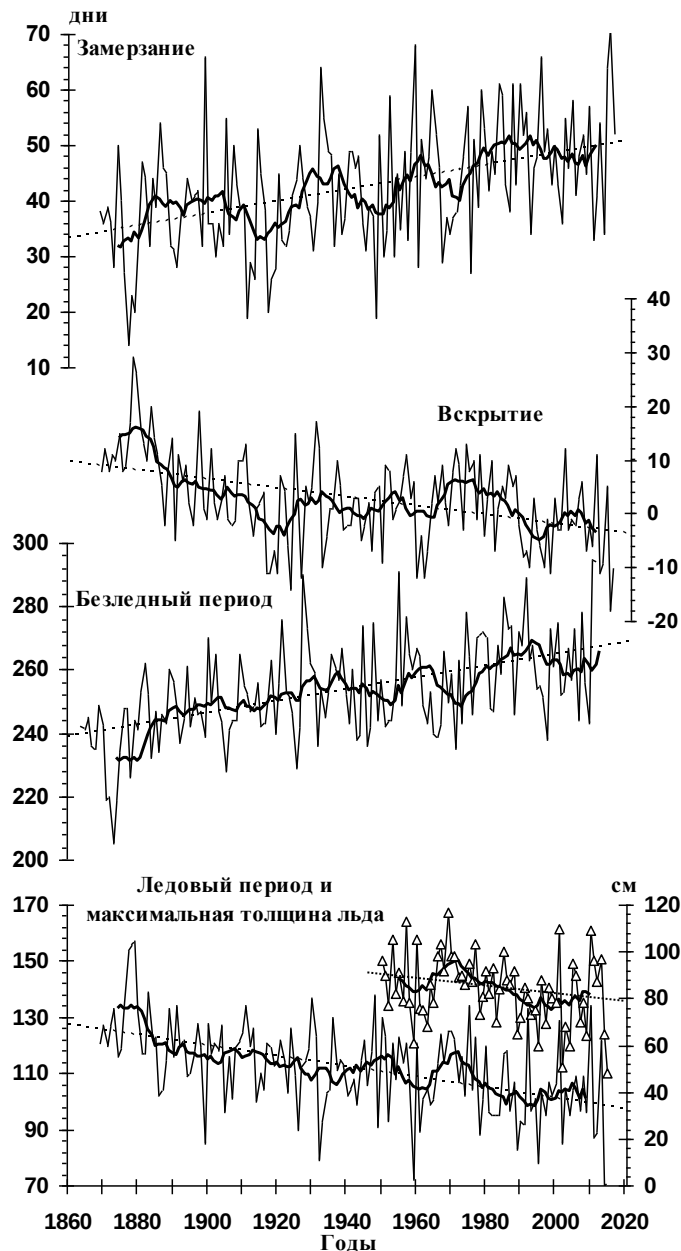
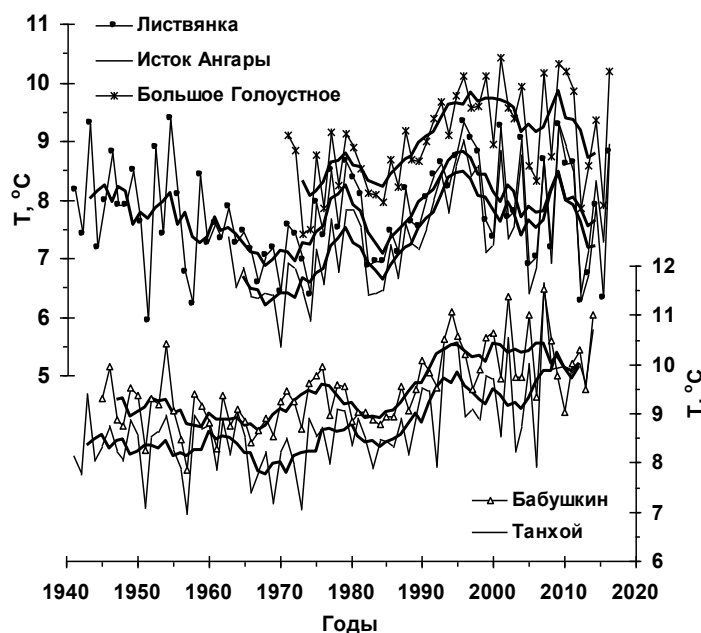


Рис. 3.7. Время замерзания (в днях от 1 декабря) и вскрытия ледяного покрова (в днях от 1 мая), продолжительность безледного и ледового периодов, толщина льда в Южном Байкале, п. Листвянка. Текущие (тонкая линия), 11-летние сглаженные (толстая линия) значения и линейный тренд

Величины трендов за период с 1869 по 2015 гг., значимость которых не ниже 5 %, составили для сроков замерзания 11 суток, для сроков вскрытия - 8 суток за 100 лет, продолжительность безледного периода возросла, а периода ледостава сократилась на 18 суток. По данным наблюдений с 1949 по 2015 гг., смягчение суровости зим приводило к уменьшению максимальной толщины льда со средней скоростью около 0,18 см за год.

Температура поверхности воды. Проявлением потепления в XX столетии является повышение температуры поверхности воды в теплый период (май-сентябрь), происходившее одновременно с ростом температуры воздуха, что отмечено в ряде работ (Шимараев, Домышева, 2002; Троицкая и др., 2003; Шимараев, 2007, 2008). По данным десяти байкальских гидрологических постов отмечается повышение температуры поверхности воды от начала 1970-х к началу-середине 1990-х гг. В Южном Байкале температура повышалась до начала-середины 1990-х гг. с трендом 0,5-0,6 °C за 10 лет (рис. 3.8), а в Среднем и Северном Байкале ее рост с 1970 до 1995 гг. происходил быстрее (0,8-1,1 °C за 10 лет). После 1995 г. характер изменения температуры воды в разных частях озера был неодинаков. В Среднем и Северном Байкале (станции: Солнечная, Хужир, Большой Ушканий, Байкальское, Узур) температура незначительно понижалась к 2005-2010 гг., а затем повышалась к 2015 г. В Южном Байкале у восточного побережья (станции Танхой и Бабушкин) как и за предшествующий период, температура воды возрастала, а у станций западного побережья (п. Листвянка, Исток Ангары, Большое Голоустное) в 1995-2010 гг. отмечается более значительное понижение.

а)



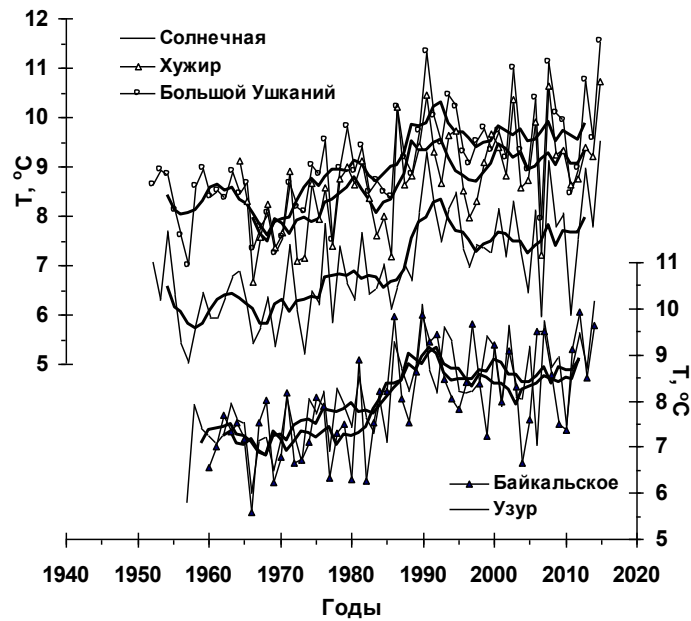


Рис. 3.8. Температура поверхности воды в мае-сентябре у п. Листвянка, станций Исток Ангары, Большое Голоустное, Танхой, Бабушкин (Южный Байкал) (а), Солнечная, Хужир, Большой Ушканий, Узур и Байкальское (Средний и Северный Байкал) (б). Текущие и 5-летние сглаженные значения

Причиной неодинаковых изменений температуры воды после 1995 г. на отдельных станциях могут быть различия глубин и особенности динамики вод прибрежных участков, влияние вод крупных притоков оз. Байкал и другие факторы. Несмотря на снижение температуры в течение большей части периода 1995-2015 гг., в среднем за этот период она превосходила ее значения за предшествующие годы наблюдений. Температура последнего, самого теплого десятилетия в XX столетии, превысила температуру холодного десятилетия 1964-1975 гг. на 0,9-1,5 °C в Южном Байкале и на 1,8-2,0 °C в Среднем и Северном.

В последние 60-70 лет в среднем по данным байкальских гидрологических постов постепенно возрастала температура поверхности и верхних слоев воды в теплую часть года. Положительный тренд в 1952-2014 гг. составил 0,3 °C за 10 лет ($p < 0,001$).

Суммарный приток в оз. Байкал. Общей тенденцией в изменении суммарного годового речного притока в оз. Байкал в течение столетия (1901-2014 гг.) было его возрастание. Отметим, что данные о притоке с 1901 по 1932 г. были восстановлены (Афанасьев, 1960). Величина тренда за период инструментальных измерений с 1933 до 2014 г. составила $-3,5 \text{ км}^3$ за 100 лет (тренд статистически незначим). Как и для температуры воздуха, в изменении притока выделяются внутривековые циклы длительностью 20 - 35 лет (Афанасьев, 1960, 1967) - 1904-1929, 1930-1958, 1959-1979, 1980-2014 гг. (рис. 3.9).

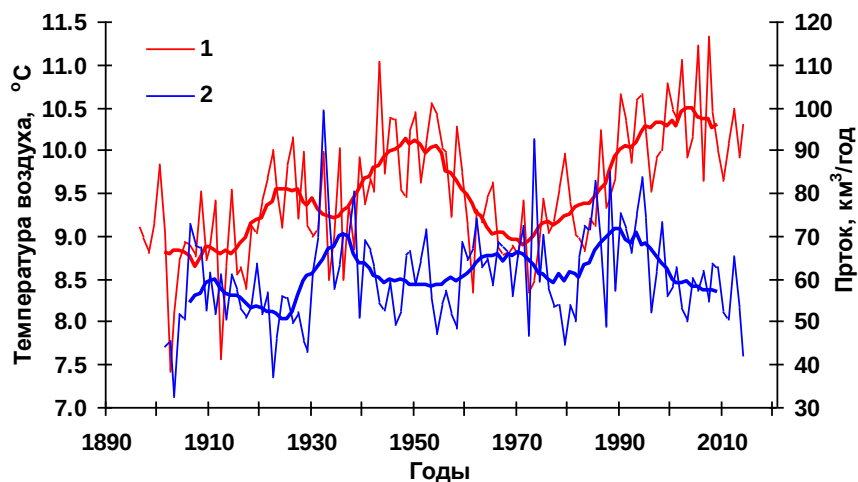


Рис. 3.9. Средняя температура воздуха в мае-октябре в Южном Байкале (метеостанция Бабушкин) (1) и суммарный годовой приток воды в оз. Байкал (2). Текущие (тонкая линия) и 11-летние сглаженные (толстая линия) значения

При сравнении циклов притока воды и температуры воздуха выявлена их противофазность в период до 1970-х годов (Шимараев и др., 2002). Фазе подъема или понижения одной величины соответствует противоположное по знаку изменение другой, а годы наступления противоположных экстремальных (минимальных и максимальных) значений достаточно близки. Наиболее вероятным объяснением этой закономерности является внутривековая цикличность процессов зонального западного переноса воздушных масс в теплый период года, на который приходится около 80 %

годовой суммы атмосферных осадков, и притока воды в озеро. Усиление этого типа атмосферных процессов должно сопровождаться увеличением количества осадков и понижением температуры воздуха, а ослабление - усилением континентальности климата с повышением температуры воздуха и уменьшением количества атмосферных осадков. После 1970 г. до начала 1990-х гг. эта закономерность нарушалась, но после 1990 г. она снова восстановилась.

Основные притоки оз. Байкал

Приток в оз. Байкал формируется в результате впадения в озеро его основных рек, вклад которых в процентном соотношении составляет: р. Селенга - 48,5 %, р. Верхняя Ангара - 14,3 %, р. Баргузин - 7,5 %, сток рек южного побережья - 11,2 %, западного побережья - 8 %, и остальных рек - 10,5 % (Волошин, 2008).

Река Селенга - основной приток оз. Байкал. Ее водосборная площадь занимает 447 060 км², почти 83 % всей площади бассейна озера. Река Селенга берет начало на территории Монголии, где находится две трети ее водосбора. Длина реки составляет 1024 км, в том числе 409 км в пределах России. По данным гидрологического поста разъезд Мостовой, среднемноголетний годовой объем стока (1934-2014 гг.) р. Селенги равен 28,4 км³, наибольший объем стока составляет 46,6 км³, наименьший - 16,0 км³. Для стока р. Селенга, также как и для притока в оз. Байкал, наиболее значимыми являются 26-27-летние циклы (рис. 3.10), а также 11-летние циклы. Первые характерны для глобальной атмосферной циркуляции, вторые - для солнечной активности. Величина тренда по данным за период инструментальных измерений с 1934 до 2014 г. составила -8,3 км³ за 100 лет (значимость тренда на уровне 5 %).

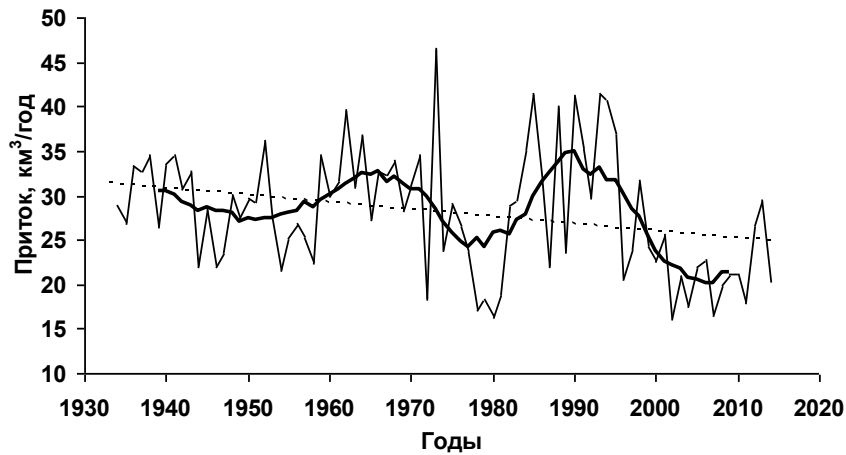


Рис. 3.10. Годовые (тонкая линия) и 11-летние сглаженные (толстая линия) значения стока р. Селенга - рзд. Мостовой

Река Верхняя Ангара впадает в северную оконечность оз. Байкал, ее водосборная площадь составляет 21400 км². Средний многолетний годовой расход воды за 1939-2014 гг. по данным гидрологического поста Верхняя Заимка - 8,5 км³, наибольший - 12,8 км³, наименьший - 5,9 км³. Основной источник питания - талые и дождевые воды. Зимний сток незначителен. В стоке р. Верхняя Ангара отмечается положительный тренд притока - 2 км³ за 100 лет ($p < 0,01$), в последнее десятилетие наблюдается значительный подъем водности (рис. 3.11), возможно, также связанный с глобальным изменением климата, то есть с увеличением атмосферных осадков, в основном, в зимний период, вследствие усиления западного переноса воздушных масс.

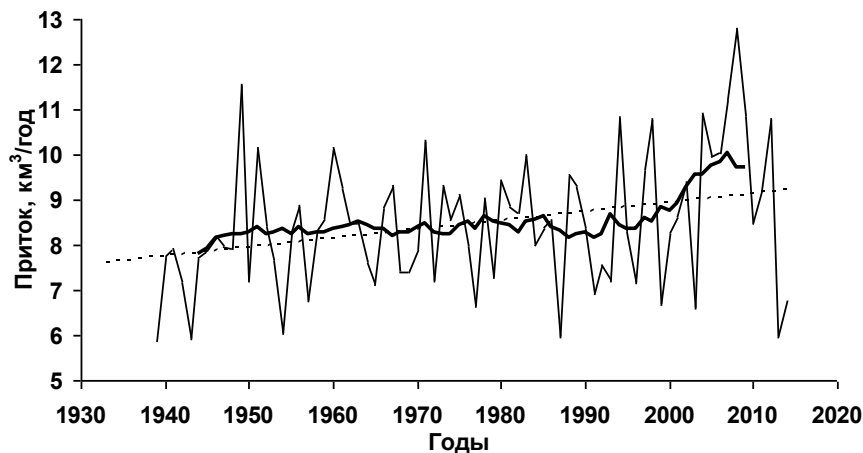


Рис. 3.11. Годовые (тонкая линия) и 11-летние сглаженные (толстая линия) значения стока р. Верхняя Ангара - с. Верхняя Заимка

Река Баргузин является третьим по величине длины и площади водосборного бассейна притоком оз. Байкал. Эти показатели соответственно равны 387 км и 21 220 км². По данным гидрологического поста с. Баргузин, среднемноголетний годовой (1933-2014 гг.) объем стока реки равен 4,0 км³, наибольший составил 6,8 км³, наименьший - 2,3 км³. Отмечается слабый отрицательный, но статистически незначимый тренд притока р. Баргузин -0,1 км³ за 100 лет (рис. 3.12).

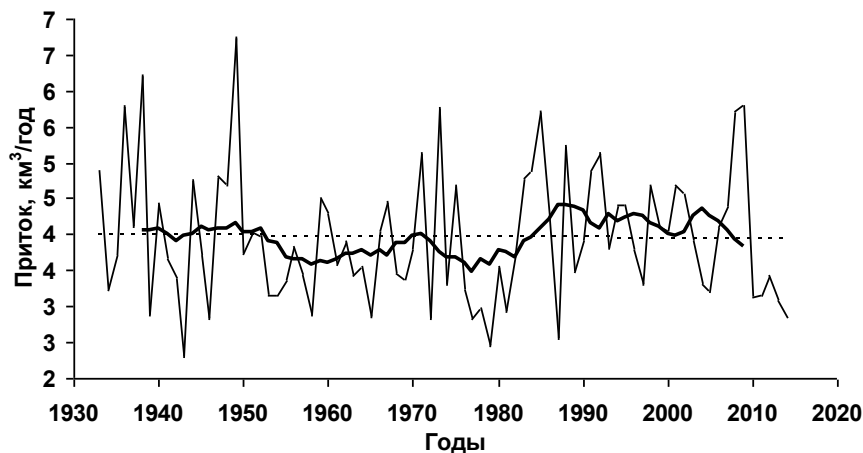


Рис. 3.12. Годовые (тонкая линия) и 11-летние сглаженные (толстая линия) значения стока р. Баргузин - с. Баргузин

Внутригодовое распределение стока основных притоков оз. Байкал представлено на рис. 3.13. Приток воды рек значительно меняется в течение года. Основная его часть приходится на май-сентябрь и связана с весенним таянием снегов и летними атмосферными осадками.

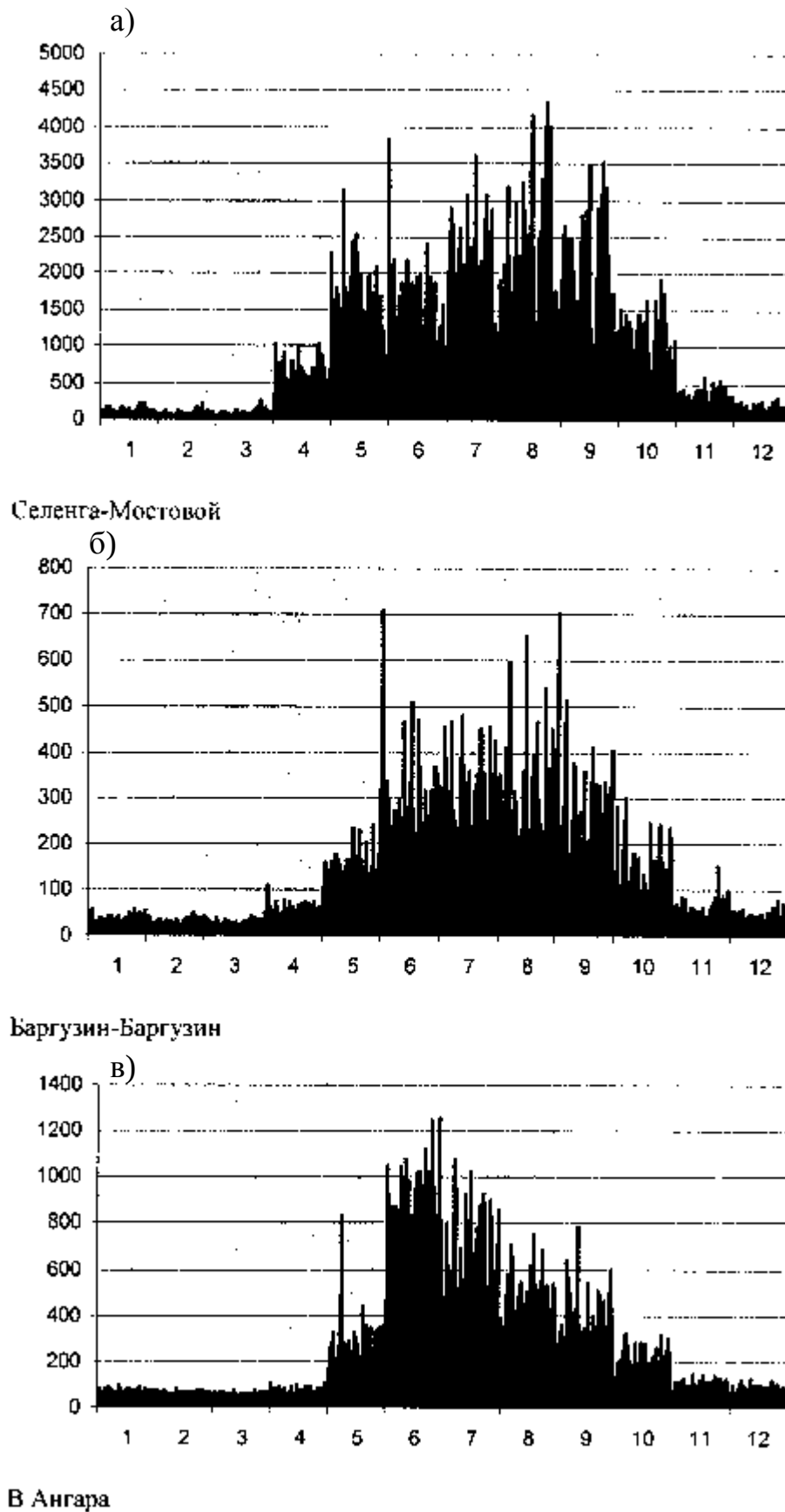


Рис. 3.13. Внутригодовое распределение стока рек Селенга - рзд. Мостовой (а), Баргузин - п. Баргузин (б), В.Ангара - с. Верхняя Заимка (в)

Уровень оз. Байкал. По данным с 1900 по 2014 гг. наблюдается внутривековая цикличность многолетних колебаний годового уровня воды оз. Байкал (рис. 3.13). Вековой тренд и квазициклические колебания проявляется с временным масштабом порядка 30 и 5-7 лет (Шимараев и др., 2002; Выручалкина, 2004; Филатов и др., 2016). После строительства плотины Иркутской ГЭС на р. Ангара в 56 км от ее истока и наполнения Иркутского водохранилища (1956-1958 гг.) с 1959 г. уровень оз. Байкал повысился на 80 см и является зарегулированным, этот период совпал с начавшимся после 1958 г. внутривековым циклом его колебаний. В результате несбалансированного регулирования в период маловодья в 1970-х - начале 1980-х гг. была допущена глубокая сработка многолетней регулирующей емкости озера (Выручалкина Т.Ю., 2004). По измеренным значениям выделена естественная составляющая колебаний уровня в период зарегулированного режима, в течение столетия показаны возрастание притока и внутривековые циклы притока около 30 лет (Шимараев, 2002; Выручалкина, 2004). Ход годового уровня за последние 40 лет прошел полный цикл.

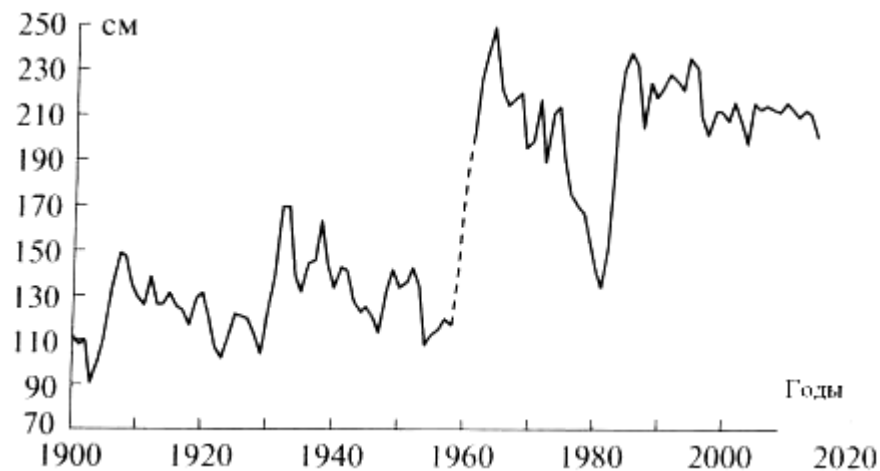


Рис. 3.13. Уровень озера Байкал (Филатов и др., 2016)

С 1959 по 2015 гг. несмотря на повышения уровня выше нормального подпорного уровня и снижения в отдельные годы уровня мертвого объема, по абсолютной и внутривековой амплитуде колебаний, времени наступления

сезонных экстремумов, скорости подъемов и спадов не значительно отличались от соответствующих показателей, характерных для естественных условий (Синюкович, 2016). Внутригодовая амплитуда уровня существенно уменьшилась с 2001 г., диапазон допустимых колебаний сузился вдвое (в соответствии с решением Правительства Российской Федерации). В маловодные годы (с 2014 по 2016 гг.) произошло снижение уровня до ниже допустимого максимума 456 м.

Выводы

1. За период наблюдений (1896-2015 гг.) годовая температура воздуха в районе оз. Байкал увеличивалась со средней скоростью 1,4 °С за 100 лет, а температура зимы, весны, лета и осени на 1,8, 1,6, 1,3 и 1,4 °С за 100 лет, соответственно.

2. Общей тенденцией изменения атмосферных осадков на акваторию оз. Байкал в 1954-2015 гг. на фоне значительного роста температуры воздуха было увеличение с небольшим положительным трендом, что характерно для всех регионов Сибири (Доклад..., 2011). В тоже время в бассейнах рек Баргузин и Селенга в 1966-2015 гг. отмечался небольшой отрицательный тренд годовых атмосферных осадков, тогда как в бассейне р. Верхняя Ангара имел место слабый положительный тренд.

3. За последние 65 лет в котловине оз. Байкал наблюдалось уменьшение как годовых, так и сезонных значений скоростей ветра.

4. Продолжительность ледостава в 1869-2015 гг. сократилась на 18 суток. В период 1949-2015 гг. толщина льда уменьшалась в среднем на 0,18 см за год.

5. Общей тенденцией в изменении суммарного годового речного притока в оз. Байкал в течение столетия (1901-2014 гг.) было его возрастание, а за период инструментальных измерений (1933-2014 гг.) величина тренда составила -3,5 км³ за 100 лет (тренд статистически незначим). Как и для температуры воздуха, в изменении притока выделяются внутривековые циклы длительностью 20-35 лет - 1904-1929, 1930-1958, 1959-1979,

1980-2014 гг. Отрицательный тренд притока отмечается для рек Баргузин и Селенга (-0,1 и -8,3 км³ за 100 лет соответственно), положительный для р. Верхняя Ангара (2 км³ за 100 лет). Для стока р. Селенга наиболее значимыми являются 26-27-летние и 11-летние циклы.

6. По наблюдениям в последние 60-70 лет постепенно возрастала температура поверхности и верхних слоев воды в теплую часть года. Положительный тренд в 1952-2014 гг. составил 0,3 °C за 10 лет ($p < 0,001$).

7. По данным с 1900 по 2014 гг. наблюдается внутривековая цикличность многолетних колебаний годового уровня воды оз. Байкал. Вековой тренд и квазициклические колебания проявляется с временным масштабом порядка 30 и 5-7 лет.

ГЛАВА 4. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОД ВЛИЯНИЕМ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

В основе многолетних изменений глобальной приземной температуры воздуха лежат региональные аномалии, изучение которых является очень важным для получения информации о климатической изменчивости. Во многих работах показано, что крупномасштабные положительные аномалии зимней температуры воздуха, повторяемость которых значительно возросла в последние десятилетия, связаны с изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции (Варламов и др., 1998; Шмакин, Попова, 2005; Попова, Шмакин, 2010; Панин и др., 2010; Tood, Mackay, 2003; Шимараев, 2007). Должно быть, во внетропических широтах региональные неоднородности поля температуры обусловлены действием крупномасштабной атмосферной циркуляции.

4.1. Температура воздуха (T_a) и циркуляция атмосферы

Зимой (декабрь-февраль) температура воздуха находится в прямой зависимости от АО ($r=0,56$), NAO ($r=0,45$) и EAWR ($r=0,32$) и в обратной - от SCAND ($r=-0,59$) и Sh ($r=-0,58$). Уравнение множественной линейной регрессии учитывает 61 % изменчивости T_a ($R^2=0,61$) с основным вкладом SCAND (58 %), Sh (29 %) и NAO (13 %) и имеет следующий вид

$$T_{a \text{ XII-II}} = -15,4 - 1,3 \text{SCAND} - 1,0 \text{Sh} + 0,8 \text{NAO}.$$

Уравнение регрессии позволяет воспроизвести разные по продолжительности колебания T_a , включая большинство лет с ее аномальными значениями при величине стандартной ошибки $S = \pm 1,4$ °C (рис. 4.1).

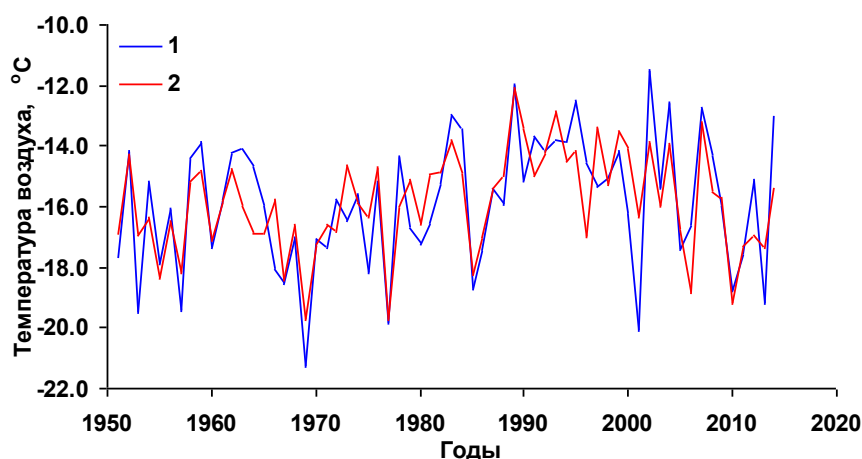


Рис. 4.1. Температура воздуха зимой, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Оценка применимости уравнения множественной линейной регрессии на примере зимней температуры воздуха на метеостанции Бабушкин

Для периода с 1950 по 2000 гг. получено уравнение множественной линейной регрессии, которое учитывает 68 % изменчивости T_a ($R^2=0,68$) (красная кривая, рис. 4.2) с основным вкладом SCAND (56 %) и Sh (34 %):

$$T_{a \text{ XII-II}} = -13,2 - 1,4\text{SCAND} - 1,1\text{Sh} + 0,5\text{NAO}.$$

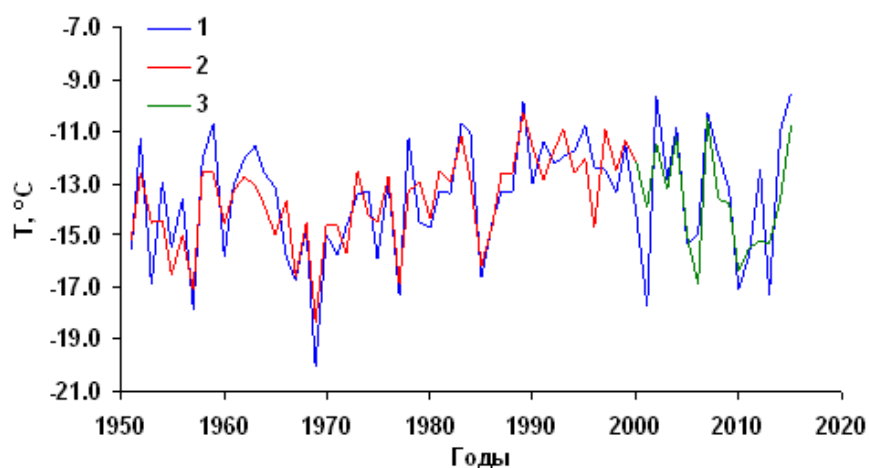


Рис. 4.2. Средняя в декабре-феврале температура воздуха на ст. Бабушкин по наблюдениям (1), расчетам по регрессионной зависимости (2) и прогнозная по уравнению множественной регрессии за 1950-2000 гг. (3)

Далее в указанное уравнение были подставлены уже известные данные индексов циркуляции в период с 2001 по 2015 гг. (зеленая кривая) (рис. 4.2). Коэффициент корреляции между прогнозной T_a для этого периода и полученной по измерениям фактической температуре составил 0,79 (при среднем отклонении $\pm 0,4$ °C).

Весной (март-май) основное влияние на изменение T_a оказывает АО ($r=0,56$), доля которого в учитываемой уравнением изменчивости T_a равна 56 %. Менее тесной становится связь с SCAND ($r=-0,38$) и с Sh ($r=-0,20$) с вкладом 9 % и 8 % соответственно. Значимой оказывается роль WP ($r=-0,36$, вклад 20 %) и EA ($r=0,30$, вклад 7 %). Уравнение множественной регрессии ($R=0,74$) объясняет 55 % изменений T_a (рис. 4.3) при величине $S=\pm 0,8$ °C

$$T_{a \text{ III-V}} = -2,0 + 0,8\text{АО} - 0,7\text{WP} - 0,6\text{SCAND} - 0,2\text{Sh} + 0,4\text{EA}.$$

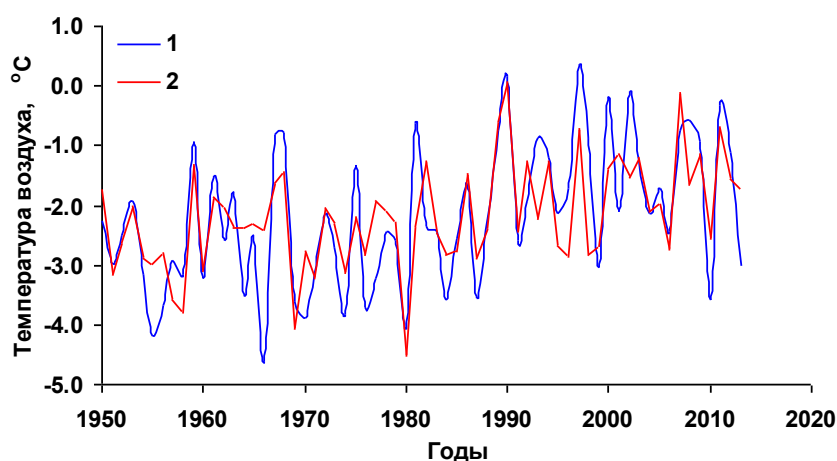


Рис. 4.3. Температура воздуха весной, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Летом (июнь-август) связь T_a с показателями циркуляции атмосферы существенно ослаблена. Значимое влияние на ее изменения оказывают только EA ($r=0,33$, вклад 65 %) и SCAND ($r=-0,28$, вклад 21 %). Уравнение регрессии объясняет 17 % изменений T_a и позволяет описать лишь их долговременную тенденцию в 1950-2015 гг. при $S=\pm 0,8$ °C (рис. 4.4).

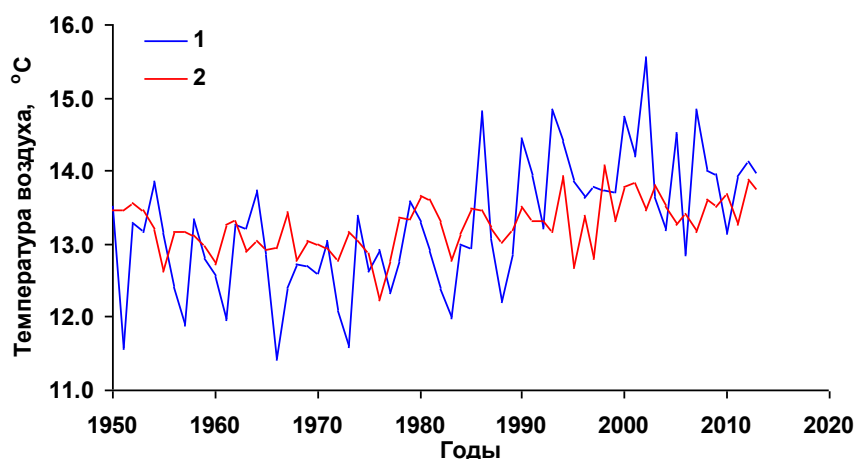


Рис. 4.4. Температура воздуха летом, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Осенью (сентябрь-ноябрь) влияние атмосферных процессов на T_a усиливается. Уравнение регрессии учитывает 38 % колебаний T_a , которые зависят в основном от активности АО ($r=0,52$, вклад 71 %) и SCAND ($r=-0,44$, вклад 19 %)

$$T_{a \text{ IX-XI}} = 1,4 + 1,2\text{АО} - 0,3\text{SCAND}.$$

Несмотря на значимую корреляцию с индексом POL ($r=0,34$), его вклад в изменчивость T_a отсутствует. Межгодовые колебания рассчитанных по уравнению значений температуры воздуха достаточно близки к колебаниям ее фактических значений при $S=\pm 0,8$ °C (рис. 4.5).

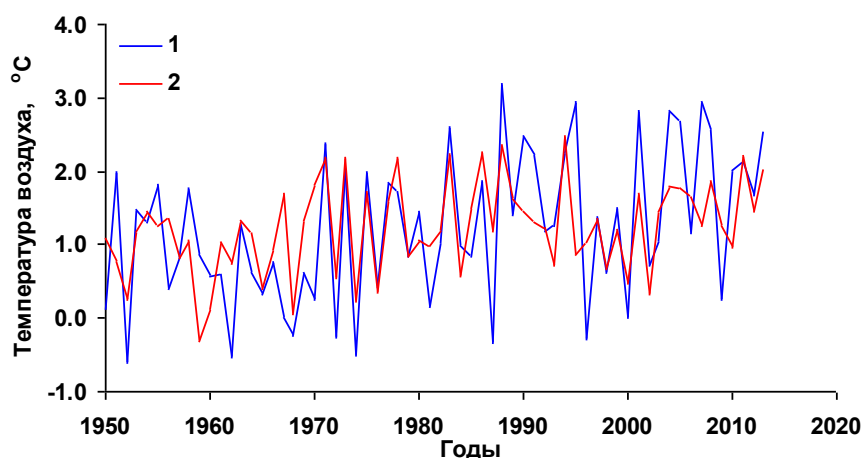


Рис. 4.5. Температура воздуха осенью, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Основную роль в изменчивости годовой температуры играют механизмы циркуляции, характеризующие глобальный западно-восточный перенос или его региональные проявления АО, NAO, EA ($r=0,39\div 0,59$) и блокирующий этот перенос SCAND ($r=-0,49$), Sh ($r=-0,44$). Уравнение регрессии ($R=0,81$, $S=\pm 0,5$ °C) учитывает 66 % изменчивости T_a (рис. 4.6) и имеет следующий вид

$$T_{a \text{ год}} = -0,6 + 1,1\text{AO} + 0,6\text{PNA} - 0,3\text{Sh} - 0,7\text{SCAND} - 0,5\text{WP}.$$

Вклад индексов АО, PNA, Sh, равен 52, 26, 8 % соответственно, SCAND и WP по 7 %.

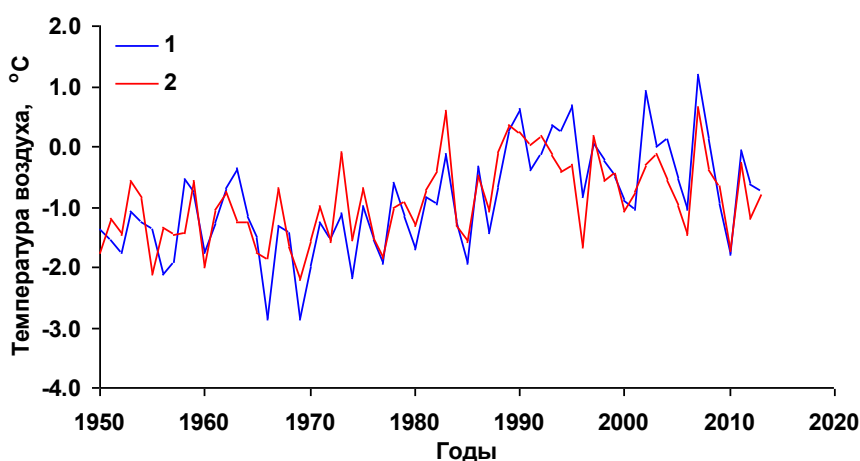


Рис. 4.6. Годовая температура воздуха, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Таким образом, учитываемые Teleconnection Patterns циркуляционные показатели описывают 38-66 % изменений годовой температуры и температуры зимой, весной и осенью. Летом вклад циркуляции в изменение температуры снижается до 17 %. Более значительную роль играет, по-видимому, радиационный прогрев, эффект которого ослабевает при усилении зональной циркуляции (Шимараев, 2008). К основным циркуляционным механизмам, влияющим на повышение годовой и сезонной (кроме летней) температуры в регионе оз. Байкал, относятся АО и NAO, а её понижение - SCAND и Sh. Наряду с этим заметна роль зимой EAWR, весной EA и WP,

летом ЕА. Влияние и вклад других показателей циркуляции статистически незначимы.

Вклад циркуляции в изменение температуры воздуха в течение рассматриваемого периода не остается постоянным. В период возрастания активности зонального переноса (1970-1995 гг.) теснота связи зимней T_a с NAO ($r=0,70$) и АО ($r=0,64$) усилилась, вклад NAO в изменение T_a возрос до 68 %. Теснота связи T_a с SCAND и Sh практически не изменилась ($r=-0,56 \div -0,61$), но вклад SCAND понизился до 5 %, а Sh до 27 %. Влияние других показателей циркуляции оказалось статистически незначимым. Уравнение множественной регрессии для этого периода учитывает изменения температуры воздуха полнее и точнее ($R^2=0,73$, $S=\pm 1,1$ °C) (рис. 4.7), чем уравнение для периода 1950-2015 гг.

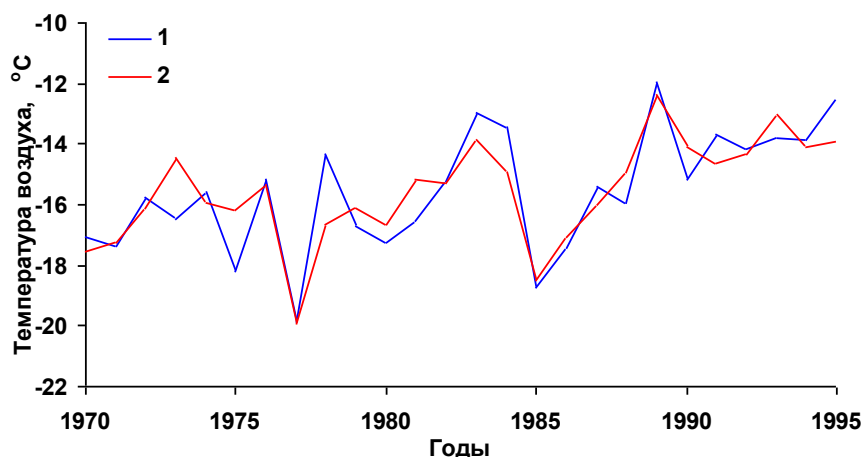


Рис. 4.7. Температура воздуха зимой, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

4.2. Влажность воздуха (e) и циркуляция атмосферы

Влажность воздуха, как и температура, согласованно реагирует на колебания тех же механизмов атмосферной циркуляции, что и для температуры воздуха.

Зимой влажность воздуха находится в прямой зависимости от АО ($r=0,58$), NAO ($r=0,49$) и EAWR ($r=0,30$) и в обратной - от SCAND

($r=-0,62$) и Sh ($r=-0,58$). Уравнение множественной регрессии имеет следующий вид

$$e_{\text{ХИ-П}} = -1,5 - 0,1\text{SCAND} - 0,1\text{Sh} + 0,1\text{NAO}.$$

Оно учитывает 64 % изменчивости влажности воздуха с основным вкладом SCAND (60 %), Sh (25 %) и NAO (15 %) и воспроизводит разные по продолжительности колебания e , включая большинство лет с ее аномальными значениями (рис. 4.8) при величине стандартной ошибки $S = \pm 0,1$ гПа.

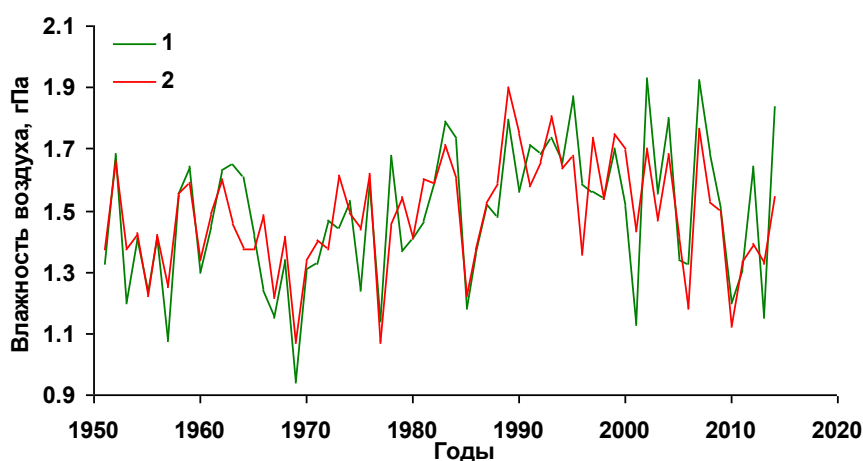


Рис. 4.8. Влажность воздуха зимой, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Весной основное влияние на изменение e , как и на температуру воздуха оказывает АО ($r=0,51$), доля которого в учитываемой уравнением изменчивости влажности воздуха равна 43 %. Менее тесной становится связь с SCAND ($r=-0,42$) с вкладом 13 %. Значимой оказывается роль WP ($r=-0,46$, вклад 30 %). Уравнение множественной линейной регрессии объясняет 61 % изменений влажности воздуха при величине $S=\pm 0,2$ гПа (рис. 4.9) и имеет следующий вид

$$e_{\text{П-В}} = 3,8 + 0,2\text{АО} - 0,2\text{WP} - 0,2\text{SCAND} - 0,1\text{Sh} + 0,1\text{PNA}.$$

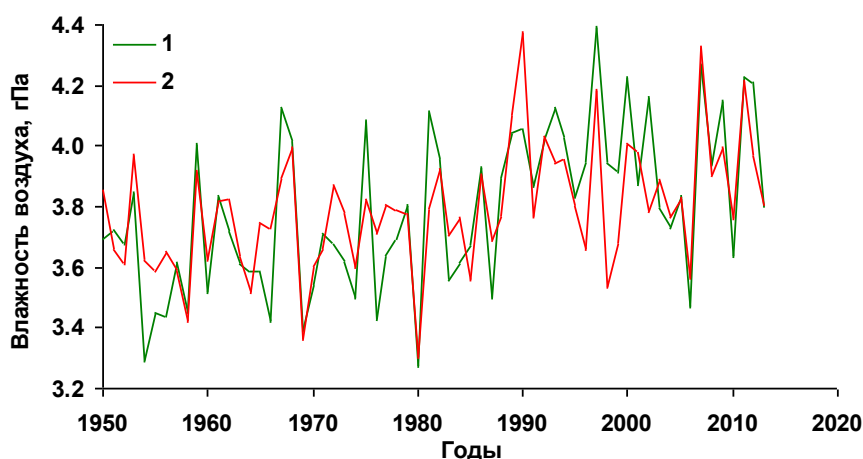


Рис. 4.9. Влажность воздуха весной, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Летом связь e с механизмами циркуляции атмосферы существенно ослаблена. Значимое влияние на изменения влажности воздуха оказывают только ЕА ($r=0,34$, вклад 42 %) и SCAND ($r=-0,32$, вклад 21 %). Уравнение регрессии объясняет 27 % изменений e и позволяет описать лишь долговременную тенденцию в 1950-2013 гг. при $S=\pm 0,6$ гПа (рис. 4.10).

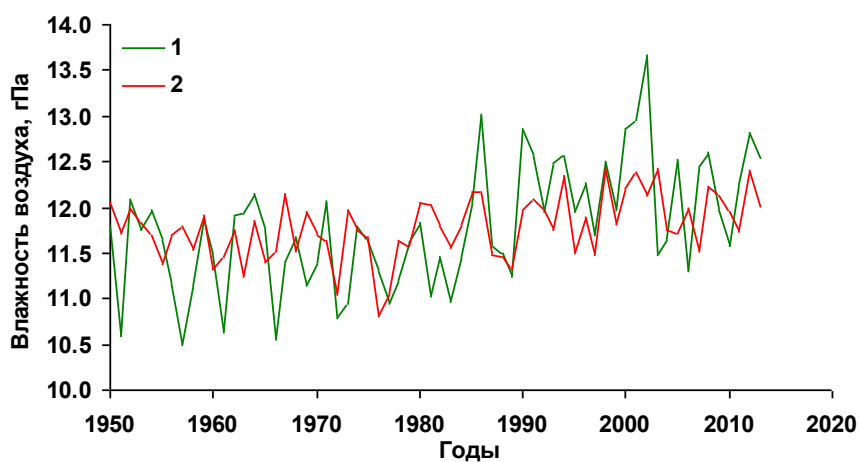


Рис. 4.10. Влажность воздуха летом, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Осенью уравнение регрессии учитывает 29 % колебаний влажности воздуха, которые зависят в основном от активности SCAND ($r=-0,36$, вклад 44 %) и POL ($r=0,25$, вклад 20 %)

$$e_{IX-XI}=5,3-0,1SCAND+0,1POL-0,1Sh+0,3AO.$$

Несмотря на значимую корреляцию e с индексом АО ($r=0,35$), его вклад в изменчивость влажности воздуха составляет только 7 %. Уравнение множественной линейной регрессии позволяет описать только долговременную тенденцию колебаний e в 1950-2013 гг. при $S=\pm 0,3$ гПа (рис. 4.11).

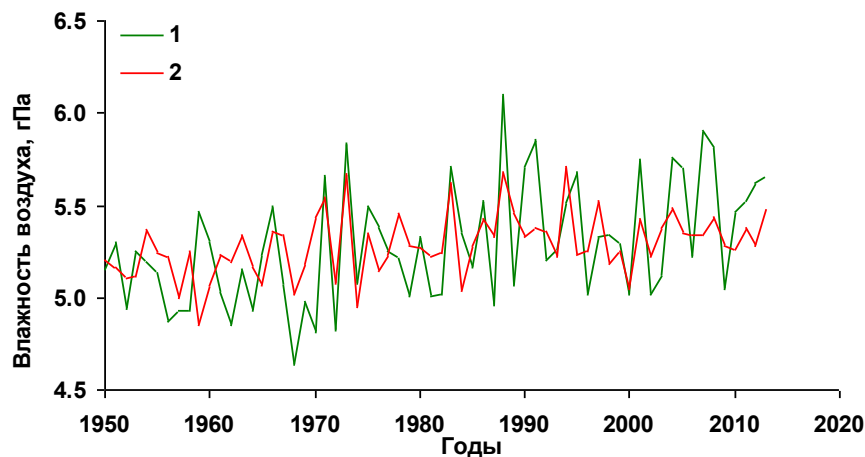


Рис. 4.11. Влажность воздуха осенью, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Основную роль в изменчивости годовой влажности воздуха играют механизмы циркуляции, характеризующие глобальный западно-восточный перенос или его региональные проявления NAO, АО, ЕА ($r=0,28\div 0,48$) и блокирующий этот перенос SCAND ($r=-0,41$) и Sh ($r=-0,25$). Уравнение регрессии ($R=0,70$, $S=\pm 0,2$ гПа) учитывает 49 % изменчивости e (рис. 4.12) с наибольшим вкладом АО (46 %) и ЕА (30 %) и имеет следующий вид

$$e_{\text{год}} = 5,7 + 0,2\text{AO} + 0,2\text{EA} - 0,2\text{WP} - 0,2\text{SCAND} - 0,1\text{Sh}.$$

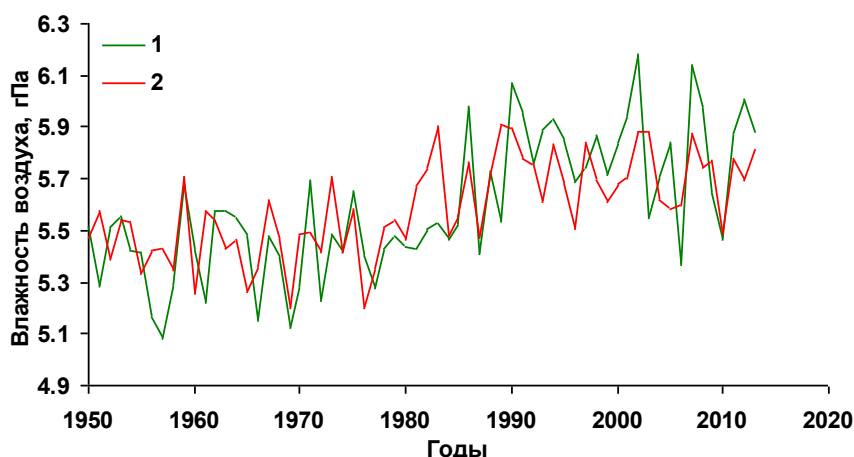


Рис. 4.12. Годовая влажность воздуха, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Таким образом, циркуляционные механизмы описывают 49-64 % изменений годовой влажности воздуха и влажности зимы и весны. Летом и осенью вклад циркуляции в изменение e снижается до 27-29 %. К основным циркуляционным механизмам, влияющим на повышение годовой и сезонной (кроме летней) влажности в регионе оз. Байкал, относятся АО и NAO, а на её понижение - SCAND и Sh. Наряду с этим заметна роль зимой EAWR, весной WP, летом и в целом за год EA, осенью POL. Влияние и вклад других механизмов циркуляции статистически незначимы.

4.3. Скорость ветра (V) и циркуляция атмосферы

Влияние местных особенностей рельефа, бризовой и горно-долинной циркуляции, термического воздействия водной массы озера и других факторов приводит к ослабленной связи скорости ветра с механизмами атмосферной циркуляции.

Зимой значимое влияние на скорость ветра оказывают АО, NAO, EA и PNA ($r = -0,29 \div -0,36$). Уравнение множественной линейной регрессии ($R = 0,65$, $S = \pm 0,4$ м/с) учитывает 42 % изменчивости V (рис. 4.13) и имеет следующий вид

$$V_{\text{XII-II}} = 3,2 - 0,2\text{NAO} - 0,1\text{PNA} - 0,3\text{EA} - 0,2\text{Sh} - 0,3\text{EAWR}.$$

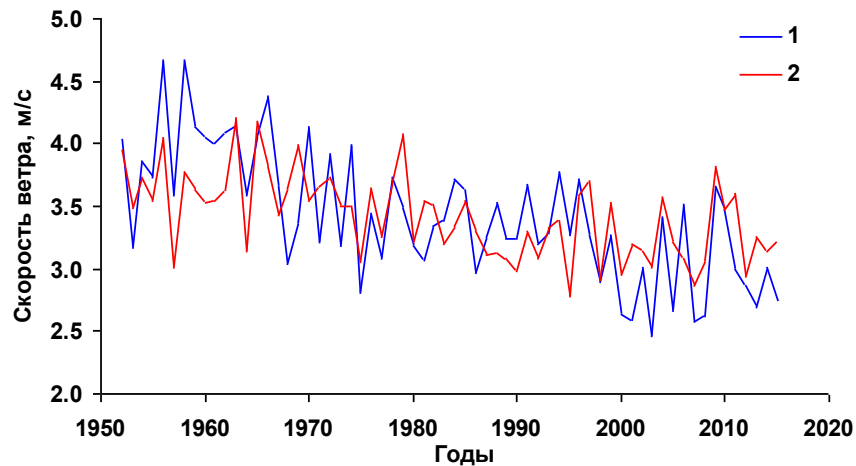


Рис. 4.13. Скорость ветра зимой, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Наибольший вклад в колебания зимней скорости ветра вносят NAO и PNA (32 и 22 %).

Весной значимое влияние на скорость ветра оказывают АО, EA ($r = -0,29 \div -0,39$) и SCAND ($r = 0,39$). Уравнение множественной линейной регрессии объясняет 34 % изменений V при величине $S = \pm 0,3$ м/с (рис. 4.14) и имеет следующий вид

$$V_{\text{III-V}} = 2,9 - 0,2\text{EA} + 0,2\text{SCAND} + 0,1\text{WP} - 0,1\text{EAWR}.$$

Вклад индексов EA, SCAND, WP и EAWR равен 45, 31, 14, 10 % соответственно.

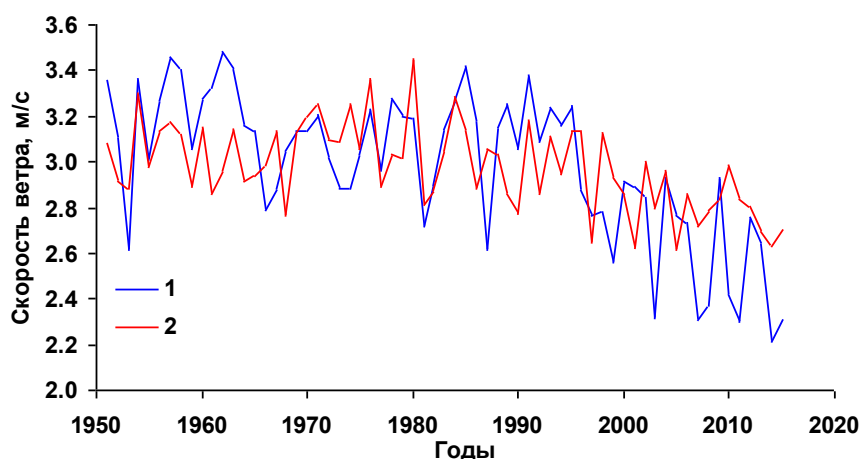


Рис. 4.14. Скорость ветра весной, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Летом коэффициенты корреляции оказываются значимыми с NAO, WP ($r=0,31 \div 0,40$) и EA ($r=-0,34$). Уравнение линейной регрессии описывает 27 % изменчивости V и воспроизводит лишь ее долговременную тенденцию (рис. 4.15). Наибольший вклад в изменчивость скорости ветра вносят WP - 59 % и NAO - 23 %.

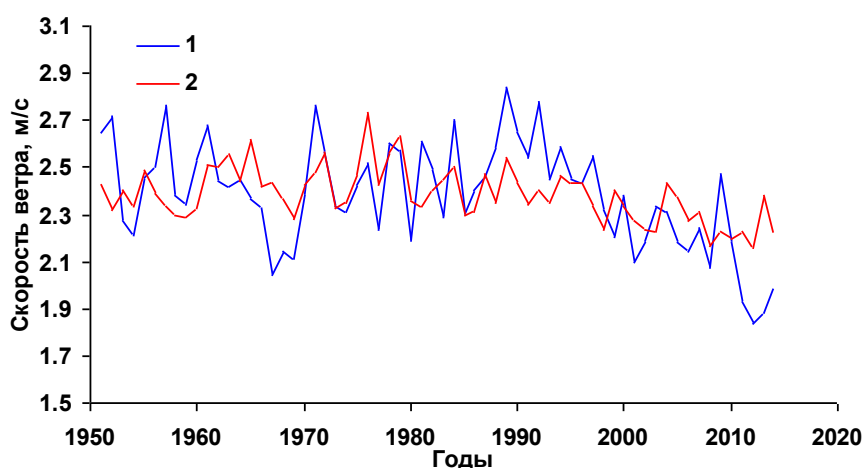


Рис. 4.15. Скорость ветра летом, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Осенью уравнение регрессии учитывает 36 % колебаний скорости ветра, которые зависят в основном от активности ЕА ($r=-0,44$, вклад 55 %) при $S=\pm 0,4$ м/с (рис. 4.16)

$$V_{IX-XI}=3,9-0,2EA-0,5AO-0,2PNA.$$

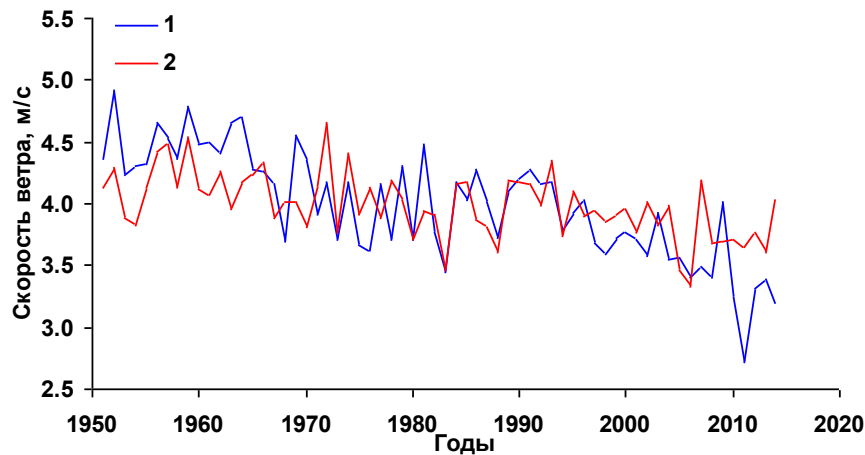


Рис. 4.16. Скорость ветра осенью, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Основной вклад в изменения годовой скорости ветра вносит ЕА - 76 % ($r=-0,62$), в меньшей степени NAO - 12 % и WP - 6 %. Уравнение регрессии ($R=0,71$, $S=\pm 0,2$ м/с) учитывает 50 % изменчивости V (рис. 4.17) и имеет следующий вид

$$V_{\text{год}}=3,1-0,4EA+0,1WP+0,3NAO.$$

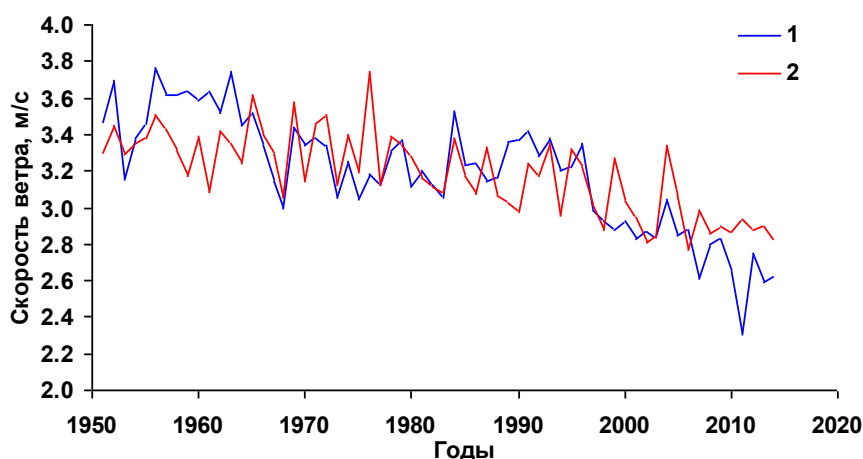


Рис. 4.17. Годовая скорость ветра, осредненная по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Основную роль в изменчивость скорости ветра во все сезоны вносит индекс ЕА. Зимой заметна роль NAO, весной и в среднем за год SCAND, летом NAO и WP.

4.4. Атмосферные осадки (O_c) и циркуляция атмосферы

Наряду с многолетним трендом осадки в 1950-2014 гг. испытывали колебания разной продолжительности (рис. 3.5, глава 3). Они были вызваны изменением индексов циркуляционных механизмов, учет которых в уравнениях множественной линейной регрессии позволил оценить их влияние на колебания осадков в отдельные сезоны.

Зимой и летом значимой связи атмосферных осадков с механизмами циркуляции не обнаружено. Уравнения множественной линейной регрессии статистически незначимы.

Весной значимое влияние на атмосферные осадки оказывает только SCAND ($r=-0,32$), доля которого в учитываемой уравнением изменчивости O_c равна 77 %. Уравнение множественной регрессии объясняет всего 14 % изменений атмосферных осадков при величине $S=\pm 12$ мм и имеет следующий вид

$$O_{c \text{ III-V}} = 51,6 - 6,5 \text{SCAND} + 3,7 \text{EA}.$$

Осенью уравнение регрессии учитывает 22 % колебаний O_c , которые зависят в основном от активности POL ($r=-0,31$, вклад 45 %) и PNA ($r=-0,27$, вклад 37 %). Уравнение множественной линейной регрессии позволяет описать лишь долговременную тенденцию колебаний O_c в 1950-2014 гг. при $S=\pm 19$ мм (рис. 4.18).

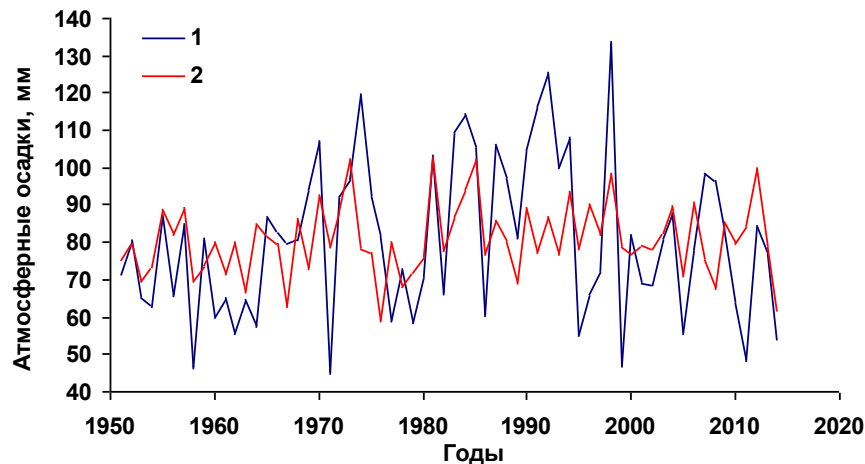


Рис. 4.18. Атмосферные осадки осенью, осредненные по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Значимое влияние на изменчивость годовых атмосферных осадков оказывают АО ($r=0,30$, вклад 55 %) и SCAND ($r=-0,29$, вклад 26 %). Уравнение множественной регрессии ($R=0,40$, $S=\pm 53$ мм) учитывает 16 % изменчивости O_c (рис. 4.19) и имеет следующий вид

$$O_{c \text{ год}} = 391,2 + 39,5AO - 32,4SCAND - 30,6POL.$$

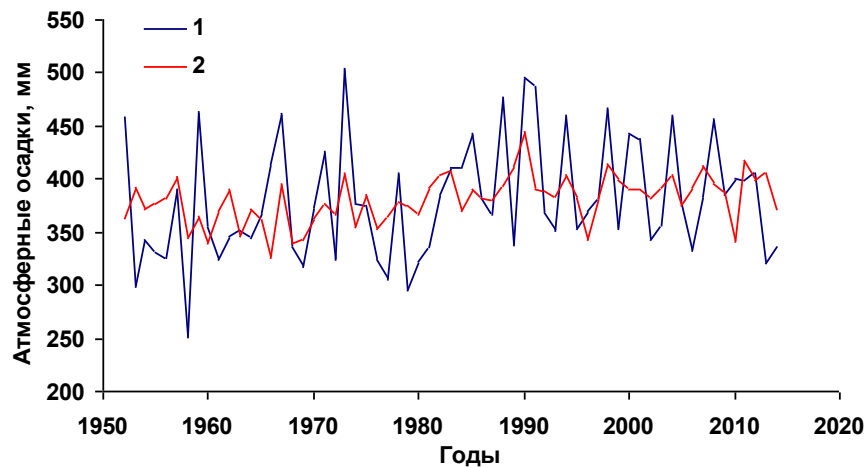


Рис. 4.19. Годовые атмосферные осадки, осредненные по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Основной вклад в изменения атмосферных осадков теплого периода с мая по октябрь вносит АО - 35 % ($r=0,26$), WP - 31 %, SCAND - 18 % и EAWR - 16 %. Уравнение регрессии ($R=0,44$, $S=\pm 45$ мм) учитывает 19 % изменчивости O_c (рис. 4.20) и имеет следующий вид

$$O_{c\ V-X} = 284,0 + 44,7AO - 21,1WP - 25,1SCAND + 14,4EAWR.$$

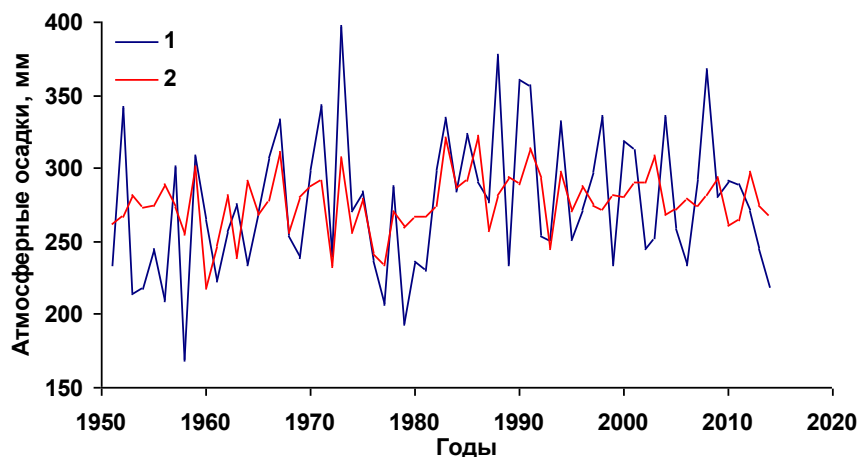


Рис. 4.20. Атмосферные осадки в мае-октябре, осредненные по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2)

Дополнительную информацию дает анализ влияния механизмов циркуляции в разные сезоны и периоды года на годовые атмосферные осадки.

Преобладающее влияние на годовые атмосферные осадки оказывают процессы циркуляции теплого периода ($R^2=0,25$, $S\pm 51$ мм)

$$Oc_{\text{год}} = 390,7 - 33,4SCAND - 28,4WP + 35,6AO + 15,7EAWR - 19,4PNA.$$

Основной вклад в изменения вносят SCAND ($r=-0,30$) - 36 %, АО - 26 % и WP - 20 %. Уравнение регрессии с учетом циркуляционных механизмов позволяет отразить тенденцию межгодовых изменений годовых атмосферных осадков (рис. 4.21).

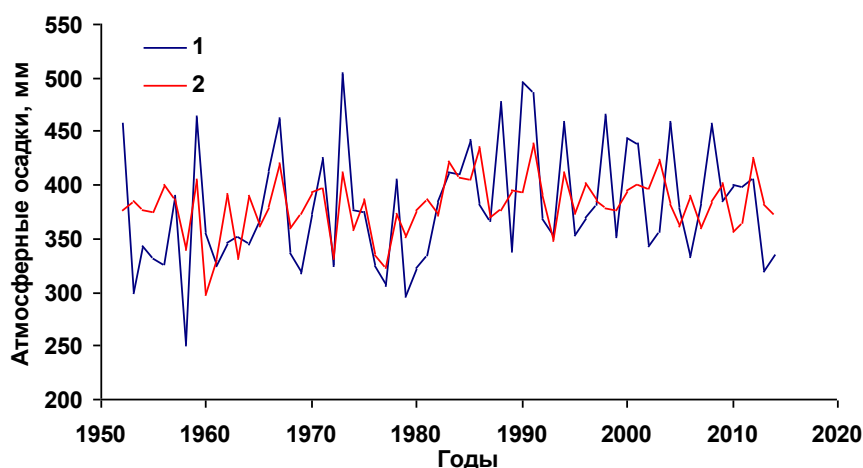


Рис. 4.21. Годовые атмосферные осадки, осредненные по данным байкальских метеостанций, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2) с учетом индексов в мае-октябре

Выводы

1. Результаты анализа показали, что долго- и короткопериодные колебания температуры и влажности воздуха в районе оз. Байкал, включая аномальные годы, вызывались изменением циркуляции атмосферы. К основным циркуляционным механизмам, влияющим на повышение годовой и сезонной (кроме летней) температуры и влажности воздуха, относятся АО

и NAO, а на их понижение - SCAND и Sh. Наряду с этим заметна роль зимой EAWR, весной EA и WP, летом EA. Влияние и вклад других механизмов циркуляции статистически незначимы.

2. Во все сезоны и в целом за год прослеживается связь скорости ветра с основными механизмами циркуляции, характеризующими глобальный западно-восточный перенос или его региональные проявления (АО, NAO, EA). Весной и в среднем за год заметна роль SCAND, летом WP.

3. Атмосферные осадки связаны с только отдельными механизмами атмосферной циркуляции. Весной обнаруживается значимая связь осадков с SCAND ($r=-0,32$), осенью с POL и PNA ($r=-0,27 \div -0,31$), в период с мая по октябрь с АО ($r=0,26$) и в целом для года с АО ($r=0,30$) и SCAND ($r=-0,29$). Уравнения регрессии для этих периодов описывают около 14-22 % изменчивости осадков.

ГЛАВА 5. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОД ВЛИЯНИЕМ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

5.1. Ледовые явления, температура воздуха и циркуляция атмосферы

Ледовые явления и температура воздуха

К основному фактору, влияющему на ледовые явления, относится температура воздуха в месяцы холодного полугодия. Сроки замерзания ($D_{зам}$) тесно связаны с температурой воздуха ноября-декабря, определяющей интенсивность потерь тепла с водной поверхности и скорость выхолаживания верхнего слоя воды в предледоставный период (Верболов и др., 1965). Для периода 1896-2015 гг. изменения температуры воздуха объясняют почти на 62 % изменчивости сроков замерзания (рис. 5.1) в Южном Байкале. Связь между ними описывается уравнением

$$D_{зам} = 4,6T_a + 77,9 \quad (R=0,79; S \pm 7 \text{ дней}),$$

где $D_{зам}$ - число дней от 1 декабря до даты замерзания.

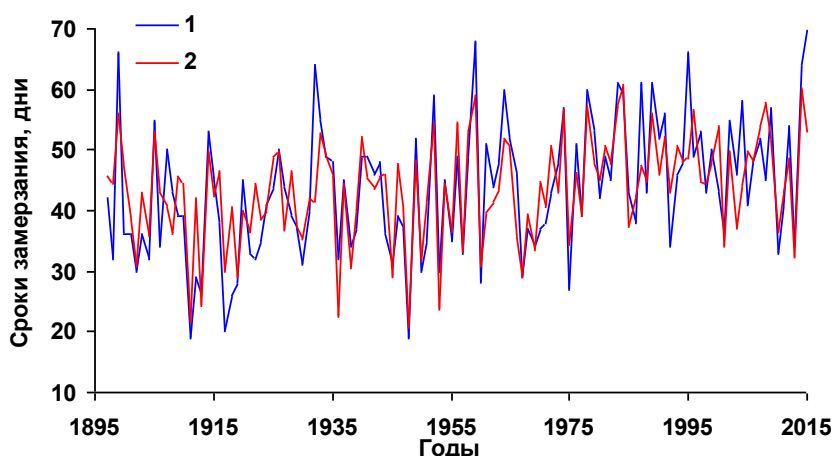


Рис. 5.1. Сроки замерзания (в отклонениях от 1 декабря) в Южном Байкале, п. Листвянка по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2) с учетом температуры воздуха ноября-декабря

Еще более значительно влияние температуры воздуха на максимальную толщину льда ($H_{\max}$), учитываемое уравнением

$$H_{\max} = -4,8T_a + 9,8 \quad (R^2 = 0,79; S \pm 6 \text{ см}),$$

где T_a - средняя температура воздуха в январе-феврале.

Температурные условия весны влияют и на вскрытие ледяного покрова $D_{\text{вскр}}$, однако корреляция сроков вскрытия с температурой воздуха февраля-апреля не высока ($r = -0,60$), что связано с влиянием на взлом и разрушение ледяного покрова не только теплового, но и динамического фактора (ветер) (Koungaev et al., 2007; Шимараев, 2008). Связь между сроками вскрытия и температурой описывается уравнением

$$D_{\text{вскр}} = -3,0T_a - 25,1 \quad (R^2 = 0,36, p < 0,001, S \pm 6 \text{ дней}),$$

где $D_{\text{вскр}}$ - число дней от 1 мая до даты вскрытия.

Ледовые явления и циркуляция атмосферы

Изменчивость сроков замерзания сопоставлена с процессами циркуляции в период, предшествующий замерзанию (ноябрь-декабрь предыдущего года).

Для станций Южного Байкала (п. Листвянка, порт Байкал, Большое Голоустное, Танхой, Бабушкин) и центральной части озера (Узур, Солнечная, Большой Ушканий) обнаруживается значимая положительная связь сроков замерзания с такими показателями атмосферной циркуляции, как АО ($r = 0,40 \div 0,42$), EAWR ($r = 0,31 \div 0,37$) и отрицательная с SCAND ($r = -0,52 \div -0,68$). Годы позднего замерзания соответствуют возрастанию активности зонального переноса воздушных масс из Атлантики (индексы АО, EAWR), а годы раннего замерзания - усилению SCAND. Уравнения множественной регрессии объясняют $38 \div 56$ % изменчивости сроков замерзания (рис. 5.2) с величиной стандартного отклонения $S = \pm 6 \div 7$ дней. Основной вклад (72-82 %) в

в учитываемую уравнениями изменчивость сроков замерзания вносит SCAND.

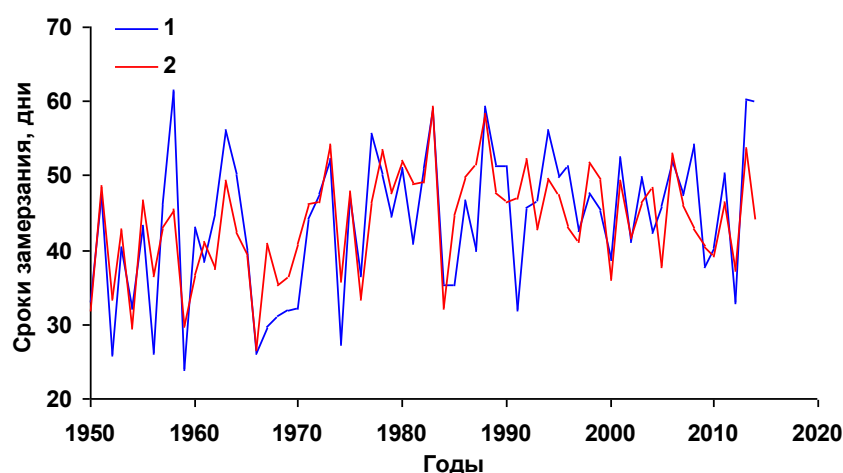


Рис. 5.2. Сроки замерзания (в отклонениях от 1 декабря), осредненные по данным байкальских станций для Южного Байкала по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2) с учетом индексов ноября-декабря

В северной части Байкала (станции: Байкальское, Нижнеангарск, Томпа) процессы циркуляции объясняют около 34 % изменения сроков замерзания ($S=\pm 7$ дней). Связь с отдельными механизмами циркуляции значима только для SCAND ($r=-0,49$) вклад, которого в учитываемую изменчивость сроков замерзания составляет 72 %.

Межгодовая и внутривековая изменчивость толщины ледяного покрова (H_l) сопоставлена с процессами циркуляции в декабре-феврале. В Южном и Среднем Байкале отмечается значимая обратная связь толщины льда с АО ($r=-0,50\div-0,55$), NAO ($r=-0,38\div-0,42$) и EAWR ($r=-0,27\div-0,29$), и прямая связь с SCAND и Sh ($r=0,36\div0,50$). Наибольший вклад в изменчивость толщины льда во всех частях озера вносит АО (68÷72 %). Уравнение регрессии для Южного Байкала ($R^2=0,42$, $S=\pm 9,5$ см) учитывает влияние циркуляции на изменения толщины льда точнее, чем для Среднего Байкала ($R^2=0,37$, $S=\pm 10,7$ см). В Северном Байкале уравнение регрессии объясняет 27 % изменений толщины льда при $S=\pm 14,5$ см.

Аналогичный анализ для отдельных станций показал, что связь толщины льда с показателями циркуляции ослаблена для участков с преобладанием постоянно заснеженного льда. Причиной этого является снижение теплопроводности ледово-снежного покрова и, как следствие, замедленная реакция толщины льда на вызываемые процессами циркуляции изменения температуры воздуха. Для менее заснеженных участков у западного побережья Южного Байкала у п. Листвянка (рис. 5.3) и станций Большое Голоустное уравнения регрессии учитывают 47-59 % изменчивости $H_{\text{л}}$ с погрешностью $\pm 11,5$ см и хорошо описывают тренд, межгодовые колебания, годы с аномально большой толщиной льда (1969, 1977, 1985, 2001 и 2010 гг.)

$$H_{\text{л}} = 81,9 + 8,0Sh + 7,0SCAND - 5,0NAO,$$

где $H_{\text{л}}$ - максимальная толщина льда.

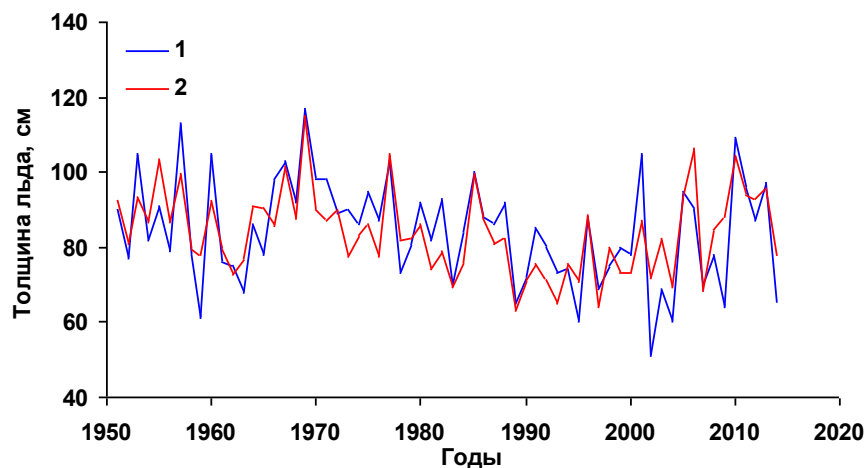


Рис. 5.3. Толщина льда в Южном Байкале, п. Листвянка по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2) с учетом индексов декабря-февраля

Для станций восточного побережья Южного Байкала, а также центральной и, особенно, северной части озера, где толстый снег обычно

полностью покрывает лед, вклад процессов циркуляции в изменение толщины льда снижается до 23-33 %.

В период 1970-1995 гг. отмечается повышенное влияние зональной циркуляции (АО) на изменение толщины льда. Ее вклад в учитываемую уравнениями изменчивость повышался в отдельных частях озера до 73 %, тогда как для SCAND он понизился до 3 % в южной части, а для других частей озера отсутствовал. Величина коэффициентов детерминации для этого периода возросла по сравнению с 1950-2014 гг. с 42 до 64 % в южной, с 37 до 70 % в средней и с 27 до 52 % в северной части озера, величина S уменьшилась от 9,5-14,5 до 7,6-11,6 см.

Изменение сроков вскрытия ледяного покрова определяется на 44-52 % процессами циркуляции атмосферы в декабре-марте (рис. 5.4).

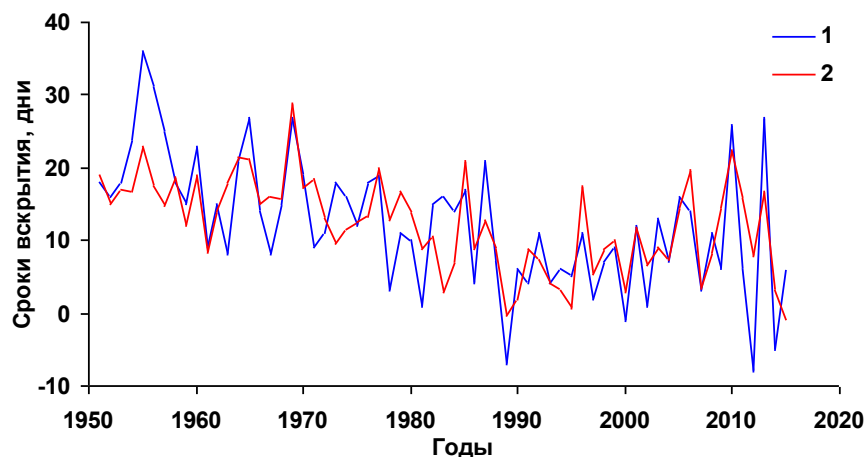


Рис. 5.4. Сроки вскрытия (в отклонениях от 1 мая) станций Большой Ушканий в Среднем Байкале, по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2) с учетом индексов декабря-марта

Для выделенных участков озера и отдельных станций заметное влияние на $D_{вскр}$ оказывают NAO и АО ($r=-0,49 \div -0,65$), Sh ($r=0,35 \div 0,46$), SCAND ($r=0,30 \div 0,39$) и EA ($r=-0,26 \div -0,39$). Вклад NAO в учитываемую уравнениями изменчивость $D_{вскр}$ составляет 67-82 %, является основным и намного превышает вклад EA (2-19 %), SCAND (5-11 %) и Sh (4-24 %). Учет индексов

этих циркуляционных механизмов в уравнениях множественной регрессии позволяет описать тренд и межгодовые колебания, а также большинство лет с аномальными сроками вскрытия при $S=\pm 5,9\div 6,4$ дня

$$D_{\text{вскр}}=9,6-6,4\text{NAO}-1,8\text{EA}+2,2\text{SCAND}+1,5\text{Sh} (R^2=0,52),$$

где $D_{\text{вскр}}$ - число дней от 1 мая до даты вскрытия.

Таким образом, ледовый режим озера в современный период отражает общий характер изменений климата в Байкальском регионе. Сохраняется связанный с потеплением устойчивый и умеренный по величине тренд запаздывания времени замерзания и более раннего наступления вскрытия. Одновременно с этим скорость изменения этих показателей ледового режима существенно меняется и даже меняет знак приращения на ветвях роста и спада внутривековых и, особенно, малых (4-7 лет) циклов климата, вызываемых колебаниями процессов циркуляции атмосферы. Влияние циркуляции усилено для мало заснеженных районов и ослаблено для районов озера с устойчивым снежным покровом на льду.

5.2. Температура поверхности воды и циркуляция атмосферы

Активное прогревание оз. Байкал начинается в мае сразу после вскрытия ледового покрова, когда резко возрастает радиационный прогрев водной толщи. В это время поток солнечной радиации к поверхности озера близок к максимальному за год, альбедо водной поверхности мало (6 %). Поэтому время вскрытия, зависящее от зимних процессов циркуляции атмосферы, является фактором, влияющим на температуру верхнего слоя воды T_6 весной и в последующие летние месяцы (Шимараев, 2007). Наличие такой физически понятной связи объясняет влияние зимних процессов циркуляции атмосферы на температуру воды в период нагревания оз. Байкал (май-сентябрь).

Расчеты парной корреляции T_6 для отдельных станций и выделенных частей озера со средними в декабре-марте индексами циркуляции

свидетельствуют о значимой положительной связи T_g с NAO ($r=0,28\div0,54$), АО ($r=0,37\div0,53$) во всех частях озера, в Южном и Среднем с ЕА ($r=0,29\div0,36$), в Северном Байкале с ЕАWR ($r=0,26$). Отрицательная связь обнаружена с SCAND ($r=-0,27\div-0,39$) во всех частях озера и в Среднем и Южном Байкале с Sh ($r=-0,30$). Уравнения множественной регрессии описывают 31 % изменчивости T_g в Южном, 48 % в Среднем и 22 % в Северном Байкале с величиной $S=\pm0,7-0,9$ °C. Преобладающий вклад в изменение температуры поверхности воды в южной части озера вносит АО (62 %), в средней NAO (61 %), в северной SCAND (70 %).

Из отдельных гидрометеорологических станций можно выделить Большой Ушканий остров и Исток Ангары. Для островной станции в открытой части оз. Байкал характерно ослабленное, по сравнению с прибрежными участками, влияние локальных ветров и прибрежной динамики вод на изменчивость температуры воды. Процессы циркуляции объясняют 49 % колебаний температуры с $S\pm0,7$ °C. Значимое воздействие оказывают NAO ($r=0,56$, вклад 63 %), ЕА ($r=0,38$, вклад 22 %), SCAND ($r=-0,38$, вклад 11 %) и Sh ($r=-0,36$). Учет индексов циркуляции позволяет детально отразить наблюдавшиеся в 1950 - 2014 гг. коротко- и долгопериодные колебания T_g (рис. 5.5)

$$T_g=9,4+0,3NAO+0,5EA-0,3SCAND, (R^2=0,49).$$

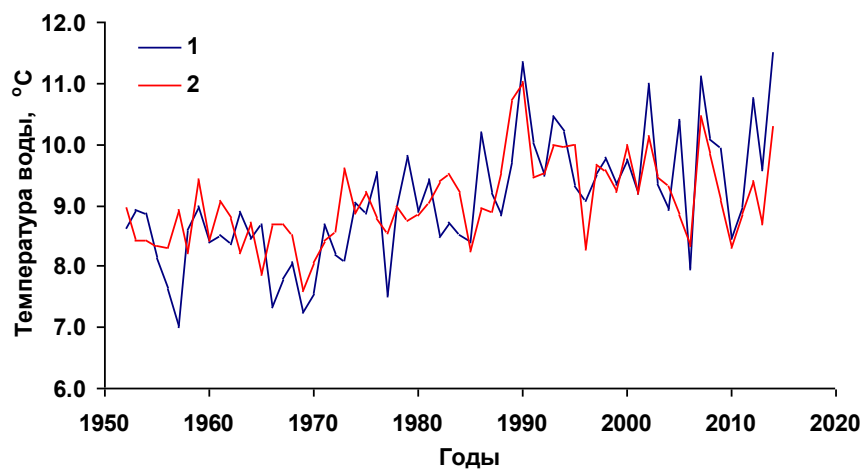


Рис. 5.5. Средняя в июне-октябре температура поверхности воды в Среднем Байкале, станция Большой Ушканий о-в по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2) с учетом индексов декабря-марта

Для станции Исток Ангара, сток которой формируется поступлением вод из озера с глубин не менее 50 м, основное влияние на изменение температуры оказывает НАО и АО ($r=0,43 \div 0,49$) и в меньшей степени ЕА ($r=0,30$). Из-за сложной динамики вод этого района, воздействия на температуру частых сгонно-нагонных явлений при ветрах из долины р. Ангара влияние процессов циркуляции, хотя статистически значимо, но объясняет только 36 % изменений T_g ($S=\pm 0,8$ °C). Как и для станции Большой Ушканий, основной вклад в эти изменения (66 %) принадлежит механизму НАО, который намного превышает вклад ЕА (20 %).

5.3. Речной приток и циркуляция атмосферы

Большое разнообразие физико-географических условий в пределах бассейна оз. Байкал должно проявляться в особенностях влияния климата на речной сток. Поэтому при анализе, кроме сведений о суммарном притоке, рассматривались и данные о водности наиболее крупных притоков оз. Байкал - реки Селенга (разъезд Мостовой), Верхняя Ангара (с. Верхняя Заимка), Баргузин (с. Баргузин), сток которых составляет около 2/3 от суммарного притока в озеро.

5.3.1. Атмосферные осадки, суммарный годовой речной приток в оз. Байкал и годовые расходы воды основных притоков

Суммарный годовой приток и расходы воды основных притоков оз. Байкал тесно связаны с количеством выпавших атмосферных осадков. Коэффициент корреляции между годовым притоком и осадками в разные сезоны года (табл. 5.1) свидетельствует о значимом влиянии на приток как годовых, так и летних осадков. Осадки объясняют от 12 (для р. Верхняя Ангара) до 62 % (для р. Баргузин) изменчивости годового стока рек.

Характеристики связи суммарного годового притока в оз. Байкал, годовых расходов воды (км³) рек Селенга, Баргузин и Верхняя Ангара с атмосферными осадками в разные сезоны года (1966-2014 гг.)

Годовой приток в оз. Байкал и осадки, осредненные для всего озера (R=0,71, R²=0,51, S ± 7,8 км³)						
Характеристики	c	Ос (XII-II)	Ос (III-V)	Ос (VI-VIII)	Ос (IX-XI)	г для годовых осадков и притока
г	-	-0,25	-0,03	0,60	0,39	0,66
a	15,7	-	-	0,10	0,20	
D, %	-	-	-	70	30	
Годовой приток р. Селенга и атмосферные осадки г. Улан-Удэ (R=0,58, R²=0,34, S ± 6,6 км³)						
г	-	-0,01	0,01	0,53	0,32	0,55
a	10,0	-	-	0,10	0,10	
D, %	-	-	-	81	19	
Годовой приток р. Баргузин и атмосферные осадки п. Баргузин (R=0,79, R²=0,62, S ± 0,6 км³)						
Характеристики	c	Ос (XII-II)	Ос (III-V)	Ос (VI-VIII)	Ос (IX-XI)	г для годовых осадков и притока
г	-	0,15	0,16	0,70	0,30	0,74
a	0,7	0,02	0,02	0,01	-	
D, %	-	11	11	78	-	
Годовой приток р. Верхняя Ангара и атмосферные осадки п. Нижнеангарск (R=0,35, R²=0,12, S ± 1,5 км³)						
г	-	-0,12	0,15	0,26	0,15	0,26
a	7,3	-0,02	-	0,01	0,01	
D, %	-	23	-	58	19	

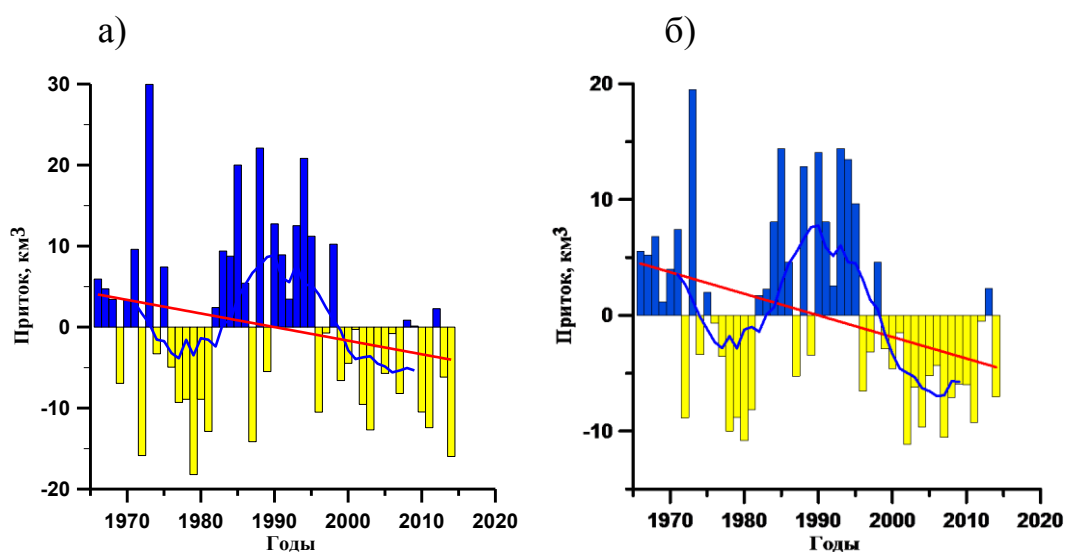
Примечание: коэффициенты: R - множественной корреляции; R² - детерминации; г - парной корреляции; а - коэффициент в уравнении множественной линейной регрессии; D - сравнительный вклад индексов в изменчивость характеристики; S - стандартная ошибка; с - свободный член; жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты.

Несмотря на близость характера колебаний атмосферных осадков и притока, знак их многолетнего тренда совпадает не для всей части бассейна (табл. 5.2).

Тренд климатических характеристик и речного притока в 1966-2014 гг.

Температура воздуха		Атмосферные осадки		Речной приток
ст. Улан-Удэ				Река Селенга
июнь-октябрь	год	июнь-октябрь	год	год
0,4 °C/ 10 лет	0,4 °C/ 10 лет	-8,2 мм / 10 лет	-3,5 мм /10 лет	-1,9 км ³ / 10 лет
r=0,69	r=0,73	r=0,19	r=0,08	r=0,33
ст. Баргузин				Река Баргузин
0,3 °C/ 10 лет	0,4 °C/ 10 лет	-9,2 мм/ 10 лет	-7,8 мм/ 10 лет	0,02 км ³ / 10 лет
r=0,60	r=0,61	r=0,18	r=0,15	r=0,02
ст. Нижнеангарск				Река В. Ангара
0,5 °C/ 10 лет	0,5 °C/ 10 лет	4,0 мм/ 10 лет	1,0 мм/ 10 лет	0,2 км ³ / 10 лет
r=0,69	r=0,64	r=0,11	r=0,02	r=0,22
Котловина оз. Байкал				Суммарный речной приток
0,4 °C/ 10 лет	0,4 °C/ 10 лет	-2,5 мм/ 10 лет	2,2 мм/ 10 лет	-1,7 км ³ / 10 лет
r=0.70	r=0.63	r=0.07	r=0.06	r=0.22

При положительном тренде годовых осадков, осредненных для всего бассейна оз. Байкал положительный тренд притока отмечается для рек Верхняя Ангара и Баргузин, а тренд стока р. Селенга и суммарного притока воды в озеро оказывается отрицательным (рис. 5.6).



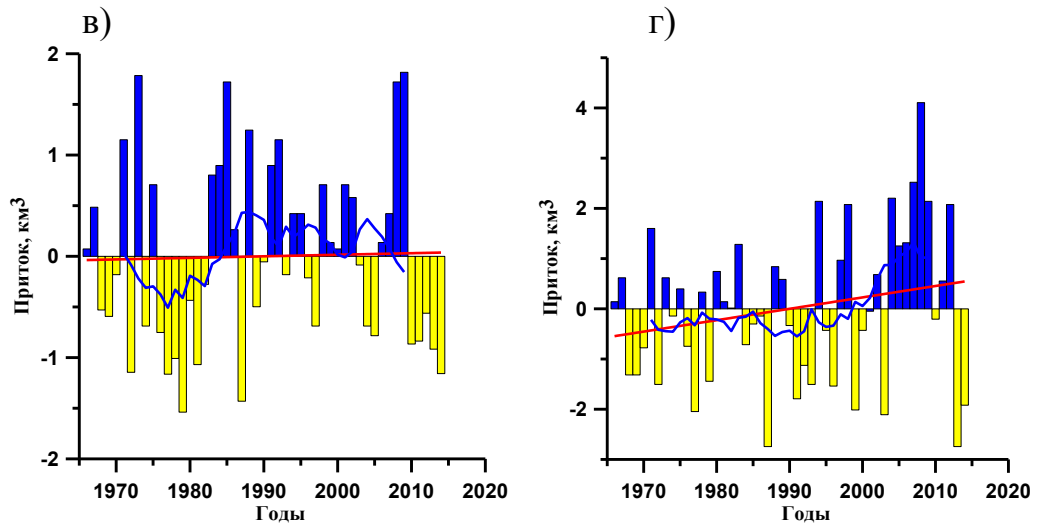


Рис. 5.6. Суммарный годовой приток оз. Байкал (а) и годовые стоки рек Селенга (б), Баргузин (в) и Верхняя Ангара (г) в отклонениях от среднего в 1966-2014 гг. Сглаженные кривые соответствуют 11-летнему скользящему осреднению, прямая - линия тренда

5.3.2. Особенности связи речного притока с атмосферными осадками и температурой воздуха

Очевидно, что на изменение стока кроме атмосферных осадков должны влиять и другие климатические характеристики, в частности температура воздуха. Для выявления роли температуры и осадков оценен их сравнительный вклад в изменчивость притока. Положительная связь с температурой наблюдается для стока рек Верхняя Ангара и Баргузин, отрицательная - для стока р. Селенга и суммарного речного притока (табл. 5.3). Влияние температуры на суммарный приток с территории всего бассейна и сток р. Баргузин чрезвычайно мало и ее вклад в изменчивость притока статистически незначим. Для р. Селенга этот вклад повышается до 8 %, а для р. Верхняя Ангара уже до 87 %. Очень заметное влияние температуры на сток р. Верхняя Ангара проявляется и в относительно большом и статистически значимом r между ними (0,33).

Характеристики связи суммарного годового речного притока в оз. Байкал и годовых расходов рек Селенга, Баргузин и Верхняя Ангара с атмосферными осадками и температурой воздуха в июне-октябре 1966-2014 гг.

<i>р. Селенга</i> $R^2=0,34$, $S\pm 6,6 \text{ км}^3$				<i>р. Баргузин</i> $R^2=0,49$, $S\pm 0,6 \text{ км}^3$			<i>р. Верхняя Ангара</i> $R^2=0,20$, $S\pm 1,4 \text{ км}^3$			<i>Суммарный приток</i> $R^2=0,47$, $S\pm 8,1 \text{ км}^3$		
Характеристики	г	а	D, %	г	а	D, %	г	а	D, %	г	а	D, %
с	-	34,6	-	-	2,0	-	-	1,8	-	-	21,2	-
Осадки	0,56	0,10	92	0,70	0,01	100	0,33	0,01	43	0,68	0,2	100
$T_{\text{воз}}$	-0,22	-1,7	8	0,06	-	-	0,33	0,5	87	-0,03	-	-

Примечание: обозначения, как и к табл. 5.1.

Причиной повышения роли температуры воздуха для р. Верхняя Ангара может быть постепенное таяние ледников в ее бассейне, что отмечено для гор юга Восточной Сибири и Монголии (Плюснин и др., 2012), а также таяние многолетнемерзлых пород, что ведет к повышению стока при росте температуры. В работе (Мяч и др., 2011) предполагается, что начавшаяся с середины 1990-х гг. деградация оледенения в пещерах-ледниках оз. Байкал будет продолжаться и в дальнейшем.

Можно предположить, что причиной различий в тенденциях изменения стока является разная реакция на потепление водности рек, бассейны которых находятся в неодинаковых природных условиях. Выделим два типа бассейнов. Территория бассейна р. Селенга, с площадью более 80 % от водосборной площади оз. Байкал, включает участки с очень сухим, сухим и умеренно влажным климатом, и в целом испытывает дефицит влаги (Бирюкова, 2001). Очевидно, что потепление ведет к постепенному возрастанию этого дефицита из-за роста потерь влаги на испарение, что приводит, в конечном итоге, к уменьшению водного стока р. Селенга (первый тип). Наоборот, для рек Верхняя Ангара и Баргузин (второй тип), бассейны которых находятся в пределах горного обрамления котловины

оз. Байкал с умеренным увлажнением, многолетней мерзлотой, повышенным зимним снегонакоплением потепление может способствовать вовлечению в питание рек дополнительной влаги. Влияние этих факторов проявляется, по-видимому, сильнее всего для р. Верхняя Ангара.

5.3.3. Суммарный годовой речной приток оз. Байкал и циркуляция атмосферы

При использовании средних годовых значений показателей циркуляции атмосферы для установления их связи с суммарным годовым притоком в озеро (Pr) уравнение регрессии оказалось статистически незначимо. Поэтому было рассмотрено влияние на суммарный годовой речной приток в оз. Байкал механизмов атмосферной циркуляции в различные сезоны года.

Показано, что преобладающее влияние на суммарный приток оказывают процессы циркуляции в период с июня по октябрь ($R^2=0,32$, $S\pm 8,7 \text{ км}^3$) (рис. 5.7) с основным вкладом АО 30 % ($r=0,32$), EAWR 41 % ($r=0,36$) и SCAND 20 %. Уравнение множественной линейной регрессии с полученными коэффициентами влияния механизмов циркуляции хорошо воспроизводит наблюдаемые колебания притока в 1950-2014 гг.

$$Pr = 62,6 + 7,5EAWR + 14,2AO - 4,5SCAND.$$

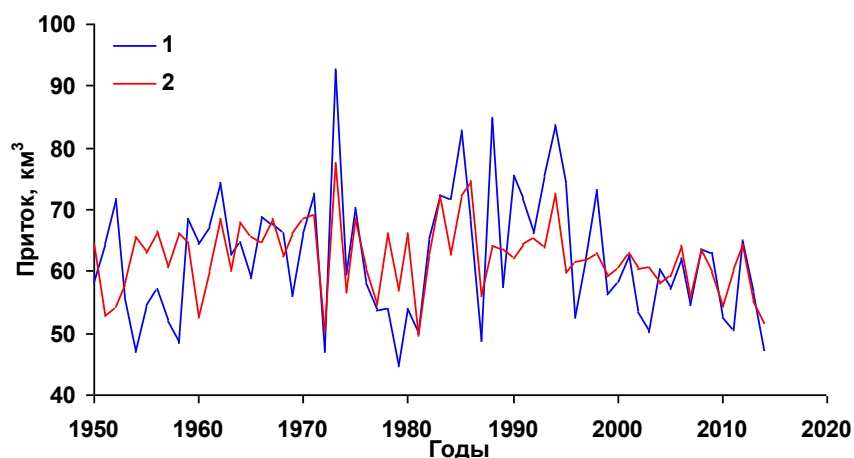


Рис. 5.7. Суммарный годовой речной приток в оз. Байкал по наблюдениям (1) и расчетам по регрессионной зависимости (2) с учетом индексов в июне - октябре

5.3.4. Циркуляция и годовые расходы основных притоков оз. Байкал

Наибольшее влияние на годовой сток р. Селенга оказывают процессы циркуляции в период с июня по октябрь, позволяющие объяснить около 28 % изменений стока, с преобладающим вкладом EAWR 68 % ($r=0,43$), SCAND 19 % и АО 13 %. Воздействие остальных индексов атмосферной циркуляции оказалось менее значимым.

Более тесно связан с циркуляцией атмосферы годовой сток р. Баргузин. Уравнение множественной линейной регрессии, составленное отдельно с индексами циркуляции за июнь-октябрь учитывает 41 % изменчивости годового стока ($R=0,64$). Из отдельных механизмов циркуляции наибольшее воздействие на сток оказывает WP с вкладом 27 % ($r=-0,33$), АО (вклад 25 %, $r=0,28$) и EAWR (вклад 24 %, $r=0,24$).

Слабее всего реагирует на изменения циркуляции сток р. Верхняя Ангара. Влияние циркуляции учитывается только уравнением, включающим средние за июнь-октябрь показатели циркуляции, которые позволяют учитывать 16 % изменчивости годового речного стока. Наибольшее влияние на годовой сток оказывают ЕА (вклад 42 %, $r=0,25$), NAO (вклад 27 %) и АО (вклад 18 %).

На изменение годовых значений циркуляционных показателей из основных притоков оз. Байкал заметнее реагирует годовой сток р. Баргузин ($R^2=0,22$), в меньшей степени годовой сток р. Селенга ($R^2=0,15$) и р. Верхняя Ангара ($R^2=0,07$) (табл. 5.4). Однако связь усиливается при лаге в 1-2 года для р. Селенга ($R^2=0,18 \div 0,22$) и в 2-3 года для р. Верхняя Ангара ($R^2=0,18 \div 0,21$).

Таблица 5.4.

Коэффициенты парной корреляции (r), множественной корреляции (R) и детерминации (R^2) годовых значений притоков оз. Байкал и годовых индексов атмосферной циркуляции в 1950-2014 гг. при смещении до 3-х лет

Индекс	АО	NAO	EAWR	EA	POL	WP	SCAND	PNA	Sh	R	R ²
Лаг вр., год	Коэффициенты корреляции (r)										
р. Селенга - п. Мостовой											
0	0,15	0,07	0,29	-0,22	0,18	0,04	-0,12	-0,17	-0,04	0,38	0,15
1	0,13	0,28	0,25	-0,21	0,20	0,07	0,19	-0,20	-0,21	0,43	0,18
2	0,07	0,15	0,27	-0,28	0,27	-0,13	-0,02	0,03	-0,08	0,47	0,22
3	-0,03	-0,01	0,17	-0,03	0,07	-0,04	-0,11	-0,06	-0,08	0,17	0,03
р. Баргузин - п. Баргузин											
0	0,27	0,10	0,14	0,12	0,01	-0,17	-0,20	-0,01	-0,15	0,47	0,22
1	0,16	0,20	0,03	0,17	-0,09	0,02	0,07	0,04	-0,27	0,39	0,15
2	0,24	0,29	0,16	0,13	-0,01	0,03	-0,22	0,17	-0,10	0,43	0,19
3	0,06	0,00	-0,01	0,23	-0,06	-0,08	-0,23	-0,09	0,12	0,34	0,11
р. В. Ангара - п. Нижнеангарск											
0	0,14	-0,08	-0,05	0,21	-0,10	-0,06	-0,23	-0,09	-0,08	0,27	0,07
1	-0,04	-0,07	-0,09	0,23	-0,14	0,07	0,10	0,16	-0,20	0,38	0,14
2	-0,14	-0,02	-0,02	0,20	-0,08	-0,05	0,12	0,36	0,00	0,43	0,18
3	-0,02	-0,10	0,14	0,25	-0,09	-0,02	-0,27	0,19	0,11	0,46	0,21

Примечание: жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты ($p < 0,05$).

Выводы

1. Зимой и весной AO, NAO, SCAND и Sh вносят основной вклад в изменчивость характеристик ледового режима, объясняя не менее 80 % от ее величины, учитываемой уравнением линейной регрессии. На изменение сроков замерзания преобладающее влияние оказывают колебания механизмов SCAND и Sh, тогда как их роль в изменении сроков вскрытия озера и толщины льда становится второстепенной, уступая первое место колебаниям механизмов зонального переноса. Использование индексов циркуляционных механизмов в уравнениях множественной регрессии для

сроков замерзания и вскрытия имеет прогнозное значение, так как заблаговременность уравнений составляет 2-3 месяца (для $D_{\text{зам}}$ используются индексы ноября-декабря, а для $D_{\text{вскр}}$ декабря-марта).

2. Процессы циркуляции атмосферы в зимний период, влияющие на толщину льда и сроки разрушения ледяного покрова, оказывают значимое воздействие на температуру верхних слоев воды в теплую часть года. При этом преобладающий вклад в ее изменчивость вносят механизмы зональной циркуляции (АО и NAO).

3. Показано, что преобладающее влияние на суммарный приток воды в оз. Байкал и сток основных притоков оказывают процессы циркуляции в период с июня по октябрь ($R^2=0,32$, $S\pm 8,7 \text{ км}^3$). Основную роль в изменении годового суммарного речного притока и годового стока р. Селенга играют индексы EAWR, годового стока р. Баргузин - индексы WP, р. Верхняя Ангара - индексы EA. Процессы циркуляции атмосферы позволяют объяснить около 28 % годового стока р. Селенга, 41 % стока р. Баргузин и всего 16 % стока р. Верхняя Ангара.

4. Неоднозначна для рек бассейна оз. Байкал и роль метеорологических факторов. Изменение атмосферных осадков объясняет 51 % колебаний годового суммарного притока в озеро, 12 % годового стока р. Верхняя Ангара, 34 % р. Селенга, и 62 % колебаний притока р. Баргузин. Влияние температуры воздуха на суммарный приток со всего бассейна и сток р. Баргузин чрезвычайно мало и ее вклад в изменчивость притока статистически незначим. Для р. Селенга этот вклад повышается до 8 %, а для р. Верхняя Ангара он достигает 87 %.

4. Причиной различий в тенденциях изменения стока основных притоков оз. Байкал является разная реакция их водности на потепление из-за различий природных условий в их бассейнах. В бассейне р. Селенга, с преобладанием территорий с дефицитом влажности (более 80 % площади), потепление приводит к постепенному возрастанию этого дефицита из-за роста потерь влаги на испарение, что вызывает, в конечном итоге,

уменьшение водного стока р. Селенга. Наоборот, для р. Верхняя Ангара, р. Баргузин и ряда других рек, бассейны которых находятся в пределах горного обрамления котловины оз. Байкал с умеренным увлажнением, распространением многолетней мерзлоты, повышенным зимним снегонакоплением потепление может способствовать вовлечению в питание рек дополнительной влаги. Это особенно заметно для р. Верхняя Ангара.

5.4. Оценка тенденции возможных изменений ледово-термического режима.

Оценка возможных изменений основных элементов ледово-термического режима оз. Байкал имеет важное значение. Температура воздуха и ледово-термические процессы (сроки замерзания, вскрытия, толщина льда и температура поверхности воды) заметно влияют на процессы в экосистеме оз. Байкал, от их изменчивости будут зависеть особенности функционирования озера в XXI столетии.

Предполагается, что вековой тренд изменений характеристик климата и ледово-термических процессов оз. Байкал в XX столетии, сохранится и в XXI столетии.

Основной причиной коротко - и долгопериодных (внутривековых) колебаний температуры воздуха и характеристик ледово-термического режима оз. Байкал можно считать изменения циркуляции атмосферы в Северном полушарии. В последние 60-70 лет они характеризовались изменением соотношения между активностью механизмов зональной циркуляции и механизмов, блокирующих их действие (рис. 5.8).

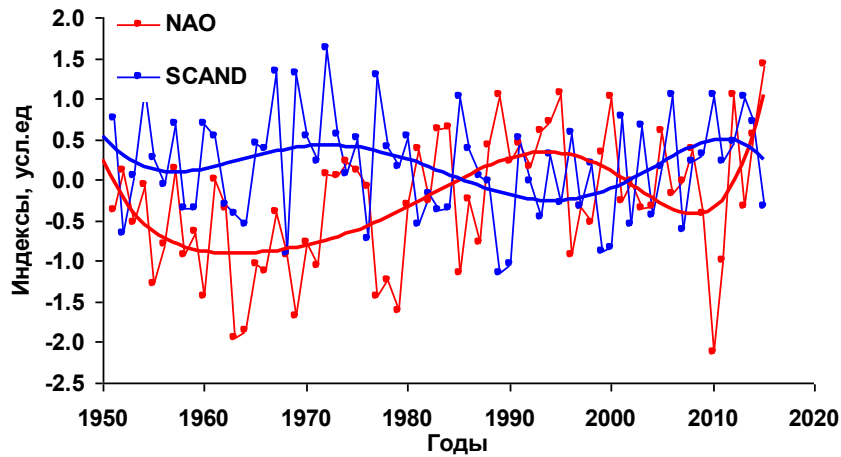


Рис. 5.8. Циркуляционные показатели NAO и SCAND в декабре-феврале. Текущие значения и их полиномиальная аппроксимация

При этом можно выделить три фазы в этих изменениях, которые можно интерпретировать как фазы внутривекового колебания:

- с середины 1950-х до начала 1970-х (первая фаза) происходило уменьшение индексов зональной циркуляции с одновременным возрастанием индексов SCAND и Sh. Этим условиям соответствовали холодные зимы с низкой температурой воздуха и ростом продолжительности зимнего ледостава;

- в 1970-1995 гг. (вторая фаза) постоянное увеличение индексов АО и NAO при одновременном уменьшении индексов SCAND и Sh привело к исключительно сильному потеплению зимой и значительному смягчению ледовых условий;

- после 1995 и до 2010 гг. (третья фаза) вновь происходило уменьшение индексов АО и NAO с одновременным возрастанием индексов SCAND и Sh.

После 2010 г. наблюдается возрастание активности АО и NAO и ослабление SCAND и Sh, что нашло отражение в тенденции повышения годовой, зимней и весенней температур воздуха, и тенденции увеличения продолжительности безледного периода.

С учетом наблюдавшейся продолжительности периодов подъема и понижения индексов и их влияния на ледово-термический режим озера, можно ожидать, что в ближайшие годы на фоне глобального потепления должна наблюдаться фаза роста очередного внутривекового цикла климата. На оз. Байкал она приведет к тенденции повышения годовой, зимней и весенней температур воздуха. Это отразится на ледовых явлениях (более позднем замерзании, раннем вскрытии, некотором уменьшении максимальной толщины льда, сокращением продолжительности зимнего ледостава) и на увеличении температуры поверхности воды летом.

Заключение

Крупномасштабные изменения атмосферной циркуляции в Северном полушарии в последние 60-70 лет явились основной причиной коротко - и долгопериодных (внутривековых) колебаний климатических и гидрологических характеристик и процессов на оз. Байкал.

1. Долго - и короткопериодные колебания температуры на оз. Байкал, включая аномальные годы, вызывались изменением циркуляции атмосферы. К основным циркуляционным механизмам, влияющим на повышение годовой и сезонной (кроме летней) температуры воздуха, относятся АО и NAO, а на их понижение - SCAND и Sh. Наряду с этим заметна роль зимой EAWR, весной EA и WP, летом EA.

2. Атмосферные осадки связаны с отдельными механизмами атмосферной циркуляции. Весной обнаруживается значимая связь осадков с SCAND ($r=-0,32$), осенью с POL и PNA ($r=-0,27 \div -0,31$), в период с мая по октябрь с АО ($r=0,26$) и в целом для года с АО ($r=0,30$) и SCAND ($r=-0,29$). Уравнения регрессии для этих периодов описывают около 14-22 % изменчивости осадков.

3. Зимой и весной АО, NAO, SCAND и Sh вносят основной вклад в изменение характеристик ледового режима, объясняя не менее 80 % от ее величины, учитываемой уравнением линейной регрессии. На изменение сроков замерзания преобладающее влияние оказывают колебания индексов SCAND и Sh, тогда как их роль в изменении сроков вскрытия озера и толщины льда становится второстепенной, уступая первое место колебаниям индексов зонального переноса. Показано, что связь толщины льда с индексами циркуляции существенно ослабевает для заснеженных участков акватории Байкала. Использование индексов циркуляционных механизмов в уравнениях множественной регрессии для сроков замерзания и вскрытия имеет прогнозное значение, так как заблаговременность уравнений составляет 2-3 месяца (для $D_{\text{зам}}$ используются индексы ноября-декабря, а для $D_{\text{вскр}}$ декабря-марта).

4. Процессы циркуляции атмосферы в зимний период, влияющие на толщину льда и сроки разрушения ледяного покрова, оказывают косвенно значимое воздействие на температуру верхних слоев воды в теплую часть года. При этом преобладающий вклад в ее изменение вносят индексы зональной циркуляции (АО и NAO).

5. Соотношение между вкладом основных циркуляционных механизмов в колебания температуры воздуха зимой и отдельных характеристик ледовых явлений менялось во времени. Если в среднем за 1950-2015 гг. вклад SCAND и Sh значительно превосходил вклад АО и NAO, то в период усиления активности зонального переноса (1970-1995 гг.) АО и NAO играло основную роль в изменении температуры воздуха зимой, а также сроков замерзания и максимальной толщины льда. Уравнения множественной регрессии для этого периода учитывали изменение этих характеристик более полно и точнее, чем для периода 1950-2015 гг.

6. Показано, что преобладающее влияние на суммарный приток воды в оз. Байкал и сток основных притоков оказывают процессы циркуляции в период с июня по октябрь ($R^2=0,32$, $S\pm 8,7$ км³). Основную роль в изменении годового суммарного речного притока и годового стока р. Селенга играют индексы EAWR, годового стока р. Баргузин - индексы WP, р. Верхняя Ангара - индексы EA. Процессы циркуляции атмосферы позволяют объяснить около 28 % годового стока р. Селенга, 41% стока р. Баргузин и всего 16 % стока р. Верхняя Ангара.

Неоднозначна для рек бассейна и роль метеорологических факторов. Изменение атмосферных осадков объясняет 51 % колебаний годового суммарного притока в озеро, 12 % годового стока р. Верхняя Ангара, 34 % р. Селенга, и 62 % колебаний притока р. Баргузин. Влияние температуры воздуха на суммарный приток со всего бассейна и сток р. Баргузин чрезвычайно мало и ее вклад в изменчивость притока статистически незначим. Для р. Селенга этот вклад повышается до 8 %, а для р. Верхняя Ангара он достигает 87 %.

7. Причиной различий в тенденциях изменения стока основных притоков оз. Байкал является разная реакция их водности на потепление из-за различий природных условий в их бассейнах. В бассейне р. Селенга, с преобладанием территорий с дефицитом влажности (более 80 % площади), потепление приводит к постепенному возрастанию этого дефицита из-за роста потерь влаги на испарение, что вызывает, в конечном итоге, уменьшение водного стока р. Селенга. Наоборот, для р. Верхняя Ангара, р. Баргузин и ряда других рек, бассейны которых находятся в пределах горного обрамления котловины оз. Байкал с умеренным увлажнением, распространением многолетней мерзлоты, повышенным зимним снегонакоплением потепление может способствовать вовлечению в питание рек дополнительной влаги. Это особенно заметно для р. Верхняя Ангара.

Список литературы

1. **Абузяров З.К.** Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря / З.К. Абузяров, Е.С. Нестеров // Тр. Гидрометцентра России / Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. - 2011. - Вып. 345. - С. 5-23.
2. **Аргучинцева А.В.** Методы статистической обработки и анализа гидрометеорологических наблюдений: Учеб. пособие / А.В. Аргучинцева. - Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 2007. - 105 с.
3. **Архив данных ВНИИГМИ-МЦД.** - Режим доступа: [www.meteo.ru 13.01.2016].
4. **Афанасьев А.Н.** Водный баланс озера Байкал / А.Н. Афанасьев // Труды Байкальской лимнологической станции Академии наук СССР. - 1960. - Т. 18. - С. 155-241.
5. **Афанасьев А.Н.** Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР / А.Н. Афанасьев. - М: Наука, 1967. - 231 с.
6. **Афанасьев А.Н.** Водные ресурсы и водный баланс бассейна озера Байкал / А.Н. Афанасьев.- Новосибирск: Наука, 1976. - 238 с.
7. **Бабкин В.И.** Колебания стока Оби, Енисея и Лены и динамика циркуляции атмосферы в северном полушарии / В.И. Бабкин, В.Н. Воробьев, Н.П. Смирнов // Метеорология и гидрология. - 2004. - № 1. - С. 74-80.
8. **Бабкин В.И.** Сибирский антициклон и его влияние на сток Оби, Енисея и Лены / В.И. Бабкин, В.Н. Воробьев, Н.П. Смирнов // Метеорология и гидрология. - 2005. - № 4. - С. 102-108.
9. **Бардин М.Ю.** Северо-атлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период / М.Ю. Бардин, А.Б. Полонский // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 2005. - Т. 41, № 2. - С. 147-157.

10. **Бардин М.Ю.** Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов Российской Федерации до 2030 г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата / М.Ю. Бардин // Метеорология и гидрология. - 2011. - № 4. - С. 5-20.
11. **Безуглова Н.Н.** Региональные климатические проявления глобальной циркуляции атмосферы на юге Западной Сибири / Н.Н. Безуглова, Г.С. Зинченко // География и природные ресурсы. - 2009. - № 3. - С. 83-87.
12. **Бирюкова Е.В.** Ландшафтно-экологический анализ трансграничных геосистем Байкальского региона (Селенгинский бассейн): Автореф. дис... канд. геогр. наук: 25.00.23 / Е.В. Бирюкова; Иркутск институт географии СО РАН. - Иркутск, 2001. - 19 с.
13. **Блинова Е.Н.** Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы / Е.Н. Блинова // Докл. АН СССР. - 1943. - Т. 39, № 7. - С. 284-287.
14. **Вангенгейм Г.Я.** Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата / Г.Я. Вангенгейм. - М.: Гидрометеиздат, 1935. - 112 с.
15. **Варламов С.М.** Современные изменения температуры в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке России/ С.М. Варламов, Е.С. Ким, Е.Х. Хан // Метеорология и гидрология. - 1998. - № 1. - С. 19-28.
16. **Верболов В.И.** Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал / В. И. Верболов, В. М. Сокольников, М. Н. Шимараев. - М.: Наука, 1965. - 372 с.
17. **Верещагин Г.Ю.** Байкал. Научно-популярный очерк / Г.Ю. Верещагин. - Иркутск: ОГИЗ, 1947. - 170 с.
18. **Верещагин Г.Ю.** Байкал. Научно-популярный очерк / Г.Ю. Верещагин. - М: Географгиз, 1949. - 228 с.

19. **Волошин А.Л.** Поверхностные воды / А.Л. Волошин // Энциклопедический справочник Байкал: природа и люди. - Улан-Удэ., 2008. - С. 246-252.
20. **Второй оценочный доклад** Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. - Режим доступа: [http://downloads.igce.ru/publications/OD_2_2014/v2014/html/10.02.2014].
21. **Выручалкина Т.Ю.** Байкал и Ангара до и после создания водохранилищ/ Т.Ю. Выручалкина // Водные ресурсы. - 2004. - Т. 31, № 5. - С. 526-532.
22. **Гирс А.А.** Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы / А.А. Гирс. - Л.: Гидрометеиздат, 1971. - 280 с.
23. **Горбатенко В.П.** Влияние атмосферной циркуляции на температурный режим Сибири / В.П. Горбатенко, И.И. Ипполитов, М.В. Кабанов, С.В. Логинов, Н.В. Поднебесных, Е.В. Харюткина // Оптика атмосферы и океана. - 2011. - № 1. - С. 15-21.
24. **Груза Г.В.** Изменения климата 2003. Обзор состояния и тенденций изменения климата России / Г.В. Груза, Э.Я. Ранькова, М.Ю. Бардин и др. – М.: ИГКЭ, 2004. Режим доступа: [http://climatechange.igce.ru/index.php?option=com_content&task=view&id=43].
25. **Груза Г.В.** Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха / Г.В. Груза, Э.Я. Ранькова. - Обинск: ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", 2012. - 194 с.
26. **Данилович И.О.** Влияние североатлантического колебания на сток рек Беларуси / И.О. Данилович, Д. Вжезински, П.С. Лопух, Л.А. Некрасова // Вестник БГУ. - 2007. - Сер. 2, № 3 - С. 100-104.
27. **Дзердзеевский Б.Л.** Общая циркуляция атмосферы и климат / Б.Л. Дзердзеевский. - М.: Наука, 1975. - 285 с.

28. **Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год** Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. - Режим доступа: [<http://www.meteorf.ru> 15.10.2011].

29. **Дроздов В.В.** Влияние крупномасштабных параметров циркуляции атмосферы на уровеньный режим Белого моря / В.В. Дроздов // Проблемы Арктики и Антарктики. - 2011. - № 1 (87). - С. 65-73.

30. **Интернет-журнал.** - Режим доступа: [www.meteoweb.ru 14.05.2016].

31. **Кац А.Л.** Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы / Л.А. Кац. - Л.: Гидрометеоздат, 1960. - 270 с.

32. **Китаев Л.М.** Динамика снегозапасов в горах и предгорьях на примере северной части Кордильер / Л.М. Китаев, Н.А. Володичева // Криосфера земли. - 2009. - Т. XIII, № 1. - С. 65-72.

33. **Котляков В.М.** Современные изменения ледников горных районов России / В.М. Котляков, Т.Е. Хромова, Г.А. Носенко, В.В. Попова, Л.П. Чернова, А.Я. Муравьев, О.В. Рототаева, С.А. Никитин, Н.М. Зверкова – М., 2015 – 288 с.

34. **Кошкин Д.А.** Индикация изменения климата в терминах индексов экстремальности температуры воздуха и их связь с изменениями атмосферной циркуляции на территории Предбайкалья / Д.А. Кошкин, Е.А. Кочугова // Ученые записки. Электронный научный журнал Курского государственного университета. - 2011. - № 17. - С. 271-278.

35. **Куимова Л.Н.** Изменения климата на Байкале и их связь с глобальными изменениями (global change) / Л.Н. Куимова, П.П. Шерстянкин // Проблемы экологического мониторинга: Материалы X Байкальской школы-семинара. - Байкальск, 1998. - С. 7-18.

36. **Ладейщиков Н.П.** Осадки и режим увлажнения / Н.П. Ладейщиков, А.Х. Филиппов, Е.Г. Зедгенидзе, И.К. Зусман, В.А. Оболкин, С.Ф. Резинкова // Структура и ресурсы климата Байкала и сопредельных пространств. - Новосибирск: Наука, 1977. - С. 98-125.

37. **Латышева И.В.** Особенности зимней циркуляции в районе Азиатского антициклона / И.В.Латышева, А.С. Иванова, В.И. Мордвинов // Оптика атмосферы и океана. - 2004. - Т.17, № 5-6. - С. 448-452.

38. **Латышева И.В.** Современные изменения климата на территории Иркутской области / И.В. Латышева, Е.П. Белоусова, С.В. Олемской, К.А. Лощенко // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». - Иркутск: Изд-во Иркутского государственного университета. - 2010. - Т.3, №2. - С. 110-125.

39. **Латышева И.В.** Исследование динамики Азиатского антициклона и холодных циркуляционных периодов на территории Иркутской области / И.В. Латышева, К.А. Лощенко, Е.В. Шахаева // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». - Иркутск: Изд-во Иркутского государственного университета. - 2011. - Т.4, №2. - С. 161-171.

40. **Ленская О.Ю.** Анализ изменчивости месячных сумм осадков с использованием индексов атмосферной циркуляции / О.Ю. Ленская, Д.В. Быков // Вестник Челябинского гос. ун-та. Серия «Экология. Природопользование».- Челябинск: Изд-во Челяб. гос. ун-та. - 2008. - №17. - С. 53-62.

41. **Лобода Н.С.** Оценка влияния атмосферных процессов северной Атлантики на формирование полей годового стока рек Украины / Н.С. Лобода // Украинский гидрометеорологический журнал. - 2008. - № 3. - С. 167-177.

42. **Мирвис В.М.** Воспроизводимость Североатлантического колебания по результатам гидродинамических прогнозов на месяц и сезон, его предсказуемость и связь с качеством прогнозирования аномалий температуры воздуха на территории России / В.М. Мирвис, В.П. Мелешко, В.М. Гаврилина, В.А. Матюгин, Т.Ю. Львова // Тр. ГГО им. А.И. Воейкова / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. - 2009. - Вып. 560. - С. 7-32.

43. **Мониторинг общей циркуляции атмосферы.** Северное полушарие / А.И. Неушкин, Н.С. Сидоренков, Т.В. Бережная и др. - Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2012. - 123 с.

44. **Мохов И.И.** Исследование взаимного влияния Эль-Ниньо - Южное колебание и Северо-атлантического и Арктического колебаний нелинейными методами / И.И. Мохов, Д.А. Смирнов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 2006. - Т. 42, №5. - С. 650-667.

45. **Мяч Л.Т.** Изменение климатических условий и температуры грунтов в районе озера Байкал во второй половине XX и в начале XXI века / Л.Т. Мяч, Л.И. Болтнева, Б.Г. Шерстюков // Криосфера земли. - 2011. - Т. XV, № 1. - с. 80-90.

46. **Назарова Л.Е.** Изменчивость гидрологических характеристик водосбора Онежского озера под влиянием климатических воздействий: Автореф. дис... канд. геогр. наук: 25.00.27 / Л.Е. Назарова; Санкт-Петербург институт озероведения РАН. - Петрозаводск, 2008. - 24 с.

47. **Нестеров Е.С.** О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология. - 2009. - № 12. - С. 32-40.

48. **Национальное управление океанических и атмосферных исследований США.** - Режим доступа: [<http://www.cpc.ncep.noaa.gov> 12.02.2016].

49. **Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства - NASA.** - Режим доступа: [<http://climate.nasa.gov/vital-signs/global-temperature/> 12.02.2015]

50. **Нестеров Е.С.** Особенности состояния океана и атмосферы в разных фазах северо-атлантического колебания / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология. - 1998. - № 1. - С. 64-74.

51. **Нестеров Е.С.** Особенности циркуляции атмосферы в Северной Атлантике в последние десятилетия / Е.С. Нестеров // Современные проблемы динамики океана и атмосферы: Сб. статей. - М., 2010. - С.269-280.

52. **Нестеров Е.С.** Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря во второй половине XX века / Е.С. Нестеров // Метеорология и гидрология. - 2011.- № 11. - С. 27-36.

53. **Нестеров Е.С.** Североатлантическое колебание: атмосфера и океан / Е.А. Нестеров. - М: Триада, 2013. - 144 с.

54. **Оценочный доклад** об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. - Режим доступа: [climate2008.igce.ru/v2008/pdf/resume_ob.pdf 23.09.2008].

55. **Панин Г.Н.** Особенности климатических изменений в средних и высоких широтах Северного полушария / Г.Н. Панин, Т.Ю. Выручалкина, И.В. Соломонова // Электронный журнал «Георесурсы, геоэнергетика, геополитика». - 2010. - Вып. 2.2. - С. 1-13.

56. **Плюснин В.М.** Динамика ледников гор юга восточной Сибири и монгольского Алтая / М.В. Плюснин, А.Д. Китов, Е.Н. Иванов, В.С. Шейкман // Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в северо-восточной и центральной Азии: Материалы Международной научной конференции (Иркутск, 17-21 сентября, 2012 г.). – Иркутск, 2012. - С. 35-37.

57. **Погода и климат (архив погоды).** - Режим доступа: [www.pogodaiklimat.ru 13.01.2016].

58. **Полонский А.Б.** О влиянии Североатлантического и Южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в европейско-средиземноморском регионе / А.Б. Полонский, Д.В. Башарин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 2003. - Т. 38, № 1. - С. 135-145.

59. **Попова В.В.** Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Метеорология и гидрология. - 2003. - № 5. - С. 62-74.

60. **Попова В.В.** Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Метеорология и гидрология. - 2006. - № 12. - С. 15-25.

61. **Попова В.В.** Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. - Т. 42, № 2. - С. 157-166.

62. **Попова В.В.** Современные изменения температуры приземного воздуха на севере Евразии: региональные тенденции и роль атмосферной циркуляции / В.В. Попова // Известия РАН. Серия географическая. - 2009. - № 6. - С. 59-69.

63. **Попова В.В.** Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в Северной Евразии во второй половине XX- начале XXI веков / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 2010. - Т. 46, № 2. - С. 161-175.

64. **Попова В.В.** Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией / В.В. Попова, А.В. Ширяева, П.А. Морозова // Лед и Снег. - 2014. - № 3 (127). - С. 39-49.

65. **Руховец Л.А.** Оценка возможных изменений в экосистеме Ладожского озера в 21 веке под влиянием антропогенных и климатических факторов / Л.А. Руховец, Г.П. Астраханцев, Т.Р. Минина, Н.А. Петрова, В.Н. Полосков // Водные ресурсы. – 2006. – Т. 33, № 3. – С. 367-382.

66. **Сикан А.В.** Методы статистической обработки гидрометеорологической информации / А.В. Сикан. - СПб: Изд-во РГГМУ, 2007. - 279 с.

67. **Синюкович В.Н.** О характере современных климатических изменений на южном побережье оз. Байкал / В.Н. Синюкович, И.В. Латышева // Оптика атмосферы и океана. - 2006. - Т.19, № 9. - С. 805-809.

68. **Синюкович В.Н.** Проблемы регулирования уровня озера Байкал в условиях аномальной водности/ В.Н. Синюкович // Водное хозяйство России. - 2016. - № 1. - С. 42-51.

69. **Смирнов Н.П.** Североатлантическое колебание и климат / Н.П. Смирнов, В.Н. Воробьев, С.Ю. Кочанов. - СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. - 121 с.

70. **Троицкая Е.С.** Многолетние изменения температуры поверхности воды в Байкале / Е.С. Троицкая, М.Н. Шимараев, В.В. Цехановский // География и природные ресурсы. - 2003. - № 2. - С. 47-50.

71. **Филатов Н.Н.** Влияние изменений климата на экосистемы озер Севере Европейской территории России / Н.Н. Филатов, Л.А. Руховец, Л.Е. Назарова, А.П. Георгиев, Т.В. Ефремова, Н.И. Пальшин // Ученые записки РГГМУ. - 2014. - № 34. - С. 48-55.

72. **Филатов Н.Н.** Внутривековая изменчивость уровня крупнейших озер России / Н.Н. Филатов, Т.Ю. Выручалкина, Н.А. Дианский, Л.Е. Назарова, В.Н. Синюкович // Докл. АН. - 2016. - Т. 467, № 5. - С. 589-593.

73. **Хуторянская Д.Ф.** Региональные особенности синоптических процессов над Восточной Сибирью: Учеб. пособие / Д.Ф. Хуторянская. - Иркутск: Иркут. гос. ун-т, 2002. - 162 с.

74. **Шелутко В.А.** Численные методы в гидрологии / В.А. Шелутко. - Л.: Гидрометиздат, 1991. - 238 с.

75. **Шимараев М.Н.** Климат и гидрологические процессы в бассейне оз. Байкал в XX столетии / М.Н. Шимараев, Л.Н. Куимова, В.Н. Синюкович, В.В. Цехановский // Метеорология и гидрология. - 2002. - № 3. - С. 71-78.
76. **Шимараев М.Н.** О проявлении на Байкале глобальных изменений климата в XX столетии / М.Н. Шимараев, Л.Н. Куимова, В.Н. Синюкович, В.В. Цехановский // Докл. АН. - 2002. - Т. 383, № 3. - С. 397-400.
77. **Шимараев М.Н.** О динамике содержания растворенного кремния в озере Байкал / М.Н. Шимараев, В.М. Домышева // Докл. АН. - 2002. - Т. 387, № 4. - С. 541-544.
78. **Шимараев М.Н.** Циркуляционные факторы изменения ледово-термического режима Байкала / М.Н. Шимараев // География и природные ресурсы. - 2007. - №4. - С. 54-60.
79. **Шимараев М.Н.** О влиянии Северо-Атлантического колебания (NAO) на ледово-термические процессы на Байкале / М.Н. Шимараев // Докл. АН. - 2008. - Т. 423, №3. - С. 397-400.
80. **Шмакин А.Б.** Современное потепление и изменение повторяемости климатических экстремумов в Северной Евразии / А.Б. Шмакин, В.В. Попова // Устойчивое развитие сельского хозяйства и сельских территорий: зарубежный опыт и проблемы России. М.: Т-во научных изданий КМК, 2005. С. 356-369.
81. **Экологический атлас бассейна озера Байкал** - Иркутск: Изд-во Института им. В.Б. Сочавы, 2015. - 145 с.
82. **Allen R.J.** The role of eastern Siberian snow and soil moisture anomalies in quasi-biennial persistence of the Arctic and North Atlantic Oscillations / R.J. Allen, C. S. Zender // Geophysical Research. - 2011. - Vol. 116. - P. 1-12.
83. **Alzen E.M.** Precipitation and atmospheric circulation patterns at Mid-latitudes of Asia / E.M. Alzen, V.B. Alzen, J.M. Melack, T. Nakamura, T. Ohta // Int. J. Climatol. - 2001. - Vol. 21. - P. 535-556.

84. **Anneville O.** Long-term changes in the copepod community of Lake Geneva / O. Anneville, J.C. Molinero, S. Souissi, G. Balvay, D. Gerdeaux // *J. of Plankton Research*. - 2007. - Vol. 29, Supplement 1. - P. i49-i59.
85. **Barnston, A.G.** Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns / A.G. Barnston, R. E. Livezey // *Mon. Wea. Rev.* - 1987. - Vol. 115. - P. 1083-1126.
86. **Barriopedro D.** A climatology of Northern Hemisphere blocking / D. Barriopedro, R. García-Herrera, A.R. Lupo, E.A. Hernández // *J. Climate*. - 2006. - Vol. 19, № 6. - P. 1042-1063.
87. **Bingyi W.** Possible Impacts of Winter Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian Winter Monsoon and Sea-Ice Extent / W. Bingyi, W. Jia // *Advances in Atmospheric Sciences*. - 2002. - Vol. 19, № 2. - P. 297-320.
88. **Bonsal B.R.** Impacts of large-scale teleconnections on freshwater-ice break/freeze-up dates over Canada / B.R. Bonsal, T.D. Prowse, C.R. Duguay, M.P. Lacroix // *Journal of Hydrology*. - 2006. - Vol. 330. - P. 340-353.
89. **Cohen J.** The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability / J. Cohen, K. Saito, D. Entekhabi // *Geophys. Res. Lett.* - 2001. - Vol. 28, № 2. - P. 299-302.
90. **Cullen H.M.** Impact the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow / H.M. Cullen, A. Kaplan, P.A. Arkin, P.B. Demenocal // *Climate Change*. - 2002. - Vol. 55. - P. 315-338.
91. **D'Arrigo R.** A reconstructed Siberian High index A.D. 1599 from Eurasian and North American tree rings / R. D'Arrigo, G. Jacoby, R. Wilson, F. Panagiotopolous // *Geophys. Res. Lett.* - 2005. - Vol. 32. - P. 1-4.
92. **DeCastro M.** Influence of teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the Miño River basin (NW Iberian Peninsula) / M. DeCastro, N. Lorenzo, J.J. Taboada, M. Sarmiento, I. Alvarez, M. Gomez-Gesteira // *Clim. Res.* - 2006. - Vol. 32. - P. 63-73.
93. **Deser C.** On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation" / C. Deser // *Geophys. Res. Lett.* - 2000. - Vol. 27. - P. 779-782.

94. **Dokulil M.T.** Twenty years of spatially coherent deepwater warming in lakes across Europe related to North Atlantic Oscillation / M.T. Dokulil, A. Jagsch, O. Anneville, T. Jankowski, B. Wahl, B. Lenhart, T. Blenckner, K. Teubner // *Limnol. Oceanogr.* - 2006. - Vol. 51, № 6. - P. 2787-2793.
95. **Fagherazzi S.** Climatic oscillation influence the flooding of Venice / S. Fagherazzi, G. Fossier, L. D'Alpaos, P. D'Odorico // *Geophys. Res. Lett.* - 2005. - Vol. 32. - P. 1-5.
96. **Franzke C.** The Continuum and Dynamics of Northern Hemisphere Teleconnection Patterns / C. Franzke, S.B. Feldstein // *J. Atm. Sci.* - 2005. - Vol. 62, № 9. - P. 3250-3267.
97. **Geng Q.** Variability of the North Atlantic cyclone activity in winter analyzed from NCEP-NCAR reanalysis data / Q. Geng, M. Sugi // *J. Climate.* - 2001. - Vol. 14, №18. - P. 3863-3873.
98. **Ghanbari R.N.** Coherence between lake ice cover, local climate and teleconnections (Lake Mendota, Wisconsin) / R.N. Ghanbari, H.R. Bravo, J.J. Magnuson, W.G. Hyzer, B.J. Benson // *Journal of Hydrology.* - 2009. - Vol. 374. - P. 282-293.
99. **Goldman C.R.** Climatic Change and Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation for Ecosystems and Societies / (edited by) C.R. Goldman, M. Kumagai, R.D. Robats. - 2013. - 472 p.
100. **Gong D.-Y.** The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia / D.-Y. Gong, C.-H. Ho // *Theoretical and Applied Climatol.* - 2002. - Vol. 72. - P. 1297-1300.
101. **Gulev S.K.,** Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data / S.K. Gulev, O. Zolina, S. Grigoriev // *Climate Dyn.* - 2001. - Vol. 17. - P. 795-809.
102. **Gulev S.K.** Variability of the winter wind waves and swell in the North Atlantic and North Pacific as revealed by the voluntary observing ship data / S.K. Gulev, V. Grigorieva // *J. Climate.* - 2006. - Vol. 19, № 21. - P. 5667-5685.

103. **Hampton S.E.** Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake - Lake Baikal, Siberia / S.E. Hampton, L.R. Izmet'eva, M.V. Moore, S.L. Katz, B. Dennis, E.A. Silov // *Global Change Biology*. - 2008. - Vol. 14. - P. 1-12.
104. **Hurrell, J.W.** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation / J.W. Hurrell // *Science*. - 1995. - Vol. 269. - P. 676-679.
105. **Hurrell, J.W.** Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation / J.W. Hurrell, H.V. Loon // *Climate Change*. - 1997. - Vol. 36. - P. 301-326.
106. **Hurrell, J.W.** Climate variability: North Atlantic and Arctic Oscillation / J.W. Hurrell // In: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. - 2003. - P. 439-445.
107. **Jaagus, J.** Regionalization of the precipitation in the Baltic Sea drainage basin and its dependence on large-scale atmospheric circulation / J. Jaagus // *Boreal Env. Res.* - 2009. - Vol. 14. - P. 31-44.
108. **Katz S.L.** Influence of Long-Distance Climate Teleconnection on Seasonality of Water Temperature in the World's Largest Lake - Lake Baikal, Siberia / S.L. Katz, S.E. Hampton, L.R. Izmet'eva, M.V. Moore // *PLoS ONE*. - 2011. - Vol. 6. - P. e14688.
109. **Kennedy A.M.** The association between climate teleconnections and Upper Klamath seasonal streamflow: Trans-Niño Index / A.M. Kennedy, D.C. Garen, R.W. Koch // *Hydrol. Process.* - 2009. - №23. - P. 973-984.
110. **Kerr R.A.** A new force in high-latitude climate / R.A. Kerr // *Science*. - 1998. - Vol. 284. - P. 241-242.
111. **Kiely G.** Climate change in Ireland from precipitation and streamflow observations / G. Kiely // *Advances in Water Resources*. - 1999. - Vol. 23. - P. 141-151.

112. **Kim J.-S.** Warm season streamflow variability in the Korean Han River Basin: Links with atmospheric teleconnections / J.-S. Kim, S. Jain, S.-K. Yoon // *Int. J. Climatol.* - 2012. - Vol. 32. - P. 635-640.
113. **Kingston D.G.** Linkages between atmospheric circulation, climate and streamflow in the northern North Atlantic: research prospects / D.G. Kingston, D.M. Lawler, G.R. McGregor // *Progress in Physical Geography.* - 2006. - Vol. 30, № 2. - P. 143-174.
114. **Kouraev A.V.** The ice regime of Lake Baikal from historical and satellite data: Relation to air temperature, dynamical, and other factors / A.V. Kouraev, S.V. Semovski, M.N. Shimaraev, N.M. Mognard, B. Legresy, F. Remy // *Limnol. Oceanogr.* - 2007. - Vol. 52, № 3. - P. 1268-1286.
115. **Krichak, S.O.** Decadal trends in the east Atlantic-west Russia pattern and Mediterranean precipitation / S.O. Krichak, P. Alpert // *Int. J. Climatol.* - 2005.-№ 25.-P. 183-192.
116. **Krokhin V.V.** Temperatures and precipitation totals over the Russian Far East and Eastern Siberia: long-term variability and its links to teleconnection indices / V.V. Krokhin, W.M.J. Luxemburg // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* - 2007. - Vol. 11. - P. 1831-1841.
117. **Kumagai M.** Lessons from Lake Biwa and Other Asian Lakes: Global and Local Perspectives / M. Kumagai, W.F. Vincent, K. Ishikawa, Y. Aota // *Freshwater Management, Global Versus Local Perspectives*, - Tokyo, 2003. - P. 1-22.
118. **Li J.** A modified zonal index and its physical sense / J. Li, O. Wang // *Geophys. Lett.* - 2003. - Vol. 30 (12). - P. 1632.
119. **Lingis P.** Teleconnection patterns of the Siberian Anticyclone and precipitation over Cyprus / P. Lingis, S.C. Michaelides // *Atmospheric Research.* - 2009. - Vol. 94. - P. 663-674.

120. **Livingstone D.M.** Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and to the North Atlantic Oscillation / D.M. Livingstone // *Limnol. Oceanogr.* - 1999. - Vol. 44, № 6. - P. 1486-1497.
121. **Mailier P.J.** Serial clustering of extratropical cyclones / P.J. Mailier, D.B. Stephenson, C.A.T. Ferro, K.I. Hodges // *Mon. Weath. Rev.* - 2006. - Vol. 134, № 8. - P. 2224-2240.
122. **McCabe G.J.** Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity / G.J. McCabe, M.P. Clark, M.C. Serreze // *J. Climate.* - 2001. - Vol. 14, № 12. - P. 2763-2768.
123. **Moore M.V.** Climate Change and the World's "Sacred Sea" - Lake Baikal, Siberia / M.V. Moore, S.E. Hampton, L.R. Izmet'seva, E.A. Silow, E.V. Peshkova, B.K. Pavlov // *BioScience.* - 2009. - Vol. 59, № 5. - P. 405-417.
124. **O'Reilly C.M.** Climate Change Decreases Aquatic Ecosystem Productivity of Lake Tanganyika, Africa / C.M. O'Reilly, S.R. Alin, P-D. Plisner, A.S. Kohen, B.A. McKee // *Nature.* - 2003. - Vol. 24. - P. 766-768.
125. **O'Reilly C.M.** Global Lake surface warming / C.M. O'Reilly, S. Sharma, D.K. Gray, S.E. Hampton joint first authors // *Geophysical Research Letters.* - 2015. - doi: 10.1002/2015GL066235.
126. **Papadopoulos V.P.** Influence of atmospheric circulation on turbulent air-sea heat fluxes over the Mediterranean Sea during winter / V.P. Papadopoulos, H. Kontoyiannis, S. Ruiz, N. Zarokanellos // *J. of Geophysical research.* - 2012. - Vol. 117. - P. 1-14.
127. **Panagiotopolous F.** A review of Northern Hemisphere winter time teleconnection patterns / F. Panagiotopolous, M. Shahgedanova, D.B. Stephenson // *J. Phys. IV France.* - 2002. - Vol. 12. - P. 1027-1047.
128. **Panagiotopolous F.** Observed Trends and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action / F. Panagiotopolous, M. Shahgedanova, A. Hannachi, D.B. Stephenson // *J. of Climate.* - 2005. - Vol. 18, № 9. - P. 1411-1422.

129. **Parkinson C.L.** The impact of the Siberian High and Aleutian Low on the sea-ice cover of the sea of Okhotsk / C.L. Parkinson // *Annals of Glaciology*. - 1990. - Vol. 14. - P. 226-229.

130. **Pociask-Karteczka J.** Prediction of hydrological extremes by air circulation indices / J. Pociask-Karteczka, Z. Nieckarz, D. Limanowka // *Water Resources Systems-Water Availability and Global Change: Proceedings of symposium (July 2003, Sapporo)*. - Sapporo, 2003. - № 280. - P. 134-141.

131. **Popova V.** Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes / V. Popova // *Int. J. Climatol.* - 2007. - Vol. 27. - P. 1721-1733.

132. **Rogers J.C.** North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe / J.C. Rogers // *J. Climate*. - 1997. - Vol. 10, № 7. - P. 1635-1647.

133. **Rossby C.-G.** Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semi-permanent centers of action / C.-G. Rossby // *Jorn. Marine Res.* - 1939. - Vol. 2. - P. 38-55.

134. **Scheffer M.** Catastrophic Shifts in Ecosystems / M. Scheffer, S. Carpenter, J.A. Folke, B. Walker // *Nature*. - 2001. - Vol. 413. - P. 591-596.

135. **Slonosky V.** Does the NAO index represent zonal flow? The influence of the NAO on North Atlantic surface temperature / V. Slonosky, P. Yiou // *Climate Dynamics*. - 2002. - Vol. 19. - P. 17-30.

136. **Thompson D.W.J.** The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields / D.W.J. Thompson, J.M. Wallace // *Geophys. Res. Lett.* - 1998. - Vol. 25, № 9. - P. 1297-1300.

137. **Thompson D.W.J.** Annular modes in the extratropical circulation. Part I. Month to month variability / D.W.J. Thompson, J.M. Wallace // *J. Climate*. - 2000. - Vol. 13. - P. 1000-1016.

138. **Todd M.C.** Large-scale climate controls on Lake Baikal ice cover / M.C. Todd, A.W. Mackay // *Journal of Climate*. - 2003. - Vol. 16. - P. 3186-3199.

139. **Vicente-Serrano S.M.** Role of atmospheric circulation with respect to the interannual variability in the date of snow cover disappearance over northern latitudes between 1988 and 2003 / S.M. Vicente-Serrano, M. Grippa, T. Le Toan, N. Mognard // *Journal Geophysical Research*. - 2007. - Vol. 112. - P. 1-15.
140. **Wallace J.M.** North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms-one phenomenon / J.M. Wallace // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* - 2000. - Vol. 126. - P. 791-805.
141. **Wallace J.M.** Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter / J.M. Wallace, D.S. Gutzler // *Mon. Wea. Rev.* - 1981. - Vol. 109. - P. 784-812.
142. **Wang H.** Linkage between the Northeast Mongolian precipitation and the northern hemisphere zonal circulation / H. Wang // *Advances in Atmospheric Sciences*. - 2006. - Vol. 23, № 5. - P. 659-664.
143. **Wang X.L.** Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields / X.L. Wang, V.R. Swail // *J. Climate*. - 2002. - Vol. 15, № 9. - P. 1020-1035.
144. **Wang X.L.** Climatology and changes of extra-tropical storm tracks and cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP/NCAR Reanalysis for 1958-2001 / X.L. Wang, V.R. Swail, F.W. Zwiers // *J. Climate*. - 2006. - Vol. 19, № 13. - P. 3145-3166.
145. **Wu B.** Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian Winter Monsoon and Sea-Ice Extent / B. Wu, J. Wang // *Advances in Atmosph. Scien.* - 2002. - Vol. 19, № 2. - P. 298-320.
146. **Yasunaka S.** Arctic Oscillation and Corresponding Sea Surface Temperature Anomaly Fields / S. Yasunaka, K. Hanawa // *Journ. Geophys. Tohoku. (Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5)*. - 2001. - Vol. 36, № 2. - P. 47-63.
147. **Yoo J.** Trends and fluctuations in the dates of ice break-up of lakes and rivers in Northern Europe: the effect of the North Atlantic Oscillation / J. Yoo, P. D'Odorico // *Journal of Hydrology*. - 2002. - Vol. 268. - P. 100-112.